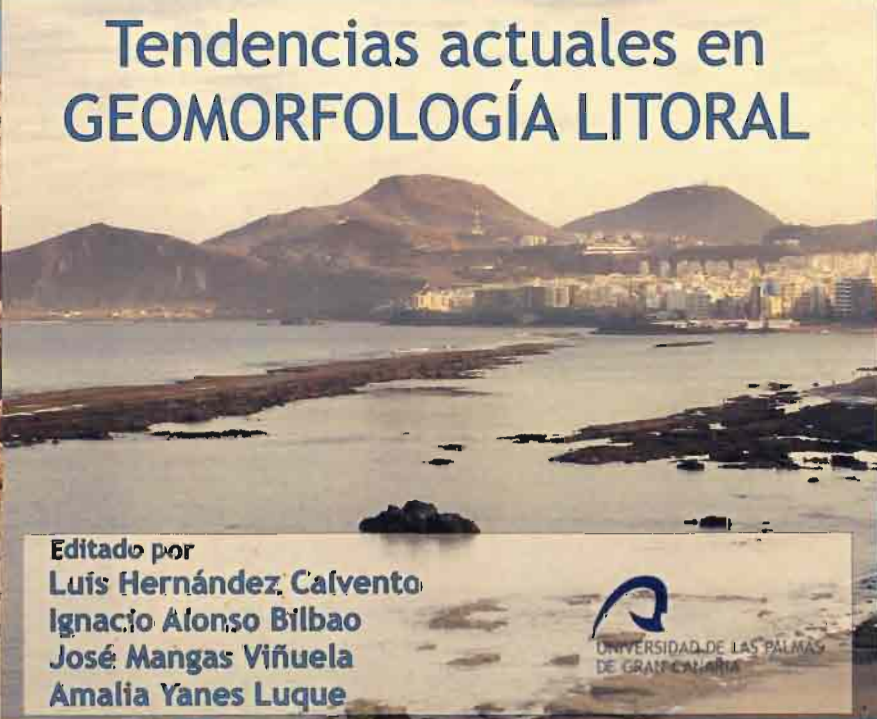




Tendencias actuales en GEOMORFOLOGÍA LITORAL



Editado por
Luis Hernández Calvento
Ignacio Alonso Bilbao
José Mangas Viñuela
Amalia Yanes Luque


UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS
DE GRAN CANARIA



TENDENCIAS ACTUALES EN GEOMORFOLOGÍA LITORAL

Editores:

Luis Hernández Calvento

Ignacio Alonso Bilbao

José Mangas Viñuela

Amalia Yanes Luque

Aportaciones a las III Jornadas de Geomorfología Litoral, celebradas en Las Palmas de Gran Canaria, 28-30 de abril de 2005.

Comité Organizador:

Ignacio Alonso Bilbao (Departamento de Física, ULPGC)
Constantino Criado Hernández (Departamento de Geografía, ULL)
Luis Hernández Calvento (Departamento de Geografía, ULPGC)
José Mangas Viñuela (Departamento de Física, ULPGC)
Purificación Ruiz Flaño (Departamento de Geografía, Universidad de Valladolid)
Amalia Yanes Luque (Departamento de Geografía, ULL).

Colaboradores:

Laura L. Cabrera Vega (Departamento de Física, ULPGC)
Isora Sánchez Pérez (Departamento de Física, ULPGC),

Entidades organizadoras:



UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS
DE GRAN CANARIA

Departamento de Geografía
Departamento de Física
Facultad de Geografía e Historia
Facultad de Ciencias del Mar



Universidad de La Laguna

Departamento de Geografía

Comité Org.

317856
790994

Tendencias actuales en Geomorfología Litoral.

Editado por: Luis Hernández Calvento, Ignacio Alonso Bilbao, José Mangas Viñuela y Amalia Yanes Luque

Publicado por:



UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS
DE GRAN CANARIA

© Textos y figuras: los autores

ISBN: 84-689-1543-2

Depósito Legal: GC 198-2005

Imprime: Servicio de reprografía. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria.

ÍNDICE

Prólogo	9
PONENCIAS	
Caracterización morfodinámica de las playas del entorno de la bahía de Cádiz (SW España) <i>Anfuso, G.; Benavente, J.; Gracia, F.J. y Del Río, L.</i>	15
Evolución morfosedimentaria de playas de arena en el noroeste de la península ibérica. El caso de la bahía de San Xurxo -Ferrol- <i>López Bedoya, J. y Pérez Albertí, A.</i>	19
Movilidad de la línea de costa en playas urbanas muy encajadas <i>Ojeda, E. y Guillén, J.</i>	25
Estructura interna y evolución de una barrera de arena mediante georadar <i>Costas, S. y Alejo, I.</i>	31
Formas de playa en las costas árticas noruegas de la península de Varanger <i>Sanjaume, E. y Tolgensbakk, J.</i>	37
Potencial de erosión de tormentas en la costa catalana <i>Mendoza, E.T. y Jiménez, J.A.</i>	43
Composición de las acumulaciones antrópicas de <i>Posidonia oceanica</i> en una playa mediterránea (bahía de Alcúdia, Mallorca) <i>Asensi, M. y Servera, J.</i>	49
Distribución de tipos de fondo en la desembocadura del estuario del río Piedras (Huelva). Interpretación hidrodinámica <i>Morales, J. A.; Delgado, I. y Gutiérrez Mas, J. M.</i>	53
Primera cartografía de procesos activos en el litoral de Huelva (S.O. España) <i>Cantano, M.; Morales, J.A.; Rodríguez-Ramírez, A. y Martín, R.</i>	57
Procesos morfodinámicos en la barrera confinante del estuario de Guernica: soluciones para la gestión <i>Flor, G. y Flor Blanco, G.</i>	61
La implicación de los usuarios en la conservación geomorfológica de los sistemas litorales de Menorca <i>Roig I Munar, F.X.; Comas I Lamarca, E.; Martín Prieto, J.A. y Rodríguez Perea, A.</i>	65

Social perception as a tool for beach planning: a case study on the catalan coast <i>Villares M.; Roca E.; Serra J.; Montori C. y Gelizo, O.</i>	71
La incidencia de los temporales marinos en la ordenación del litoral de Tenerife <i>Yanes Luque, A.; Marzol Jaén, V. y Romero Ruiz, C.</i>	75
Actividad turística e inundaciones en el litoral del sur de Gran Canaria: ¿Un riesgo inducido? <i>Máyer, P. y Pérez-Chacón, E.</i>	81
Características morfológicas de los puertos de Asturias <i>Flor, G.; Del Busto, J.A. y Flor Blanco, G.</i>	87
Análisis de la influencia de la topografía del nearshore en la evolución morfodinámica de la desembocadura del Guadiana, Huelva <i>Ojeda, J. y Malvarez, G.C.</i>	91
Morfologías dunares en la costa atlántica gaditana: evolución histórica y estado actual <i>Benavente, J.; Gracia, J.; Del Río, L. y Anfuso, G.</i>	97
Análisis de la evolución temporal de 28 sistemas playa-duna de Menorca (1956 –2004) <i>Roig I Munar, F.X.; Martín Prieto, J.A.; Comas I Lamarca, E. y Rodríguez Perea, A.</i>	101
Clasificación de las playas catalanas según su evolución en los últimos 50 años para la gestión de los espacios costeros <i>Crous, A.; Pinto, J. y Jiménez, J.A.</i>	107
Cambios en la morfología de la desembocadura del río Daró (Costa Brava, Girona) en la segunda mitad del siglo XX: interacciones con la matriz agraria del tramo final <i>Crous, A.; Barriocanal, C.; Varga, D. y Vila, J.</i>	111
Incremento de la erosión y nivel del mar en la costa de Cantabria <i>García Codron, J.C. y Rasilla Álvarez, D.F.</i>	117
Flechas litorales en el Pacífico centroamericano: cambios decenales y su repercusión en las formaciones de manglar (golfo de Chiriquí, Panamá, Lat. 8° N) <i>Díaz Del Olmo, F. y Cámara Artigas, R.</i>	121

Dinámica hidrogeomorfológica de la laguna de Ana. Complejo palustre del manto eólico litoral de El Abalario-Doñana (Huelva, SW España) <i>Borja, C.; Díaz Del Olmo, F. y Borja, F.</i>	127
Caracterización geomorfológica de la duna costera del P.N. de Doñana (Huelva) <i>Vallejo Villalta, I. y Ojeda Zújar, J.</i>	131
Caracterización sedimentológica de "El Jable", Lanzarote <i>Cabrera, L.; Alonso, I. y Alcántara-Carrió, J.</i>	137
Evolución freática en los espacios interdunares de Maspalomas (Gran Canaria, islas Canarias): Resultados preliminares <i>Melián, B.; Hernández, A.; Menéndez, I.; Mangas, J.; Martín, M. y Sánchez-Pérez, I.</i>	143
Caracterización de la dinámica sedimentaria eólica actual de Boa Vista (Cabo Verde) <i>Hernández Calvento, L. y Suárez Rodríguez, C.</i>	149
Los sistemas dunares litorales del Pleistoceno Superior de Mallorca: arquitectura de los depósitos vs. contexto estructural <i>Fornós, J.J.; Gómez-Pujol, I. y Clemmensen, L.B.</i>	155
Formas rocosas complejas en la costa del golfo de la Spezia (Liguria oriental, Italia) <i>Arozarena Llopis, I.</i>	161
Dinámica geomorfológica de los acantilados de las costas uruguayas <i>Pérez Alberti, A.; Panario, D. y Gutiérrez, O.</i>	167
Microdinámica de la superficie rocosa en ambientes supramareales (Marengo, Australia) <i>Gómez-Pujol, L.; Stephenson, W.J. y Fornós, J.J.</i>	171
Procesos de abrasión en playas de material grueso asociadas a plataformas intermareales rocosas <i>Blanco-Chao, R.; Pérez-Alberti, A.; Costa-Casais, M. y Valcárcel-Díaz, M.</i>	177
Las terrazas marinas de los últimos 140 Ka, como geo-bio marcadores de la inestabilidad climática y del nivel del mar: archipiélagos de Cabo Verde y Canarias <i>Zazo, C.; Goy, J.L.; González, A.; Hillaire-Marcel, C.; Dabrio, C.J.; Bardají, T.; Cabero, A.; Ghaleb, B.; Lario, J.; Luque, L.; Silva, P.G.; Soler, V. y Gillot, P.Y.</i>	181

SALIDAS DE CAMPO

Rasgos geológicos principales del archipiélago canario y de la isla de Gran Canaria <i>Mangas Viñuela, J.</i>	189
Costa norte: Playa de Las Canteras <i>Alonso Bilbao, I.</i>	219
Costa norte: Cuevas del Guincho y valle de Agaete <i>Pérez Torrado, F.J. y Cabrera Santana, M.C.</i>	239
Costa suroeste: Puerto Rico - Güigüi <i>Mangas Viñuela, J.</i>	253
Costa sur: Maspalomas <i>Hernández Calvento, L.</i>	271

Prólogo

El conocimiento de las diversas formas y procesos que operan en las áreas de contacto entre la tierra y el mar, así como los cambios que han podido experimentar en el tiempo y en el espacio, son motivo de la celebración de las IIIª Jornadas de Geomorfología Litoral. Aspectos relativos a la morfodinámica actual, así como a la intervención y gestión de los medios costeros, a las variaciones del nivel medio del mar y sus consecuencias geomorfológicas, y a nuevas tecnologías y herramientas aplicadas a la geomorfología litoral, reúnen este año en Gran Canaria a un número creciente de investigadores, cuyos trabajos son manifestación clara del carácter especialmente dinámico de estos espacios de transición.

La conveniencia de reuniones de esta naturaleza obedece, por un lado, a la necesidad de potenciar líneas de investigación y métodos de análisis en un campo del saber marcado, quizás como ningún otro, por la especificidad consustancial a la interacción de elementos y factores, no sólo diversos sino contrastados, como son los marinos y continentales. Por otro lado, también se busca en estos encuentros ahondar en el desarrollo constante y creciente de las actividades humanas en estos entornos, dado el aumento que supone en el grado de complejidad para el estudio de los litorales, no sólo considerando la humanidad como actor paciente de los acontecimientos naturales, sino como parte activa en muchos procesos. Por último, y desde un punto de vista académico, también obedece este encuentro a la necesidad de consolidar la labor de un grupo de profesionales procedente de disciplinas diferentes, como la Geografía, las Ciencias del Mar, la Geología o las Ingenierías, conscientes de la dificultad que entraña la comprensión del medio litoral. De ahí el desarrollo de unas sesiones científicas en las que se exponen para su conocimiento y discusión los resultados de trabajos realizados en distintos tramos del litoral español.

Queda patente de este modo la existencia de gran cantidad de grupos de trabajo españoles en los que se realiza investigación puntera en temas de geomorfología litoral. Estos grupos proceden básicamente de las distintas universidades donde se cuenta con departamentos de Geografía, o aquellas en las que hay estudios de Ciencias del Mar, sin por ello desmerecer lo más mínimo aquellas aportaciones procedentes de centros del CSIC, de Facultades de Geología o de Escuelas de Caminos, Canales y Puertos.

Precisamente, considerando la localización de las áreas donde se desarrollan los trabajos presentados, cobran relevancia Huelva, Canarias y la costa catalana,

con cinco aportaciones cada una, seguido por Baleares con cuatro, Galicia y la cornisa cantábrica con tres, y el litoral gaditano con dos. Hay que mencionar, además, la presentación de trabajos centrados en otros litorales alejados de nuestro país, como Australia, Noruega, Italia, Panamá, Uruguay y Cabo Verde, aportaciones que, sin duda, enriquecen estas Jornadas, a la vez que muestran la creciente participación de investigadores nacionales en proyectos de ámbito internacional, en estos campos del conocimiento en los que nuestro trabajo da muestras de especialización constante.

De entre ellos, son los aspectos relativos a la morfodinámica actual los que suponen un mayor número de trabajos presentados, temática en torno a la cual se aglutinan las otras líneas inicialmente consideradas en estas Jornadas. Así, la relación de ésta con la intervención y gestión de los medios costeros es una constante, al igual que el uso de nuevas tecnologías y herramientas aplicadas a la geomorfología litoral, o las variaciones del nivel medio del mar. En este sentido, todo indica que es la mencionada morfodinámica la que marca la pauta de la investigación geomorfológica actual en ambientes litorales.

Estas Jornadas tienen además el aliciente añadido de poder aproximarnos, a través de salidas de campo, a los rasgos que caracterizan – al menos en lo esencial – a las costas volcánicas. La construcción de edificios de muy diferente envergadura, estructura y disposición, a partir de manifestaciones eruptivas de dinámica y cronología así mismo diferentes, y su remodelación por parte de los agentes de la dinámica marina derivan en paisajes con entidad propia, de los que son buena muestra las costas norte y suroeste de la isla de Gran Canaria. De otra parte, los espacios litorales que derivan de otros procesos, como la dinámica sedimentaria de los barrancos, a otros espacios menos característicos de este territorio, pero no por ello menos espectaculares, tal es el caso del campo de dunas de Maspalomas, ubicado al sur de la isla.

También tiene cabida, en estas salidas, aspectos derivados de transformaciones espontáneas en el litoral, debido a procesos naturales de magnitud cataclísmica. Así, hemos conocido en fechas recientes los cambios fortuitos y brutales que han sufrido amplias áreas litorales del sureste asiático, como consecuencia de un gran maremoto. También la isla de Gran Canaria experimentó, en momentos del pasado episodios semejantes, que dejaron sus huellas en forma de depósitos, a los que también nos acercaremos en estas salidas de campo.

La realización de estas jornadas no habría sido posible sin la colaboración de los Departamentos de Geografía y Física, así como las Facultades de Geografía e Historia y Ciencias del Mar de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, así como del Departamento de Geografía de la Universidad de La Laguna. De igual forma, han colaborado de forma desinteresada la Caja de Canarias, El Patronato de Turismo de Gran Canaria, la Concejalía de Turismo del Ilustre Ayuntamiento de Mogán, y el Grupo de Empresarios Turísticos Asociados, S.A. (GETASA).

El Comité Organizador

Las Palmas de Gran Canaria, abril de 2005

PONENCIAS

CARACTERIZACIÓN MORFODINÁMICA DE LAS PLAYAS DEL ENTORNO DE LA BAHÍA DE CÁDIZ (SW ESPAÑA)

Anfuso, G., Benavente, J., Gracia, F.J. y Del Río, L.

Dep. Geología, Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales, Universidad de Cádiz, Polígono Río San Pedro s/n, 11510 Puerto Real (Cádiz), España. E-mail: giorgio.anfuso@uca.es

RESUMEN

El seguimiento topográfico, sedimentológico y el estudio del clima marítimo del litoral entre Chipiona y Valdelagrana (Cádiz, SO de España), permitieron calcular varios parámetros geomorfológicos clásicos. Los datos obtenidos se utilizaron para clasificar las playas estudiadas según el modelo de Masselink y Short (1993): la gran mayoría de las playas presentaron un estado intermedio y disipativo con barras.

Palabras claves: playa, morfodinámica.

ABSTRACT

Data obtained from a topographic, sedimentological beach monitoring program and the study of the wave climate of the littoral between Chipiona and Valdelagrana (Cadiz, SW Spain) allowed to calculate several geomorphologic parameters. This way, Masselink and Short (1993) classification was applied to identify morphodynamic beach states: most part of studied beaches presented a dissipative or intermediate beach state with bars.

Key words: beach, morphodynamic.

INTRODUCCIÓN

En el presente trabajo se realiza una clasificación morfodinámica de las playas localizadas en el entorno de la Bahía de Cádiz (SO de España). Las informaciones obtenidas son de gran utilidad para prever la respuesta del litoral frente a los agentes dinámicos y, de esta forma, planificar una correcta gestión de la erosión costera. En muchos casos conociendo la clasificación morfodinámica podemos conocer su comportamiento frente a la erosión a largo plazo (Benavente *et al.*, 2002). Así, para la caracterización morfodinámica de las playas, se utilizaron parámetros clásicos empleados en la geomorfología costera que permitieron caracterizar cuantitativamente el tipo de rompiente y el estado de la playa y su tipificación según las clasificaciones de Masselink y Short (1993).

ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio se localiza en el litoral entre la ciudad de Chipiona y la urbanización de Valdelagrana (Cádiz, SO de España) e incluye 22 Km de playas arenosas respaldadas por dunas y acantilados. La marea, con periodicidad semidiurna, presenta rango entre 3,22 m y 1,1 m, que clasifican la costa como mesomareal. Los vientos dominantes soplan del ONO, vientos húmedos atlánticos, y del ESE, vientos secos que soplan de tierra. Las olas se aproximan a la costa preferentemente del Oeste (45% de frecuencia anual), con altura media inferior a 1 m y altura de ola significativa asociada a temporales de 2 m. La deriva litoral principal fluye hacia el Sureste.

METODOLOGÍA

Se llevó a cabo un seguimiento morfológico de las playas durante el periodo 1996-1998, mediante el levantamiento topográfico mensual de 26 perfiles normales a la línea de costa, por un total de 472 perfiles, y el análisis de muestras tomadas en el intermareal. Por otro lado, se calcularon los datos de pendiente del intermareal ($\tan \beta$) y granulometría (D_{50}). Para caracterizar la energía del oleaje incidente, se recurrió a los valores de altura de ola significativa (H_s) y peralte del oleaje (H/L) medidos por las boyas oceanográficas “Sevilla 1” y “Cádiz” (REMRO).

Para caracterizar la morfodinámica de las playas estudiadas, se utilizaron el Índice de Similitud de Surf y el Parámetro de Escala de Rompiente (Battjes, 1974 y Guza e Inman, 1975) y el Parámetro adimensional de Caída de Grano (Dalrymple y Thompson, 1976). Dicho parámetro se utilizó conjuntamente al rango de marea relativo (RTR), que se obtiene por la relación entre el rango mareal y la altura de ola (Davis y Hayes, 1984), para clasificar las playas estudiadas según el modelo de Masselink y Short (1993).

RESULTADOS

La altura de ola presentó marcadas variaciones estacionales, con valores elevados durante el periodo noviembre-enero y valores bajos durante los meses entre junio y septiembre y el periodo febrero-marzo. El periodo del oleaje no sufrió variaciones estacionales importantes, resultando poco útil a la hora de distinguir entre mar de fondo y mar de viento. En cuanto al rango mareal medio, éste presentó variaciones mínimas, condicionando de esta forma el comportamiento del rango mareal relativo que registró variaciones muy pequeñas.

Los parámetros morfodinámicos empleados evidenciaron roturas en derrame y, secundariamente, en volutas, asociadas a estados disipativos (según los valores propuestos respectivamente por Fredsoe y Deigaard 1992 y Guza e Inma, 1975). En la figura 1 se representaron el Parámetro adimensional de Caída de Grano y el Rango Mareal Relativo, de acuerdo con la clasificación de Masselink y Short (1993). La casi totalidad de los puntos obtenidos (Figura 1), corresponden al estado intermedio y disipativo, ambos con desarrollo de barras.

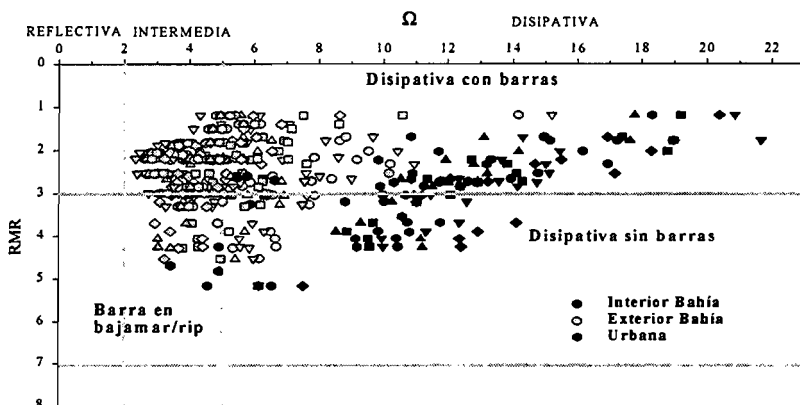


Figura 1. Clasificación morfodinámica de las playas estudiadas.

DISCUSIÓN

Los resultados obtenidos mediante la clasificación de Masselink y Short (1993, Figura 1) se ajustan bastante bien a las observaciones de campo y los valores obtenidos mediante otros parámetros geomorfológicos. La gran mayoría de las playas presentó perfiles intermedios caracterizados por la presencia de la berna durante condiciones de buen tiempo y perfiles más planos durante condiciones erosivas, variando la rompiente entre voluta y derrame. Otras playas presentaron perfiles más tendidos que sufrieron pequeñas variaciones estacionales según el modelo del *parallel retreat*, y registraron siempre roturas en derrame.

CONCLUSIONES

El litoral estudiado se caracteriza por la presencia de playas intermedias y disipativas cuyo comportamiento está controlado esencialmente por las variaciones

estacionales del oleaje. Sin embargo como se observa en la distribución areal, las condiciones de contorno son también importantes. De esta forma las playas más protegidas tienden a presentar un estado más disipativo, es decir, cobra mayor preponderancia el efecto de la marea. Los parámetros morfodinámicos empleados se ajustan bastante bien al comportamiento observado mediante el seguimiento topográfico, destacando su utilidad en el estudio morfodinámico de playa.

AGRADECIMENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto CICYT-BTE 2003-05706 y es una contribución al Grupo PAI RNM 328.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Battjes, J.A. (1974): Surf Similarity; *Proc. 14th Int. Conf. Coast. Eng. ASCE*: 466 - 480.
- Benavente, J., Del Río, L., Anfuso, G., Gracia, F.J. & Reyes, J.L.(2002): Utility of morphodynamic characterization in the prediction of beach damage by storms; *J. Coastal Res.*, SI36: 56-64.
- Dalrymple, R. A. y Thomson, W. W. (1976): Study of equilibrium beach profiles; *Proc. 15th Conf. Coastal Eng. ASCE*: 1277-1296.
- Davis, R.A. Jr. y Hayes, M.O. (1984): What is a wave-dominated coast?; *Marine Geology*, 10: 313-329.
- Fredsoe, J. y Deigaard, R. (1992): Mechanics of coastal sediment transport; *Advanced series on Ocean Engineering*, vol. 3, World Scientific, 366 p.
- Guza, R.T. y Inman, D.L. (1975): Edge waves and beach cusps; *Jour. Geophys. Res.*, 80 (21): 2997-3012.
- Masselink, G. y Short, A.D. (1993): The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual beach model; *J. Coastal Res.*, 9: 785-800.

EVOLUCIÓN MORFOSEDIMENTARIA DE PLAYAS DE ARENA EN EL NOROESTE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA. EL CASO DE LA BAHÍA DE SAN XURXO -FERROL-

López Bedoya, J. y Pérez Alberti, A.

Departamento de Geografía, Universidad de Santiago de Compostela. Email: juankar@usc.es y xepallber@usc.es

RESUMEN

El presente estudio se ha llevado a cabo en una playa situada en el NW de Galicia. Para ello se han seleccionado seis perfiles transversales representativos sobre los que se han realizado trece campañas de levantamientos topográficos entre julio de 1999 y julio de 2000, coincidiendo con los días de mayor rango mareal mensual. De ello se deduce que los cambios morfosedimentarios están fuertemente condicionados por las diferentes situaciones sinópticas.

Palabras Clave: playas, geomorfología, Galicia.

ABSTRACT

The present work was carried out in a beach located in the NW of Galicia. Six representative profiles on the beach were selected for thirteen surveying works between July of 1999 and July of 2000, during spring low tides. The results show that the morphosedimentary changes are strongly controlled by atmospheric conditions.

Key Words: beach, geomorphology, Galicia.

INTRODUCCIÓN

El estudio morfosedimentario de las playas de arena cuenta, en su análisis evolutivo, con la principal clave para la comprensión y valoración de sus distintos estados erosivos o acretivos, además de ser una excelente manera de acercarse al conocimiento del complejo sistema litoral articulado por las interacciones entre factores atmosféricos, litológicos e hidrológicos continentales y marinos.

El habitual peso otorgado a la hidrodinámica del oleaje incidente esconde la importancia de otro tipo de factores que, en principio, sólo parecen comportarse como meros receptores o modificadores de energía, o bien como simples emisores de materia prima. Sin embargo, el análisis detallado de la playa de *San Xurxo* muestra una realidad bien diferente.

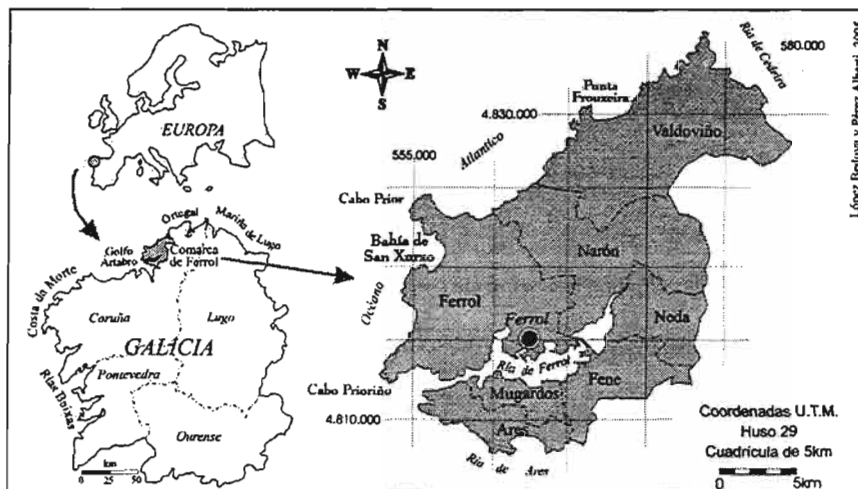


Figura 1. Situación de la zona de estudio.

ZONA DE ESTUDIO

Circunscrita aproximadamente entre los puntos UTM [554787 ; 4819631 / 555911 ; 4819334 / 557075 ; 4820659 / 554579 ; 4823369] del Huso 29, la pequeña bahía de *San Xurxo* se localiza justo al norte del Golfo Ártabro, un gran seno costero ramificado que dibujan cuatro de las Rías Altas gallegas, las de Ferrol, Ares, Betanzos y Coruña. Así pues, se enclava en el noroeste de la Península Ibérica y de la Comunidad Autónoma de Galicia (figura 1). La playa de *San Xurxo* cuenta con una dimensión longitudinal arqueada de 2150 metros, con una distancia transversal emergida, en marea baja, que oscila entre los 280m y los 50m en función de sus diferentes sectores. Posee un cordón dunar trasero bien desarrollado, con dos crestas o cordones de diferentes épocas y un corredor interno de dunas estabilizadas. Este aparato sedimentario permite responder de manera suficiente a los episodios erosivos impuestos por los temporales marinos, impidiendo la entrada en un ciclo erosivo continuo y favoreciendo un aparente equilibrio sedimentario anual.

OBJETIVOS Y METODOLOGÍA

El objetivo principal de este trabajo es mostrar la importancia de determinados factores continentales y atmosféricos en la evolución sedimentaria de aparatos complejos arenosos costeros, además de plantear si la tradicional visión de estadios morfosedimentarios estacionales concuerda o no con el comportamiento real de las

playas en las latitudes medias. Al mismo tiempo se quiere conocer la variabilidad en los comportamientos internos a nivel longitudinal en un arenal; si son o no solidarios, en función de su ubicación a lo largo del perfil costero y de las geoformas continentales traseras.

El análisis sistemático de la playa de *San Xurxo* se realizó a partir del conocimiento y observación cualitativa previa del comportamiento sedimentario e hidrodinámico del aparato arenoso y los oleajes incidentes. Esta base llevó a la elección de seis perfiles transversales representativos de sus bien diferenciados sectores longitudinales. Se realizaron trece campañas de levantamientos topográficos entre julio de 1999 y julio de 2000, coincidiendo con los días de mayor rango mareal mensual. Esta adaptación a unos determinados parámetros mareales permitió alcanzar el límite mesolitoral inferior y analizar también la evolución y desarrollo de la barra arenosa de la parte baja del perfil.

Para el levantamiento topográfico de los perfiles se utilizó un nivel automático Sokkia B21 acompañado de reglas de nivelación graduadas, y un sistema G.P.S. de gran exactitud al que posteriormente le fueron corregidos los ficheros de campo mediante ficheros de base y control con los radiofaros de la punta de Estaca de Bares -costa norte de Galicia- y del cabo Silleiro -litoral sur de la provincia de Pontevedra-.

Los parámetros de oleaje y vientos del período de estudio fueron obtenidos de las series recogidas por el Instituto Nacional de Meteorología en su centro de Coruña y de Puertos del Estado. Estas últimas, están referidas al Punto WANA 1046074, una boya marina existente en el Golfo Ártabro, entre las ciudades de Ferrol y Coruña.

DISCUSIÓN

Los modelos de cambio en el perfil de la playa comenzaron formalmente con las descripciones de perfil estacional verano/invierno de Shepard en 1950 y Bascom en 1954. La habitual adscripción estacional de los estadios morfodinámicos de las playas, a partir de la clasificación de Wright y Short (1979-1985), asociando perfiles disipativos a fuertes energías de oleaje a la época invernal y reflectivos a oleajes estivales poco energéticos, plantea dificultades de aceptación en el ámbito de las latitudes medias. Este esquema tradicional ha formado parte de numerosas conclusiones en trabajos y tesis doctorales acerca del comportamiento morfosedimentario de playas en diferentes ambientes energéticos. En 1995, H. Marcehaux muestra su inadaptación para la playa del Parc Clémenceau, en La Tranche sur Mer, departamento de Vendée, Francia. En el caso que ocupa, la aparición de perfiles disipativos no es exclusiva de la época invernal, momento en el que las frecuentes

borrascas ondulatorias procedentes del Frente Polar barren la costa del noroeste peninsular y aumentan la frecuencia de temporales y altas intensidades energéticas en las playas. El “achatación” topográfico que acompaña o sigue a dichos temporales aparece igualmente en primavera y verano sin que sea un estadio momentáneo o excepcional. En igual línea de comportamiento, las topografías reflectivas se presentan de manera habitual a lo largo de todo el año, incluyendo los meses de invierno u otoño.

Esta realidad parece indicar, por un lado, que la respuesta morfosedimentaria de la playa a las variaciones en las condiciones energéticas del oleaje es rápida y tiende a compensar un desequilibrio geométrico que no se mantiene si deja de actuar la distorsión energética que lo provoca. Parece evidente que más que fuertes intensidades energéticas, para que un perfil modifique sensiblemente su morfología es necesario un cambio en el tipo de oleaje y en sus parámetros dimensionales y energéticos, pero este no tiene por que ser contrastado.

Por otro lado, la correlación entre intensidades energéticas del oleaje y un determinado tipo de perfil no es mayor que la existente entre éste y la direccionalidad con que se acerca el tren de ondas incidente. En función de la naturaleza arqueada del aparato arenoso y de la variable direccionalidad de los parámetros eólicos y marinos, es fácil entender la desigual incidencia de los perfiles a lo largo de la dimensión longitudinal de la playa. En efecto, los análisis morfológicos desarrollados entre 1999 y 2000 en *San Xurxo* muestran la evolución diferencial e independiente de algunos de los perfiles elegidos.

Sumando complejidad al sistema, se pudo comprobar cómo los aportes sedimentarios de pequeños arroyos costeros, la acción erosiva de las aguas continentales o la morfología previa de la playa condicionan el desarrollo de perfiles, minimizando su dependencia de los parámetros atmosféricos y oceánicos.

RESULTADOS

La estacionalidad de los perfiles morfodinámicos de las playas es una teoría general poco adaptada en el caso que ocupa este estudio. La rápida respuesta de los arenales a los ritmos energéticos impuestos tanto por el oleaje oceánico como por los vientos locales con sus sistemas de olas asociados, implican una alta frecuencia de cambios que resultan en otros tantos perfiles, los cuales responden a una amplia gama de estadios erosivo-acretivos. Entre ellos que se encuentran los puramente disipativos y reflectivos, pero su adscripción estacional tradicional responde a frecuencias que no implican correlaciones significativas y que poseen una alta variabilidad interanual.

La existencia de factores continentales como vientos terrales, aportes hídricos de pequeños arroyos, geometría del perfil arenoso previo o distorsiones del oleaje impuestas por el trazado general de la costa, ayudan a desvirtuar la importancia de los valores hidrodinámicos del oleaje, la estacionalidad de los perfiles y el comportamiento homogéneo de los diferentes sectores longitudinales de la playa.

Estos parámetros deben ser tenidos en cuenta como algo fundamental a la hora de describir y comprender la evolución morfodinámica del depósito sedimentario costero a nivel espacial y a lo largo del tiempo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Davis, R.A. y Fitzgerald, D.M. (2003): *Beaches and Coast*; Ed. Blackwell. Oxford.
- Komar, P.D. (1998): *Beach Processes and Sedimentation*; 2ª Ed., Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ.
- López Bedoya, J. (2000): *Dinámica sedimentaria e morfología costeira nun sector do noroeste galego (Cabo Prioriño - Cabo Prior)*; Tesis de Licenciatura, Departamento de Xeografía, Facultade de Xeografía e Historia, Universidade de Santiago de Compostela, 409pp.
- Weber, O. (1978): *Transits sedimentaires et evolution saisonniere de la zone littoralea la Salie (Gironde)*; Thèse pour l'obtention du titre de Docteur en géologie et applications au domaine marin, Université de Bordeaux I, Talence-Bordeaux, 126 pp.

MOVILIDAD DE LA LÍNEA DE COSTA EN PLAYAS URBANAS MUY ENCAJADAS

Ojeda, E. y Guillén, J.

Instituto de Ciencias del Mar, CMIMA-CSIC, Paseo Marítimo de La Barceloneta 37-49, 08003 Barcelona. Tlf: +34 93.230.95.00, FAX: +34 93.230.95.55. eojeda@icm.csic.es, jorge@icm.csic.es

RESUMEN

Se estudia la movilidad de la línea de costa en dos playas de la ciudad de Barcelona (Barceloneta y Bogatell) frente a la acción de los temporales ocurridos entre noviembre de 2001 y diciembre de 2003 y a una regeneración artificial (junio-julio 2002). Se utilizan series temporales de la posición de la línea de costa y del área de la playa, obtenidas a partir de un sistema de video Argus (Lippmann y Holman, 1989). Las principales fluctuaciones de la línea de costa (>10 m.) son causadas por oleaje que se aproxima oblicuo a la costa, mientras que la movilidad debida al oleaje normal a la costa es de tan solo unos pocos metros (<5 m.). La secuencia de los eventos que tienen lugar en la playa parece ser un factor importante, junto con el contenido energético del temporal y su procedencia, en la determinación de su respuesta frente a los temporales. El efecto de la regeneración artificial efectuada en estas playas es perceptible tan solo durante unos meses.

Palabras Clave: monitoreo con video, evolución costera, Barcelona.

ABSTRACT

The behaviour of two of Barcelona City beaches (La Barceloneta and Bogatell) in response to storms occurred between November 2001 and December 2003 and to the nourishment that took place in June-July 2002 is studied. Temporal series of the shoreline position and of the beach area are obtained by means of an Argus system (Lippmann y Holman, 1989). Major shoreline fluctuations (>10 m.) are due to oblique wave approach, whilst the shoreline change due to normal wave approach has a magnitude of less than a few meters (<5 m.). The sequence of beach events that take place in the beach, together with the storm energy content and its direction, is observed to be an additional important factor in determining the magnitude of the storm effect.

Keywords: video monitoring, coastline evolution, Barcelona.

INTRODUCCIÓN

La configuración de las playas urbanas en el Mediterráneo suele ser dependiente en buena medida del desarrollo urbanístico de la ciudad que las engloba y se caracteriza por estar afectada por fuertes medidas de protección que tratan de minimizar su variabilidad morfológica. Con motivo de los Juegos Olímpicos de 1992, en la ciudad de Barcelona se crearon aproximadamente 3 Km. de playas dentro del proyecto de recuperación del frente urbano. Estas playas forman parte de las zonas de ocio de la ciudad y reciben un gran número de visitantes, locales y no locales, a lo largo de todo el año. Para desarrollar una estrategia de manejo de estas playas, es necesario realizar un monitoreo continuo de las mismas. En este trabajo se presentan los datos obtenidos a partir de fotografías en dos de las playas de la ciudad de Barcelona (La Barceloneta y Bogatell), estudiándose su respuesta frente a procesos naturales e intervenciones humanas entre noviembre de 2001 y diciembre de 2003.

Se trata de dos playas urbanas con un alto grado de ocupación que habían sido regeneradas artificialmente en el año 1991. La playa de Bogatell se encuentra en la zona de la Villa Olímpica, tiene una longitud aproximada de 600 m. y una anchura media de 35 m. La playa de La Barceloneta tiene unos 1100 m. de longitud y 38 m. de anchura media y se localiza entre el Puerto Olímpico y el Puerto de Barcelona.

Los temporales de mayor magnitud que han tenido lugar en la zona durante el periodo de estudio tuvieron lugar en noviembre de 2001. Consistieron en dos tormentas sucesivas de dirección NE y con periodos de retorno relativamente largos, que causaron una fuerte erosión y daños significativos en las infraestructuras de las playas. Los efectos de estos temporales, junto con los que tuvieron lugar durante el primer semestre de 2002, hicieron necesaria la regeneración artificial (la primera después de la creación de las playas) de las playas entre junio y julio de 2002.

METODOLOGÍA

El estudio se realiza mediante cámaras de vídeo localizadas junto al Puerto Olímpico, en lo alto de un edificio cercano a la playa (~142 m. de altura). Se trata de un sistema Argus de obtención automatizada de imágenes (Lippmann y Holman, 1989), compuesto por cinco cámaras conectadas a un procesador de imágenes que controla la comunicación con el exterior. Se toman fotografías cada hora durante diez minutos y el sistema proporciona una imagen promediada, una imagen de la varianza y una instantánea (se pueden consultar en: <http://www.cmima.csic.es/serveis/argus>).

A partir de las fotografías promediadas se extraen las líneas de costa y se generan series temporales de la posición de la línea de costa y de la variación del área de playa. Se utiliza un intervalo temporal entre líneas de costa sucesivas variable en función de la energía del oleaje, siendo el intervalo medio entre una semana y diez días. A fin de minimizar los errores en la posición de la línea de costa debidos a las oscilaciones de la marea y a los errores de medida implicados en el proceso, se promedian dos o más imágenes correspondientes a un mismo día y se evita tomar imágenes en días de tormenta, donde el ascenso del nivel marino asociado a la marea meteorológica y al oleaje puede introducir errores de consideración. En total, se analizan más de 150 días de la playa de La Barceloneta y unos 130 de la playa de Bogatell.

RESULTADOS

El comportamiento de las líneas de costa de las playas de La Barceloneta y Bogatell se presenta en la figura 1 a partir de la migración de cinco puntos de control localizados a lo largo de cada una de las playas.

La regeneración artificial consistió en el vertido de un volumen de arena de 39539 m³ en la zona Norte de La Barceloneta y 71282 m³ a lo largo de Bogatell (fuente: Demarcación de Costas de Barcelona) y puede apreciarse en la figura 1 como una súbita modificación en la posición de la línea de costa en junio-julio de 2002. También puede observarse el efecto de tormentas determinadas como la de noviembre de 2002, que produjo un retroceso en la línea de costa de la zona Sur de La Barceloneta (punto de control E), del mismo orden de magnitud que la acreción causada por la regeneración en esa misma playa (puntos de control A y B, junio 2002).

Como consecuencia de la regeneración las playas recuperaron –e incluso superaron- la anchura previa a las tormentas de noviembre de 2001. Sin embargo, las playas alcanzaron una anchura muy similar a la situación previa a la regeneración tras los temporales de invierno (2002-2003), sugiriendo que la cantidad de arena vertida no fue suficiente como para mantener el precario equilibrio de estas playas (Ojeda y Guillén, 2004).

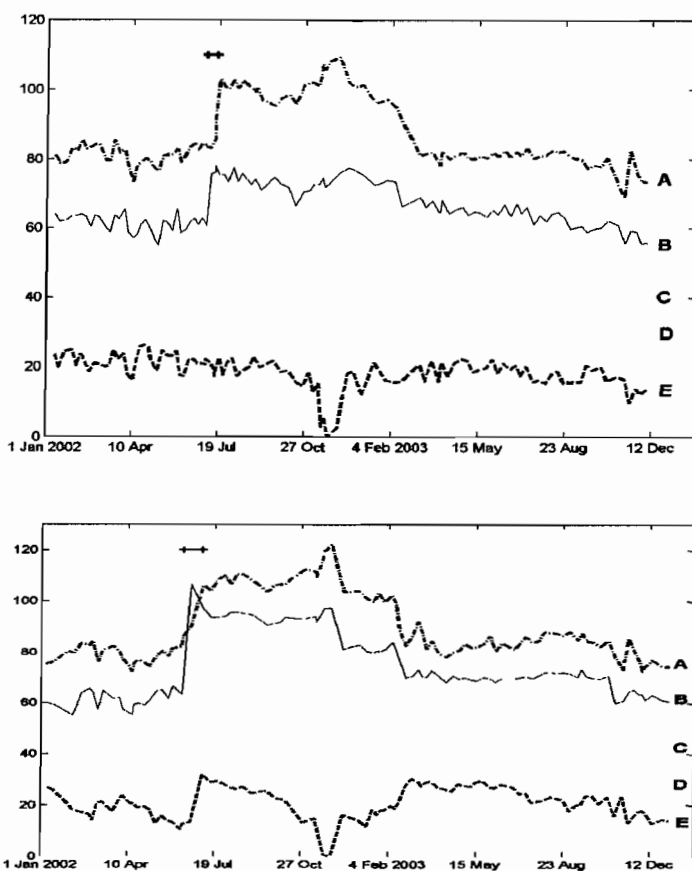


Figura 1. Variación temporal (Enero 2002 – Diciembre 2003) de la línea de costa en cinco puntos de control localizados en La Barceloneta (superior) y Bogatell (inferior). A es el punto más cercano al extremo Norte de las playas y E el más al Sur. Las distancias entre los puntos de control son de 200 m. en la playa de Bogatell y 200-300 m. en La Barceloneta. El eje de las ordenadas representa la migración (en metros) de la línea de costa respecto a una posición arbitraria.

CONCLUSIONES

Las principales fluctuaciones de la línea de costa son causadas por oleaje que se aproxima oblicuo a la costa, produciendo un transporte longitudinal de sedimento, mientras que el cambio de la línea de costa debido a oleaje normal a la

costa produce una erosión o acreción general de la playa de magnitud menor, tan solo unos pocos metros (<5 m.).

La magnitud de la respuesta de la playa frente a los temporales a lo largo del periodo de estudio depende, no solo del contenido energético del temporal y de su procedencia, sino también de la configuración de la línea de costa previa al temporal. Por ejemplo, la erosión de la línea de costa durante la tormenta más energética del periodo estudiado (noviembre de 2001) tuvo una magnitud similar a la producida por una tormenta de contenido energético medio (noviembre de 2002) que tuvo lugar después de la regeneración artificial. La secuencia de los eventos que tienen lugar en la playa es un factor determinante.

La monitorización continua de la playa emergida permite una mejor comprensión de la morfodinámica de la playa a escalas temporales que van desde eventos instantáneos hasta el medio y largo plazo y ofrece una herramienta de utilidad en la gestión de las zonas costeras.

AGRADECIMIENTOS

El estudio se enmarca dentro del proyecto PUDEM (REN2003-06637-C02) financiado por el Ministerio de Ciencia y Tecnología. La primera autora disfruta de una beca concedida por la Secretaría de Estado de Educación y Universidades.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Lippmann, T.C. y Holman, R.A. (1989): Quantification of sand bar morphology: a video technique based on wave dissipation. *Journal of Geophysical Research.*, 94, 995-1011.
- Ojeda, E. y Guillén, J. (2004): Comportamiento de las playas de Barcelona frente a una regeneración artificial (julio 2002). *Geotemas*, 6(2), 249-252.

ESTRUCTURA INTERNA Y EVOLUCIÓN DE UNA BARRERA DE ARENA MEDIANTE GEORADAR

Costas, S. y Alejo, I.

Departamento de Geociencias Mariñas e O.T. Facultade de Ciencias do Mar. Edificio de Ciencias Experimentales. Universidad de Vigo. Campus Universitario, 36310, Vigo. sucostas@uvigo.es; ialejo@uvigo.es

RESUMEN

En este trabajo se muestra el estudio de la estructura interna de una barrera de arena mediante georadar (GPR), con el fin de determinar el estado evolutivo de un sector de la línea de costa del noroeste de la Península Ibérica. La metodología utilizada resulta de gran interés a pesar de las limitaciones por la presencia de la cuña salina. Se han identificado cuatro facies que determinan los principales procesos sedimentarios de la barrera de arena: depósitos de derrame (washover sheet y delta), depósitos de frente de playa, y depósitos de transición entre playa y parte trasera de la barrera o cresta de barrera. La sucesión en la vertical de dichas facies indica un avance de la playa sobre depósitos de washover, lo que sugiere una tendencia retrogradante de la línea de costa en este sector.

Palabras Clave: georadar (GPR), barrera de arena, facies, washover, retrogradación.

ABSTRACT

The internal structure of a sand barrier is analyzed using ground penetrating radar (GPR) to determine the evolutionary stage of a sector at the NW of the Iberian Peninsula. GPR has proven useful and interesting tool, in spite of some limitations due to the salt water penetration. Four radar facies have been identified and the main sedimentary processes are interpreted: washover sheet and delta, beach face and barrier top. The vertical succession of these facies shows the advance of the beach deposits over the washover, suggesting that it is a retrograding barrier and the shoreline is retreating landward.

Key Words: ground penetrating radar (GPR), sand barrier, facies, washover, retrograding.

INTRODUCCIÓN Y ZONA DE ESTUDIO

Las barreras de arena son acumulaciones de sedimento paralelas a la línea de costa, cuyo crecimiento se caracteriza por procesos de acreción vertical debidos a la acción conjunta del oleaje y el viento, tras las cuales con frecuencia se desarrolla un *lagoon*. En el noroeste de la Península Ibérica se han realizado diferentes

estudios en la línea de costa, los cuales apuntan hacia una tendencia general marcada por el retroceso y desmantelamiento de dichos cuerpos de arena en las últimas décadas (Alejo y Vilas, 1987).

El objetivo del presente estudio es establecer el estado evolutivo, progradante, agradante, o retrogradante, de un sector de la costa Noratlántica de la Península Ibérica, concretamente en el archipiélago de las Islas Cíes, localizado en la boca de la Ría de Vigo. La barrera objeto de estudio confina un pequeño *lagoon* de agua salada, y une de forma natural dos de las islas del archipiélago. Para ello se identifican los principales procesos sedimentarios, junto con los factores inductores de los mismos. Para ello se analizan varios registros obtenidos mediante una técnica electromagnética: georadar (*Ground Penetrating Radar*, GPR), con el fin de obtener la estructura interna de la barrera de arena.

METODOLOGÍA

El estudio de la estructura interna de la barrera de arena de Rodas se ha llevado a cabo utilizando un equipo RAMAC/GPR de *Mala Geoscience* con una antena de 500 MHz. El trabajo se centra en el estudio de la zona central de la barrera de arena, para lo cual se han incluido 4 perfiles transversales separados 100 m. Los registros fueron posteriormente tratados con el fin de aportar una mayor claridad visual a las reflexiones de interés. En el campo se realizaron varias pruebas con el fin de calcular la velocidad de propagación de las ondas utilizando la técnica del punto medio común (*Common Mid-Point*, CMP). A cada registro se le aplicó posteriormente una corrección topográfica respecto al nivel medio del mar en Alicante (NMMA).

RESULTADOS

La velocidad de propagación fue de 0.124 m/ns, de donde se obtiene una resolución vertical estimada de 0.062 m. La continuidad de los reflectores está limitada por la presencia de la cuña salina, debido a la alta absorción y disipación de la energía que sufre la señal al propagarse por el agua salada. Los perfiles medidos muestran un reflector prácticamente horizontal 0.3 m por encima del nivel medio del mar que define la base de la unidad estratigráfica (Figura 1). Este reflector se relaciona con la presencia del nivel freático cuya naturaleza, de acuerdo con la señal registrada, se debe a la presencia de un acuífero de agua dulce posiblemente alimentado por el agua de lluvia. Los perfiles de georadar se interpretaron utilizando la terminología sugerida por Bristow (1995). Las principales facies de radar identificadas en los perfiles obtenidos en la zona de estudio se describen a continuación.

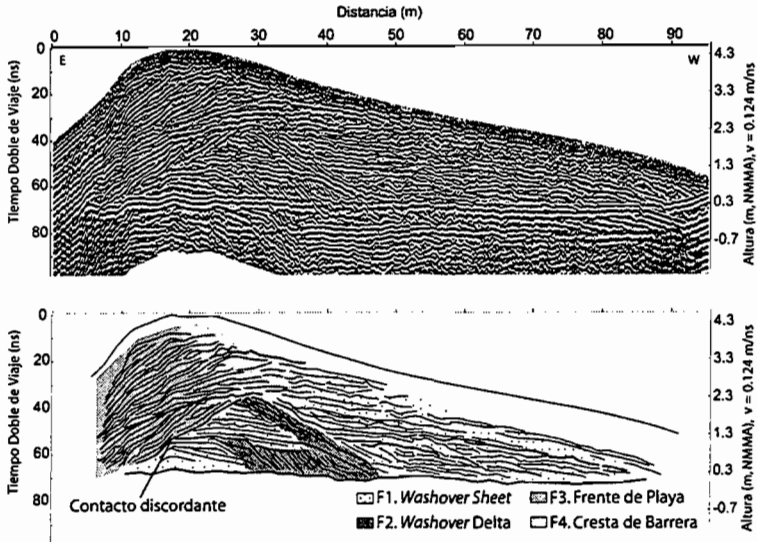


Figura 1. Perfil de GPR T6 en la parte superior de la figura e interpretación en la parte inferior en la que se incluyen las principales unidades identificadas separadas por líneas de mayor grosor, y la correspondiente sucesión de facies.

Radar facies 1 (F1, washover sheet)

Se relaciona con la presencia de reflectores discontinuos subhorizontales y ligeramente inclinados hacia tierra (Figura 1). Estas facies se han identificado en los cuatro perfiles estudiados asociadas a la parte trasera de la barrera de arena, y por encima del nivel freático. Se interpreta como depósitos de derrame (*washover*) asociados al transporte de arena desde la playa y duna, hacia la parte trasera de la barrera. La suave pendiente que presentan los reflectores que componen esta unidad ha sido explicada en diferentes trabajos como el resultado de la sedimentación subaérea de un depósito de derrame o *washover sheet*. El límite inferior de estas facies suele ser de tipo neto discordante, asociado a una superficie erosiva, o bien se encuentra definido por el nivel freático. Lateralmente, muestran contactos graduales tanto hacia tierra como hacia mar.

Radar facies 2 (F2, washover delta)

El segundo tipo de facies identificadas se caracteriza por la presencia de reflectores discontinuos con formas sigmoidales complejas, y fuertes pendientes de entre 7 y 12° inclinados hacia tierra (Figura 1). Estas facies suelen presentarse como las terminaciones hacia tierra de las facies anteriores, en la zona trasera de la barrera. Por lo tanto, las facies F2 se interpretan como la zona distal de los

washover. En este caso, la fuerte pendiente de sus reflectores se asocia al sector del depósito de derrame sedimentado en condiciones subacuáticas o *washover* delta. El límite inferior de estas facies suele ser de tipo neto discordante, mientras que lateralmente muestran un límite gradual hacia facies de *washover sheet*.

Radar facies 3 (F3, frente de playa)

Estas nuevas facies se han identificado en la zona frontal de la barrera, donde se desarrolla la playa. F3 se caracterizan por reflectores continuos de más de 10 m de longitud inclinados hacia mar con pendientes de 8° (Figura 1). La pendiente de estos reflectores coincide con las medidas en el frente de playa actual. Estas facies se interpretan como la acumulación o crecimiento hacia mar del frente de playa. Los ligeros cambios de pendiente, y sucesión de pequeñas unidades en la vertical y hacia mar de estas facies sugieren cambios, más o menos cíclicos, en las condiciones hidrodinámicas que originan el depósito. Las condiciones de temporal inducirían un cambio en la altura del ascenso del oleaje (*run-up*), y como consecuencia la migración en la vertical de la posición de la berma. En los perfiles de GPR el límite inferior de F3 está marcado por un cambio de facies neto, definido por una superficie de radar discordante de igual pendiente que la playa actual.

Radar facies 4 (F4, cresta de barrera)

Facies caracterizadas por reflectores discontinuos subhorizontales convexos, son interpretadas como la cresta de la barrera (Figura 1). Estas facies actúan como un medio de transición entre los depósitos de frente de playa y los de *washover*. F4 se formaría durante el crecimiento en la vertical, o agradación, de una berma en la parte más alta de la barrera, la cual debido a su altura es difícilmente erosionable, siendo realimentada esporádicamente debido a un ascenso (*surge*) del nivel medio del mar. Esta zona de la barrera se encuentra también sometida a la acción remodeladora del viento, y es rápidamente colonizada por vegetación dunar, dando lugar a dunas primarias. El límite lateral de estas facies es de tipo gradual, con cambio gradual hacia mar a facies de frente de playa, y hacia tierra a facies de *washover sheet*.

DISCUSIÓN

Los perfiles de GPR muestran una sucesión lateral de facies relacionada con el ambiente deposicional de cada una. De mar hacia tierra, se observa un paso gradual de facies de frente de playa a cresta de barrera, a la que le siguen las facies de *washover sheet* (Figura 1). Estas últimas pueden indicar el final de la unidad estratigráfica, o bien mostrar un paso gradual a facies de tipo *washover* delta. Por otro lado, la sucesión de facies en la vertical es neta en aquellos sectores de la

unidad con suficiente espesor. En este caso, unidades sedimentarias con facies de *washover* en la parte inferior de los registros aparecen fosilizadas por facies de frente de playa (Figura 1). Esta sucesión de facies se traduce en un avance o retrogradación de la playa sobre depósitos de *washover*, identificados con la zona trasera de la barrera. Esta tendencia limita en gran medida la longitud de los registros, ya que los depósitos de mayor antigüedad están siendo erosionados. La causa del retroceso de la barrera puede explicarse debido al efecto combinado de: (1) escasez de sedimento, y (2) subida relativa del nivel del mar. La componente mayoritaria del sedimento presenta un carácter “relictivo” sin un aporte actual significativo. Por otra parte, la zona de estudio se encuentra sometida a una lenta subida relativa del nivel del mar de 2.91 mm/año (Marcos *et al.*, en prensa), con la cual cabría esperar un retroceso de la línea de costa de 30 mm/año, suponiendo un retroceso lineal y teniendo en cuenta la pendiente del frente de playa actual (6°).

AGRADECIMIENTOS

El trabajo es una contribución al proyecto REN2003-09394. Las autoras agradecen la ayuda prestada por el Departamento de Enxeñería dos Recursos Naturais e Medio Ambiente, en concreto a Henrique Lorenzo, Fernando Rial y Manuel A. Pereira.

REFERENCIAS

- Alejo, I. y Vilas, F. (1987): Dinámica litoral y evolución histórica de la ensenada de Bayona, (Pontevedra); *Thalassas*, 5: 21-32.
- Bristow, C.S. (1995): Facies analysis in the Lower Greensand using ground-penetrating radar; *J. Geol. Soc. London*, 152: 591-598.
- Marcos, M., Gomis, D., Monserrat, S., Álvarez, E., Pérez, B., García-Lafuente, J. (en prensa): Consistency of long sea-level time series in the Northern coast of Spain; *Journal of Geophysical Research*.

FORMAS DE PLAYA EN LAS COSTAS ÁRTICAS NORUEGAS DE LA PENÍNSULA DE VARANGER

Sanjaume, E.¹ y Tolgensbakk, J.²

(1) Universidad de Valencia. Departamento de Geografía. Ap. 22060. 46080 Valencia

(2) University of Oslo. Department of Geosciences. 0316 Oslo, Noruega

RESUMEN

Las formas de acumulación de las costas de Varanger son principalmente crestas de playa de cantos, algunas crestas arenosas, situadas en las inmediaciones de las principales desembocaduras fluviales y campos de dunas que se generan por erosión de las crestas arenosas. La cantidad de crestas existentes está en relación con la antigüedad de las mismas, la elevación isostática de la zona, el gradiente de la costa y la cantidad de sedimentos susceptibles de ser acumulados.

Palabras Clave: crestas de playa, dunas, calderas de abrasión, alzamiento isostático.

ABSTRACT

The main coastal accumulation forms of Varanger are: boulder beach ridges, some sandy beach ridges, located close of the main river mouths, and field dunes built due to sandy beach ridges erosion. The number of beach ridges is related with their age, isostatic uplift, coastal gradient and quantity of sediments able to be accumulated.

Key Words: beach ridges, dunes, blow-outs, isostatic uplift.

INTRODUCCIÓN

La península de Varanger (Figura 1) cubre unos 5.700 km², con 540 km de costa relativamente poco articulada, y se encuentra situada entre 70-71° N y 29-31° E. Su clima experimenta la influencia del extremo más septentrional de la Corriente cálida del Golfo, que produce una anomalía positiva de temperatura y mantiene la costa de Varanger libre de hielo durante el invierno. Sin embargo, en la costa se dan varios meses con condiciones óptimas para la actuación de la crioclastia. Los vientos soplan con gran intensidad, principalmente del tercer y cuarto cuadrante. Durante el Late Weichselian el casquete de hielo cubría desde el SW de Irlanda hasta el extremo NE de la península de Taymir. Según autores escandinavos (Sollid *et al.*, 1973; Malmström y Palmer, 1984), la deglaciación se inició en Varanger hace unos 15.000 años y terminó por completo a finales del Younger Dryas. Inmediatamente después del inicio de la deglaciación se produjo la elevación glacio-

isostática continental, que superó la tasa de elevación glacioeustática del nivel del mar en todas las costas de la península de Varanger. Es muy probable que el levantamiento fuera muy rápido al principio y después se haya ido haciendo cada vez más lento. Esta continuada elevación es el motivo por el que encontramos numerosas formas escalonadas en el litoral estudiado.

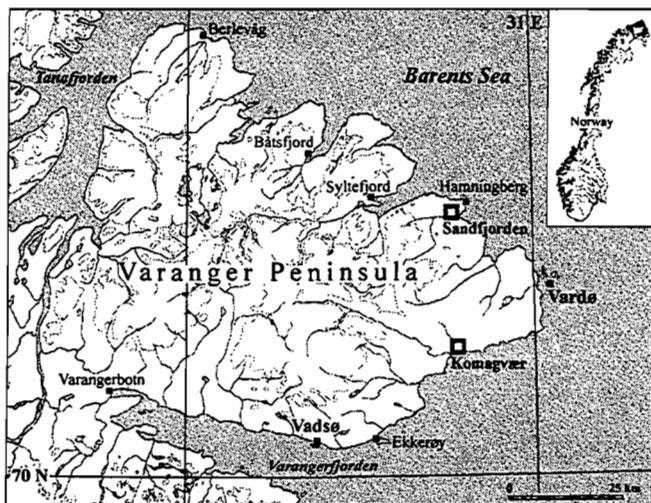


Figura 1. Mapa de situación de la península de Varanger

CRESTAS DE PLAYA

Existe una gran confusión terminológica en torno al concepto de cresta de playa (*beach ridge*). Algunas veces se emplea el mismo término para describir formas parcialmente diferentes como son bermas, dunas delanteras y *cheniers*. Una de las definiciones de cresta de playa más aceptada hasta hace pocos años era la dada por Stapor (1975): “crestas en forma de montículos, alineadas más o menos paralelas a la costa, que se desarrollan en la zona inmediata al límite superior de la embestida de la ola, como consecuencia de la energía liberada por las olas. Esta definición ha sido matizada posteriormente señalando que las crestas de playa son formas relictas, construidas por las olas y/o el viento (Otvos, 2000). Las crestas pueden ser de arena, grava o cantos. Crestas de playa arenosas, asociadas con las desembocaduras fluviales más importantes, se han localizado principalmente en: Sandfjorden (Figura 2), Skallelv y Komagværbukta.

Las crestas de cantos son mucho más abundantes. Se han estudiado con detenimiento en las bahías de: Kvannvikbukta, Seglkollen, y Store Molvika. Para Fletcher *et al.* (1993), las crestas de playa de la península de Varanger deben interpre-

tarse como resultado de largas transiciones climáticas cíclicas (50-500 años) relacionadas con cambios en la situación del frente polar y en la Corriente Atlántica Noruega. Para Møller *et al.* (2002), serían consecuencia de tormentas invernales de alta energía. Si estas hipótesis fueran correctas todas las bahías de la costa septentrional de Varanger deberían tener el mismo número de crestas puesto que todas ellas, especialmente si tienen la misma orientación, habrían experimentado el mismo número de temporales. De acuerdo con los estudios realizados esta premisa no se cumple, ya que cada bahía presenta un número distinto de crestas (Sanjaume y Tolgensbakk, *in press*).



Figura 2. Sandfjorden. En primer plano blow-outs excavados en crestas arenosas. Al fondo crestas de cantos escalonadas debido al levantamiento isostático

DUNAS LITORALES

Estas formaciones están estrechamente relacionadas con las crestas arenosas. Además de las dunas parabólicas de Sandfjorden, los ámbitos en los que la actividad eólica es más importante se localizan en Komagvær y Skallelv. El primero,

situado en la bahía de Komagværbukta, al sur de la desembocadura del río Komagelva, constituye una amplia cuenca de deflación con desarrollo de dunas parabólicas. Consta de dos inmensas áreas de *blow-outs*. La septentrional se inicia gracias a la erosión que el río, con la migración de sus meandros, realiza en la parte posterior del campo de crestas de playa. Hay *blow-outs* en todas direcciones, aunque los vientos más efectivos soplan del interior. Ea zona de deflación meridional, que cubre una superficie menor, las dunas activas no muestra una orientación predominante, sino que se superponen unas a otras, indicando la existencia de vientos multidireccionales. Por su parte, las dunas de Skallelv tienen un aspecto bastante caótico. La deflación ha sido muy eficaz, ya que en áreas muy extensas la vegetación ha desaparecido por completo. En la parte interna quedan mogotes residuales de antiguas formaciones y pequeñas acumulaciones recientes. En las zonas más deprimidas se desarrollan series incompletas de ripples y también pequeñas barjanas de material grosero (arena gruesa y pequeñas gravas) parecidas, aunque a escala miniatura, de las dunas desérticas tipo zibar. Hay también una enorme variedad de *blow-outs*.

CONCLUSIONES

Progradación, elevación y escalonamiento de las formas litorales, debido a su condición de costa de emersión

Los ríos como fuente de suministros sólo tienen importancia en lugares concretos como Skallelv, Komagelv y Sandffjord. En el resto el aprovisionamiento se realiza *in situ*, acomodando las olas, a medida que se produce el levantamiento isostático, los materiales de till almacenados en la playa submarina.

Los campos de dunas, formados casi exclusivamente con dunas parabólicas, se generan por deflación eólica de las crestas de playa arenosas. Las formas de erosión eólica son casi más importantes que las formas de acumulación. El inicio de los *blow-out* suele estar relacionado con erosión fluvial.

Las crestas de playa de cantos se forman por apilamiento de material proporcionado por meteorización de afloramientos locales y se caracterizan por su enorme tamaño y gran redondeamiento. La cantidad de crestas existentes en un punto determinado está en relación no sólo con la antigüedad y la elevación isostática, sino también con el gradiente de la zona y la cantidad de sedimentos susceptibles de ser aportados y acumulados por las olas

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Fletcher, C.H.; Fairbridge, R.W.; Møller, J.J.; Long, A.J. (1993): Emergence of the Varanger Peninsula, Arctic Norway, and climate changes since deglaciation; *The Holocene*, 3, 2: 116-127.
- Malmström, B. y Palmer, O. (1984): Lösmaterilackumulationer I blockhaven på Varangerhalvön i Nordnorge – en problemdiskussion; *Geografisk Tidsskrift*, 82: 82-87.
- Møller, J.J.; Yevzerov, Y.; Kolka, V.V.; Corner, G.D. (2002): Holocene raised-beach ridges and sea-ice-pushed boulders on the Kola Peninsula, northwest Russia: indicators of climatic change; *The Holocene*, 12, 2: 169-176.
- Otvos, E.G. (2000): Beach ridges – definitions and significance; *Geomorphology*, 32, 1-2: 83-108.
- Sanjaume, E. y Tolgensbakk, J. (in press): Principales características de las crestas de playa en las costas árticas noruegas; en: Sanjaume, E.; Mateu, J. (eds): *Geomorfologia Litoral i Quaternari. Homenatge a V.M. Rosselló i Verger*, Valencia, Servei de Publicacions de la Universitat de València.
- Sollid, J.L.; Andersen, S.; Hamre, N.; Kjeldsen, O.; Salvigsen, O.; Sturød, S.; Tveitå, T.; Wilhelmsen, A. (1973): Deglaciation of Finnmark, Northe Norway; *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 27, 4: 233-325.
- Stapor, F.W. (1975): Holocene beach ridge plain development, North-west Florida; *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F., Suppl-Bd., 22: 116-144.

POTENCIAL DE EROSIÓN DE TORMENTAS EN LA COSTA CATALANA

Mendoza, E.T. y Jiménez, J.A.

Laboratorio de Ingeniería Marítima, ETSECCPB, Universitat Politècnica de Catalunya
Jordi Girona, 1-3, Campus Nord-UPC, Edif. D-1, Barcelona 08034, España tonatiuh.mendoza@upc.es,
jose.jimenez@upc.es

RESUMEN

Se presenta el potencial de erosión de tormentas en la costa catalana para la clasificación de tormentas propuesta por Mendoza y Jiménez (2004). Se parte de la estimación del volumen erosionado y el retroceso de playa utilizando el modelo SBEACH, para posteriormente proponer un parámetro adimensional para predecir la magnitud de la respuesta del perfil.

Palabras Clave: perfil de playa, tormentas, vulnerabilidad costera, erosión, Cataluña.

ABSTRACT

Beach erosion potential due to storm impacts in the Catalan coast is presented for storm classes given by Mendoza and Jimenez (2004). This has been done by estimating the eroded volume and shoreline recession induced by a given storm impact using the SBEACH model. Besides this, a simple dimensionless parameter is proposed to predict in a parametric manner the induced beach profile changes during the storm.

Key Words: beach profile, storms, coastal vulnerability, erosion, Catalonia.

INTRODUCCIÓN

El impacto de tormentas en la zona costera produce una variedad de impactos potenciales como la erosión de playas y dunas y rebase y/o inundación del borde costero que en áreas desarrolladas -costas urbanizadas- están generalmente acompañados por daños a las infraestructuras existentes.

Recientemente, Mendoza y Jiménez (2004) presentaron una primera estimación de los factores que controlan la vulnerabilidad costera al impacto de tormentas a lo largo de la costa Catalana, en base a las características de las tormentas típicas de la zona. Como resultado, Mendoza y Jiménez (2004) clasifican las tormentas en cinco

categorías en base a su contenido energético y el potencial de inundación -en función del remonte potencial- (tabla 1).

Tabla 1. Clasificación de tormentas en la costa catalana en función del contenido energético del oleaje. (H_s en el pico de la tormenta; T_p promedio durante la tormenta, t duración en horas, E contenido energético medido como $\int H^2 t dt$) (modificado de Mendoza y Jiménez, 2004)

Clase de tormenta	Valores Medios			
	t (horas)	H_s (m)	T_p (s)	E ($m^2 h$)
I Débil	12	1.9	6.2	32.1
II Moderada	29	2.3	6.5	90.5
III Significativa	49	2.8	7.2	205.2
IV Severa	85	3.9	8.5	543.4
V Extrema	192	5.9	7.8	1455.5

Aunque se puede argumentar que las tormentas con mayor contenido energético provocan mayor erosión costera, esto no es necesariamente cierto dado que hay otros parámetros que modulan la respuesta morfodinámica inducida como: duración de la tormenta (un mismo contenido energético para diferentes duraciones tiene claramente diferentes implicaciones morfodinámicas), periodo del oleaje, nivel del mar y la configuración actual de la playa (perfil de playa y orientación).

METODOLOGIA

Para analizar el efecto potencial de estos factores se ha analizado la respuesta morfodinámica asociada a las tormentas ya clasificadas en términos de contenido energético en la costa Catalana. En primer lugar se evalúa la respuesta del perfil de playa al impacto de la tormenta (figura 1) a través del máximo volumen que puede ser erosionado en la parte interna de la playa y del retroceso de la línea de costa mediante el modelo de evolución de perfil SBEACH (Larson y Kraus 1989; Wise *et al.*, 1996).

Posteriormente se evalúa el comportamiento predictivo de varios parámetros adimensionales de cambio de perfil de playa (S , peralte de la ola; D (Dean, 1973); P (Dalrymple, 1992) y JA (Jiménez *et al.*, 1993; 1997)). Los resultados se comparan con los obtenidos con el modelo a fin de obtener un método de cálculo simple en el que de forma paramétrica se pueda calcular la respuesta del perfil en términos de volumen y retroceso conociendo las características del oleaje durante la tormenta.

Con el fin de que el análisis sea representativo del rango de playas de la costa catalana, se han escogido dos perfiles representativos: playas reflejantes (Costa Brava y el Maresme) y disipativas (Costa Dorada y Delta del Ebro).

RESULTADOS

Los resultados obtenidos en términos de volúmenes de playa erosionados durante cada clase de tormentas se presenta en la tabla 2 para ambos tipos de playa, donde se observa claramente la diferencia en magnitud de la respuesta para una misma tormenta en función de cual sea el perfil inicial sobre el que incide ésta. Este resultado serviría para identificar zonas especialmente vulnerables a lo largo de la costa catalana en términos de respuesta potencial a tormentas.

La capacidad predictiva de los diferentes parámetros se comparó con los volúmenes obtenidos por el SBEACH. Los resultados obtenidos mostraban una elevada dispersión (principalmente para las playas disipativas), indicando que no bastaban *per se* para caracterizar la respuesta de la playa dado que su aplicación a diferentes tormentas “generaban” erosiones similares.

Esta dispersión se reducía de forma apreciable al incluir como variable adicional en todos los parámetros la duración de la tormenta sobre todo cuando los casos se analizaban por separado (reflejantes y disipativas). Sin embargo, cuando se analizaban conjuntamente, los parámetros que no incluían la pendiente de la playa tenían muy poca capacidad predictiva global (*S*, *D* y *P*), mientras que el parámetro *JA* modulado por la duración de la tormenta caracterizaba adecuadamente la erosión en ambos tipos de perfiles (figura 1).

Tabla 2. Potencial de erosión en términos de volumen erosionado para playas reflejante y disipativa asociado a cada clase de tormenta (*Hs*: media de las *Hs* en el pico de cada tormenta; *t*: duración media de tormentas).

Clase de Tormenta	Tormentas		playa reflejante			playa disipativa		
	<i>Hs</i> (m)	<i>t</i> (hrs)	ΔV (m ³ /m)			ΔV (m ³ /m)		
			max	Min	media	Max	min	media
I	2.0	18.7	-5.9	-0.3	-3.0	-9.0	-6.4	-7.7
II	2.4	31.7	-20.5	-2.3	-11.7	-10.2	7.4	-8.1
III	3.3	56.2	-42.7	-18.3	-29.5	-11.8	-7.1	-9.5
IV	4.0	85.5	-60.8	-21.4	-44.5	-10.7	-9.6	-10.2
V	6.0	192.0	-92.1			-12.9		

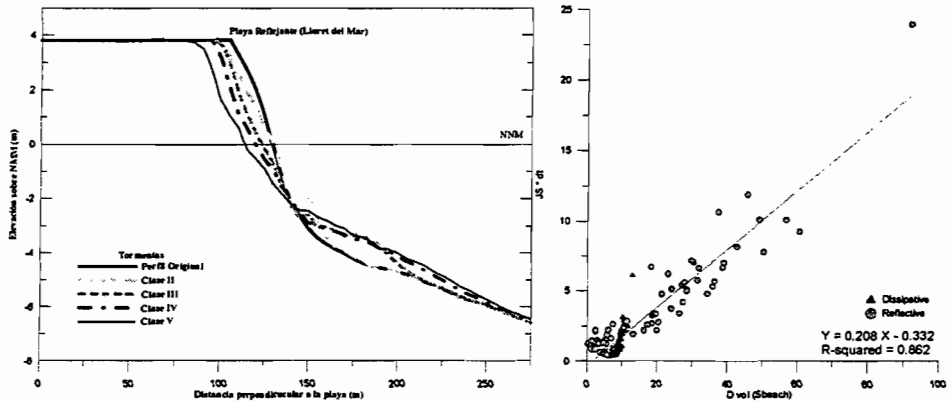


Figura 1. Izq: Erosión potencial en un perfil reflejante para tormentas de diferente categoría. Der: erosión calculada con SBEACH frente al predictor propuesto.

CONCLUSIONES

De manera general y, como era de esperar, la erosión potencial de la playa se incrementa conforme aumenta la clase de tormenta y para playas reflejantes frente a las disipativas. Así, se obtienen respectivamente para ambas playas volúmenes medios erosionados entre $-3 \text{ m}^3/\text{m}$ (clase I) y $-92 \text{ m}^3/\text{m}$ (clase V) en el primer caso y entre -8 y $-13 \text{ m}^3/\text{m}$ para las segunda. Esta diferencia representa que las tormentas más energéticas producirían en las playas disipativas una erosión del orden del 15% de la que se verificaría en las playas reflejantes.

Las tormentas de la clase I (tormentas con $H_s \sim 1.9 \text{ m}$) no producen una erosión significativa en ninguna de las dos playas. La playa reflejante comienza a mostrar erosiones apreciables a partir de las tormentas tipo II, mientras que la disipativa sólo sufre una erosión significativa a partir de las tormentas tipo IV.

El comportamiento de los predictores cuando se incluía la duración de la tormenta era bueno para predecir el comportamiento erosivo de la playa si se hacía de forma diferenciada para playas reflejantes y disipativas. Sin embargo, cuando se consideraban conjuntamente ambas playas sólo el parámetro que incluía la pendiente de la playa era capaz de reproducir adecuadamente el comportamiento simulado con SBEACH, por lo que se propone utilizar el parámetro $JA t$ para predecir el comportamiento erosivo de una playa a partir de los valores medios del oleaje durante la tormenta.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado dentro de los proyectos *MeVaPlaya* (M. Educación y Ciencia, REN2003-09029-C03-01/MAR) y *FLOODsite* (Comisión Europea, GOCE-CT-2004-505420). El primer autor fue financiado por una beca del CONACYT y los datos han sido suministrados por la Generalitat de Catalunya y Puertos del Estado.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Dalrymple, R. A. (1992): Prediction of Storm Normal Beach Profiles. *Journal of Waterway Port Coastal and Ocean Engineering*, 118(2): 193-200.
- Dean, R. G. (1973): Heuristic Models of Sand Transport in the Surf Zone. *Proc. 1st Australian Conference on Coastal Engineering*, Sydney: 208-214.
- Jiménez, J.A., Sánchez-Arcilla, A. y Stive, M.J.F. (1993): Discussion on prediction of storm/normal beach profiles. *Journal of Waterway Port Coastal and Ocean Engineering* 119(4): 466-468.
- Jiménez, J. A., Sánchez-Arcilla, A. y Valdemoro, H.I. (1997): Predicción de los cambios en el perfil de playa utilizando parámetros adimensionales sencillos. *Revista de Obras Públicas*, 3362: 29-39.
- Larson, M. y Kraus, N.C. 1989. *SBEACH. Report 1, Empirical foundation and model development*. Technical Report CERC-89-9, US Army Corps of Engineers, Vicksburg.
- Mendoza, E. T. and J. A. Jiménez (2004). Factors controlling vulnerability to storm impacts along the catalonian coast. *Proceedings of the 29th International Conference on Coastal Engineering*, ASCE, Lisbon, (en prensa).
- Wise, R., Smith, S.J. y Larson M. 1996. *SBEACH. Report 4, Cross-shore transport under waves and model validation with SUPERTANK and field data*. Technical Report CERC, US Army Corps of Engineers, Vicksburg.

COMPOSICIÓN DE LAS ACUMULACIONES ANTRÓPICAS DE *Posidonia oceanica* EN UNA PLAYA MEDITERRÁNEA (BAHÍA DE ALCÚDIA, MALLORCA)

Asensi, M.¹ y Servera, J.²

(1) Centro Investigación Medio Ambiental (CIMA), Consejería de Medio Ambiente de Cantabria. martasensi2@medioambiente.com

(2) Departament de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears, Ctra. Valldemossa km 7.5, 07122 Palma (Mallorca). vdctjsn0@uib.es

RESUMEN

*La limpieza mecánica con maquinaria pesada en las playas de Mallorca es un hecho cotidiano que implica importantes impactos negativos para los sistemas playa-duna (Servera, 1997; Rodríguez-Perea et al. 2001). Una de las actuaciones asociadas a esta limpieza es la retirada de las bermas vegetales de *Posidonia oceanica* que se acumulan en la zona mesolitoral. La retirada de *Posidonia oceanica* supone, no solo la extracción de los restos vegetales, sino la pérdida de un volumen importante de arena del conjunto de sedimento que compone la planta y perfil de equilibrio de la playa. El presente estudio consiste en una primera aproximación a la cuantificación de la pérdida de arena por las labores de retirada de restos de *Posidonia oceanica*.*

*Palabras clave: *Posidonia oceanica*, bermas, playas, maquinaria pesada, sedimento.*

ABSTRACT

*The mechanical cleansing of the Majorca beaches with heavy machinery is a daily fact with an important negative impact in the beach-dune systems (Servera, 1997; Rodríguez-Perea et al.2001). One of the actions associated with that cleansing is the removal of the *Posidonia Oceanica* berms accumulated in the wash zone. The beaches' balance section is altered by this actuation, that not only implies the extraction of the vegetable mass, but also of a considerable amount of sand. This study quantifies and relates the ratio of both sand and vegetable masses.*

*Key Works: *Posidonia Oceanica*, vegetable mass, beaches, heavy machinery, sediment.*

ZONA DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA

El sistema de limpieza de las playas, cuando existe una gran cantidad de restos de *Posidonia oceanica*, se realiza acumulando montones o acopios de forma temporal en la zona de *foredune*. Posteriormente y de forma dosificada se eliminan definitivamente del ámbito litoral y son destinados a diferentes usos.

Para desarrollar el trabajo se han analizado un total de trece “acumulaciones antrópicas” procedentes de la retirada de *Posidonia oceanica* de una superficie aproximada de playa de 80.344 m² de la bahía de Alcudia, entre la urbanización de “ses Fotges” y “les Casetes des Capellans” en Can Picafort. Las acumulaciones se efectuaron -tras el temporal ocurrido en noviembre del 2001-, entre los meses de marzo y junio de 2001. En las diferentes actuaciones de limpieza se movilizaron aproximadamente un total de 1.839 m³ de bermas vegetales.

La caracterización y volumetría de cada “acumulación” se realizó asumiendo una aproximación de su forma a un troncocono con base elíptica.

Para el muestreo, se recogieron un total de 48 muestras, cuatro por cada acopio, salvo en la que se establece como patrón, donde se recogieron 11 unidades. El análisis de los contenidos de *Posidonia oceanica*-arena se realizó sobre aproximadamente 200gr de muestra. Los resultados se obtienen en peso seco y densidad relativa. A partir de los datos, se determina la equivalencia entre peso y volumen de cada uno de los componentes y la relación arena y restos de vegetales (p/s) en cada una de las muestras. Finalmente se establece una correlación entre estos valores y las dimensiones y volúmenes de cada acumulación.

RESULTADOS

Los resultados obtenidos tanto en peso como en volumen, de los componentes de las acumulaciones investigadas y sus dimensiones se pueden consultar en la tabla 1.

La heterogeneidad de la distribución de arena/posidonia en la acumulación escogida como patrón, pone de manifiesto que tanto, el régimen de la dinámica litoral a la que ha estado sujeta la playa como el método de recogida y limpieza de las playas, condiciona la cantidad de arena que se retira junto con los restos vegetales.

Las acumulaciones menores presentan una mayor cantidad de arena. mientras, las acumulaciones mayores presentan entre 9 y 4 veces más cantidad de restos de *Posidonia oceanica* que de arena.

Tabla 1. Valores obtenidos de la composición de los acopios en volumen, peso y el porcentaje en volumen.

Acopio		S. arenoso			Posidonia			Relación p/s	
N	m ³	%	m ³	tn.	%	m ³	tn	volum	peso
1	13,3	29	3,93	9,76	71	9,38	4,75	2,39	0,49
2	13,8	31	4,26	12,0	69	9,56	2,97	2,24	0,25
3	0,9	29	0,26	0,81	71	0,65	0,17	2,51	0,21
4	3,8	20	0,78	2,05	80	3,06	2,14	3,95	1,04
5	34,8	32	11,25	24,6	68	23,5	13,4	2,09	0,54
6	0,7	33	0,24	0,62	67	0,50	0,19	2,05	0,31
7	347,5	13	46,89	75,7	87	300,6	303	6,41	4,00
8	427,2	14	61,03	46,6	86	366,15	419	6,00	9,00
9	147,9	21	31,68	24,2	79	116,17	137	3,67	5,67
10	18,6	18	3,28	14,7	82	15,28	5,46	4,66	0,37
11	713,4	33	234,4	179	67	478,99	499	2,04	3,35
12	113,9	19	21,18	37,5	81	92,69	86,6	4,38	2,31
13*P	3,2	67	2,11	2,30	33	1,04	1,13	0,49	0,49
Total	1839		421,3	429		1417,7	1575	3,4	3,7

CONCLUSIONES Y DISCUSIÓN.

Los resultados permiten concluir que de los 1.839 m³ de las acumulaciones antrópicas procedentes de la retirada de las bermas vegetales de la línea de costa, 1.418 m³ corresponden a restos de *Posidonia oceanica* (hojas, frutos, raíces y rizomas, bolas de fibras) mientras los otros 421 m³ están constituidos por sedimento arenoso, lo cual implica que el 23 % de las acumulaciones recogidas en las tareas de limpieza están representadas por sedimentos arenosos. Estos datos contrastan con los obtenidos en playas menorquinas donde se recogieron un total 1710 m³ durante 2004, de los cuales 1,92% son sedimento (Roig et.al. 2004). Dichos valores son acordes con la propia composición de las bermas vegetales (Asensi, 2002).

El estudio permite fijar unos valores de referencia para poder las establecer las metodologías e hipótesis adecuadas. Es importante, fijar tanto el número como el grado de las variables que condicionan este valor. Estas variables incluyen, el régimen energético al que se encuentran sometidos los componentes vegetales desde que son desprendidos de la planta, la variabilidad estacional de la composición de las bermas vegetales, la presencia de barras arenosas de acreción intercaladas en la estratificación de las bermas de *Posidonia oceanica*, el tiempo entre la retirada de estas de la línea de costa, el emplazamiento temporal y la extracción definitiva del sistema, y por último, tanto el método empleado de limpieza como el criterio de recogida del operario que maneja la maquinaria.

En función de estas variables, se considera que para un estudio más riguroso capaz de reflejar el grado de dispersión de cada una de las acumulaciones es necesario homogeneizar la muestra y aumentar el muestreo. Como hipótesis de partida se considera representativo una muestra por cada 5 m^3 de recogida y como mínimo cinco por cada acumulación menor a 5 m^3 .

Por último, es determinante que el estudio se realice a la par y de forma coordinada con los trabajos de limpieza y retirada, para poder establecer de forma exacta los volúmenes extraídos.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Asensi, M. (2002): *Dinámica y actuación de la Posidonia oceanica en la zona supra litoral de un sistema morfológico de playa autoproductiva (Mallorca), para una adecuada gestión del litoral*; Consell de Mallorca-UIB, 85 pp.
- Asensi, M.; Servera, J. (2004): Aproximació a la quantificació de la pèrdua de sediment de platja amb la retirada mecànica de les bermes vegetals de Posidonia.; *IV Jornadas de medi Ambient de les Illes Balears*: 88-92.
- Roig, F.X., Rodríguez-Perea, A.; Martín Prieto, J.A., Comas, E. (2004): Primeres estimacions en taxes de pèdua sedimentaria dels sistemes platja-duna per la retirada mecànica de bermes de Posidonia oceanica; *IV Jornadas de medi Ambient de les Illes Balears*: 82-83.
- Rodríguez-Perea, A.; Servera, J. i Martín, J.A. (2000): *Alternatives a la dependència de les platges de les Balears de la regeneració artificial continuada: informe Metadona*, Col·lecció Pedagogia Ambiental, núm. 10, Universitat de les Illes Balears, Palma 108 pp.
- Servera, J. (1997): *Els sistemes dunars litorals de les illes Balears*; Tesi doctoral inèdita, Departament de Ciències de la Terra de la Universitat de les Illes Balears, 908 pp. + Atlas 138 pp.

DISTRIBUCIÓN DE TIPOS DE FONDO EN LA DESEMBOCADURA DEL ESTUARIO DEL RÍO PIEDRAS (HUELVA). INTERPRETACIÓN HIDRODINÁMICA

Morales, J. A.¹, Delgado, I.¹ y Gutiérrez Mas, J. M.²

(1) Departamento de Geología. Universidad de Huelva. Avda. Fuerzas Armadas, s/n. 21007 Huelva.

(2) Departamento de Geología. Universidad de Cádiz. Campus Río San Pedro, s/n. Puerto Real (Cádiz).

RESUMEN

Este trabajo caracteriza los diferentes tipos de fondos presentes en la desembocadura del estuario del Río Piedras mediante el uso de técnicas de Sonar de Barrido Lateral (Side-Scan Sonar). Este sistema es un estuario pequeño y estrecho, con un caudal fluvial reducido, que desarrolla una amplia flecha litoral en su desembocadura, en cuyo ápice se extiende un amplio delta de reflujo marea. En la zona trasera de la flecha se analizaron fondos fangosos, rocosos y arenosos, presentando los últimos una amplia variedad de formas de fondo que permiten analizar el flujo dominante y la dirección de las corrientes principales.

Palabras Clave: Estuario, formas de fondo, dinámica sedimentaria.

ABSTRACT

The present work characterizes the different present types of beds in the outer area of the estuary of Piedras River by means of the use of technical of Side-Scan Sonar. This system is a small and narrow estuary, with small fluvial input that develops a wide littoral spit in its mouth, in whose apex a wide ebb-tidal delta is developed. On the back area of the spit muddy, rocky and sandy beds were analyzed, presenting the last ones a wide variety in bedforms that allow the analysis of the dominant flow and direction of the main currents.

Key Words: Estuary, bedforms, sedimentary dynamics.

INTRODUCCIÓN

El sector marino del Estuario del Piedras (Fig. 1) se caracteriza por una larga flecha litoral desarrollada a partir de la unión de diferentes islas barreras y donde actualmente ocurre un rápido proceso de acreción apical (O-E) de barras de oleaje, facilitado por la migración de un sistema de deltas mareales en el mismo sentido.

En los últimos años, diferentes equipos de investigación han llevado a cabo numerosos trabajos a lo largo del estuario del río Piedras (e.g. Dabrio, 1982; Borrero *et al.*, 1993; Ojeda y Vallejo, 1995; Morales *et al.*, 2001). Sin embargo, hasta

el presente no se ha realizado ningún estudio sobre el funcionamiento dinámico de la marea en el interior del estuario ni se ha caracterizado la tipología de fondos resultantes de esta dinámica, como tampoco se ha caracterizado la morfología de las formas de fondo resultantes de la interacción de la marea y el oleaje en los deltas de reflujo de la desembocadura.

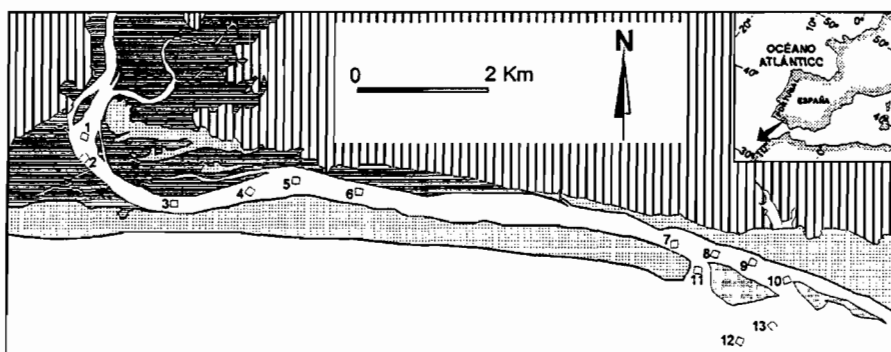


Figura 1. Localización del área de estudio y de los planos de registro donde se han realizado medidas morfológicas en las formas de fondo.

El objetivo de este trabajo es documentar la morfología del lecho del estuario, la existencia y distribución espacial de formas de fondo en la desembocadura del estuario del río Piedras, en base a un mosaico de sonar de barrido lateral (Side-Scan Sonar), describiendo el régimen hidrodinámico responsable de su existencia y discutiendo los rasgos en un contexto más global. La campaña de geofísica marina fue realizada durante los días 19 a 21 de Julio de 2004, coincidiendo con ciclos de marea media (rangos entre 2 y 2,3 metros).

FISIOGRAFÍA DE LA DESEMBOCADURA DEL ESTUARIO.

La profundidad de agua en el área del estudio varía entre las áreas intermareales y unos 5 m en las partes más profundas del canal estuarino. Atendiendo al carácter intermareal o submareal y a la situación abierta o cerrada a los trenes de olas, seis zonas diferentes han sido distinguidas desde un punto de vista fisiográfico:

- **Las zonas profundas del canal estuarino:** La posición del cauce profundo respecto a los márgenes oscila de un banco a otro a lo largo del estuario, de una manera similar a un río recto. El lecho de este cauce se caracteriza por olas de arena con diferentes morfologías y dimensiones: Dominan las barras de cresta recta. Las olas de arena con morfologías sinusoide (Fig. 2B) y linguoide (Fig. 2 C) son menos frecuentes. Todas estas barras se orientan en el sentido del reflujo y presentan cres-

tas con direcciones medias oblicuas a los márgenes del canal, de tal manera que las corrientes que las generan forman un ángulo con la orilla que llega a alcanzar los 50 grados.

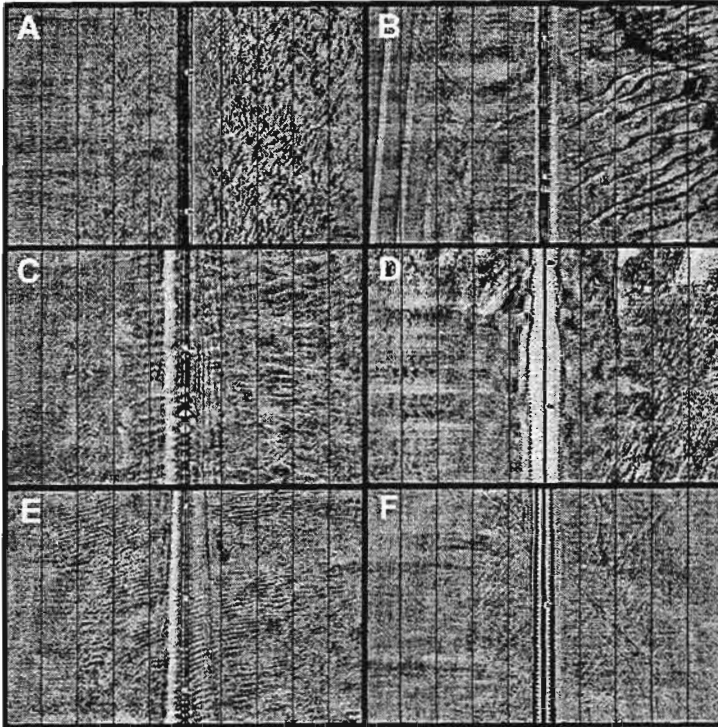


Figura 2. Planos de registro mostrando diferentes rasgos del fondo. A: plano 1, B: plano 4, C: plano 6, D: plano 9, E: plano 11 y F: plano 13. La distancia entre líneas verticales es de 10 metros.

- **Las zonas poco profundas del canal estuarino:** Estas zonas se localizan a lo largo de los márgenes del cauce más profundo. El lecho de este cauce marginal puede tener rasgos variables en el espacio y tiempo. En los márgenes internos el fondo es fangoso, mostrando marcas de erosión o rasgos de alteración antrópica, típicos de sedimento cohesivo (Fig. 2 A), pero en ocasiones también se caracteriza por olas de arena con la cresta recta, también orientadas en el sentido del reflujó. Sin embargo, el rasgo más frecuente, sobre todo en la zona trasera de la flecha litoral, son los fondos rocosos, donde se observan con total claridad rasgos geológicos de las formaciones antiguas tales como la disposición de la estratificación y la fracturación (Fig. 2 D).

- **Los canales principales de reflujos:** Presentan un lecho con abundantes formas de fondo, correspondiendo siempre a olas de arena de cresta recta. en las zonas de transición al levee. Las formas siempre están orientadas en el sentido del reflujos y son perpendiculares al margen del canal.
- **Los canales secundarios de flujos:** Se caracterizan por el desarrollo de megaripples de cresta recta (Fig. 2 E), orientadas en el sentido del flujos y con crestas totalmente perpendiculares a los márgenes del canal.
- **Las zonas intermareales abiertas (*ebb-tidal delta levees*):** Estos elementos fisiográficos se localizan en la zona abierta del sistema, bajo la acción de las olas. Morfológicamente, las zonas intermareales abiertas están constituidas por barras de arena largas. Estas barras suelen situarse en el frente de los levees y migran hacia tierra debido a la acción del oleaje. Sobre estas barras, se desarrollan megaripples de cresta recta de pequeñas dimensiones, debido a la acción sobreimpuesta de las corrientes de reflujos mareal.
- **Las zonas frontales submareales (*front delta lobes*):** Se localizan actualmente frente a los canales principales de reflujos. El lecho marino en la parte Este del lóbulo se caracteriza por largas barras de arena migrando hacia tierra. Por el contrario, la parte Oeste presenta rasgos erosivos, donde se observa claramente la disposición de la estratificación de formaciones arenosas sin consolidar depositadas con anterioridad. Estas zonas se encuentran muy retocadas por la actividad humana, observándose abundantes marcas de la actividad de la pesca de arrastre, justo al frente del canal principal de reflujos (Fig. 2 F).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Borrego, J.; Morales, J.A. y Pendón, J.G. (1993): Holocene filling of an estuarine lagoon along the mesotidal Coast of Huelva: The Piedras River Mouth, Southwestern Spain; *J. Coastal Res.*, 9: 242-254.
- Dabrio, C. (1982): Sedimentary structures generated on the foreshore by migrating ridge and runnel systems on Microtidal and Mesotidal coast on S. Spain; *Sedim. Geol.*, 32: 141-151.
- Morales, J.A.; Borrego, J., Jiménez, I. Monterde, J.R. y Gil, N. (2001): Morphostratigraphy of an Ebb-Tidal Delta System associated with a large spit in the Piedras Estuary Mouth (Huelva Coast, Southwestern Spain); *Marine Geology*, 172: 225-241.
- Ojeda, J. y Vallejo, I. (1995): La Flecha de El Rompido: Análisis morfométrico y modelos de evolución durante el periodo 1943-1991; *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (3): 229-238.

PRIMERA CARTOGRAFÍA DE PROCESOS ACTIVOS EN EL LITORAL DE HUELVA (S.O. ESPAÑA)

Cantano M.¹, Morales J.A.², Rodríguez-Ramírez A.¹ y Martín Banda R.³

(1) Departamento de Geodinámica y Paleontología, Universidad de Huelva, Avda de las Fuerzas Armadas s/n 21071

(2) Departamento de Geología, Universidad de Huelva, Avda de las Fuerzas Armadas s/n 21071-Huelva

(3) Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, Madrid

RESUMEN

La rapidez en la dinámica de los procesos litorales y su eventual buen registro hacen que éste sea el medio idóneo para el control de su evolución y su predicción. La geomorfología y la sedimentología tienen una demanda especialmente significativa en las áreas costeras (se concentra gran parte de la actividad humana). Las aplicaciones que tiene la geología de superficie necesitan de una infraestructura cartográfica básica, proporcionada por los mapas geomorfológico y de procesos activos. Este trabajo es el resumen de la cartografía de procesos activos en un sector del litoral de Huelva, basada en una cartografía geomorfológica previa, elaborada para el IGME por uno de los firmantes del trabajo (Martín Banda, 2003).

Palabras Clave: Playas, estuarios, geomorfología, sedimentología, dinámica.

ABSTRACT

The velocity in the dynamics of the litoral proceses and their eventual record fact of this environment the idoneous place to study and control their evolution and prediction .The geomorphology and sedimentology have a request specially significant in coastal areas, where the human activity is highly concentrated. The applications of the surficial Geology need a cartographic basis, supplied by geomorphological and active processes maps. This work consist in the cartography of active proceses in a segment of the Huelva coast based on a previous geomorphologic map, which has been ellaborated by one of the authors of this paper to the IGME (Martín Banda, 2003).

Key Words: Beaches, estuaries, geomorphology, sedimentology, dynamics.

INTRODUCCIÓN

Después de la estabilización del nivel del mar, el litoral onubense ha tendido a la regularización y continuación del relleno de los estuarios, generando barreras arenosas y deltas mareales en sus bocanas y llanuras de marea en su parte interna.

Cada uno de estos estuarios presenta una evolución concreta, ya que su relleno y colmatación dependen del balance entre la descarga fluvial, el prisma de marea y la energía del oleaje. Este balance, a su vez, está controlado por factores locales como las características del entrante costero (topografía del fondo, anchura y longitud), del sistema fluvial asociado (caudal hídrico y aporte sedimentario) y la climatología de la zona.

La evolución sedimentaria y morfológica de la costa de Huelva ha sido foco de numerosos trabajos desde la década de los 80, (e.g. Morales *et al.*, 2001; Borrego *et al.*, 2002; Ojeda y Vallejo, 1995; Rodríguez Ramírez *et al.*, 2003). Pero, hasta el momento, no se ha realizado una síntesis cartográfica de los procesos que actúan sobre el litoral ni se ha realizado un trabajo descriptivo de éstos. De acuerdo con los resultados de estos estudios previos y a partir de observaciones posteriores, en las siguientes líneas se sistematizan los procesos activos en este sector costero.

PROCESOS ACTIVOS DEL SECTOR CENTRO-OCCIDENTAL DE LA COSTA DE HUELVA

Los procesos activos (Fig. 1) están asociados con las últimas etapas del relleno de los estuarios y con el comienzo incipiente de una fase de progradación deltáica en los mismos. Esta progradación condiciona, en gran medida, los procesos interactivos entre la marea y el oleaje en sus bocanas, por una constante modificación de los patrones de refracción del oleaje debido a los continuos cambios de posición de las barras de desembocadura (deltas de reflujo).

Procesos asociados al oleaje.

La Deriva Litoral es un proceso de transporte continuo de arenas que actúa de Oeste a Este a lo largo de toda la zona litoral. Su continuidad se ve interrumpida por la refracción del oleaje que provoca una inversión del sentido de la misma en la cara Este de la desembocadura de los ríos. En la zona de divergencia de los trenes de olas provocada por la refracción del oleaje en los bajos de desembocaduras o en los espigones de estabilización de las mismas se desarrolla un proceso continuo de *Retroceso por erosión de la línea de costa*. Por el contrario, en las zonas de convergencia de trenes tiene lugar un proceso de acumulación de material arenoso conocido como *Progradación costera*.

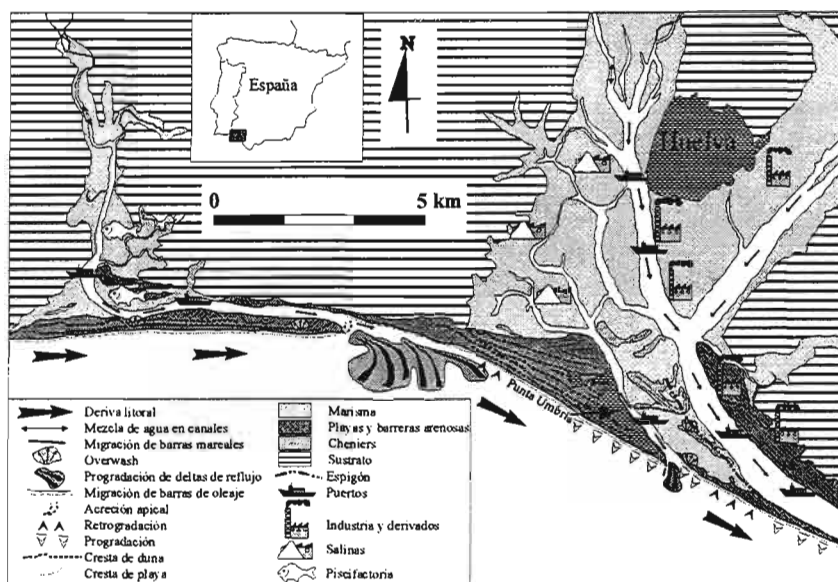


Figura 1. Esquema cartográfico de los procesos activos en la hoja 999.

La *Migración cíclica de barras de oleaje* es función de las variaciones estacionales en los parámetros del oleaje. Cada ciclo comienza con el desplazamiento hacia el mar del material arenoso durante los periodos de tormenta y continúa con la formación de barras alargadas que migran hacia tierra durante los periodos de buen tiempo hasta adosarse a la última berma. Este proceso se ve complementado con el de *Acreción apical de flechas litorales* donde la acumulación de barras arenosas tiene lugar en forma de ganchos que alimentan longitudinalmente la flecha. Durante los periodos de tormenta, tienen lugar los *Procesos de sobre-batida* (Overwash) cuando las mareas meteorológicas hacen que el oleaje erosione el frente del sistema dunar atravesándolo y depositando arena a la espalda del mismo o introduciéndola en el sistema mareal. De igual forma durante estos periodos tiene lugar la *Migración e instalación de cordones groseros de tormenta* (Cheniers) en las zonas más altas de los sistemas mareales.

Procesos asociados a la inundación y sedimentación mareales

El fenómeno más conocido tal vez sea el de *Mezcla de agua en canales estuarinos* que consiste en la interacción de las masas de agua fluviales con las marinas introducidas en el estuario por la acción de las mareas. Al que sigue la *Inundación mareal de zonas de marisma*, proceso que conlleva el depósito de material fino bajo condiciones de baja energía. Por el contrario, bajo condiciones de alta energía tiene lugar la *Migración de barras mareales* cuyo transporte neto se

da en el sentido del reflujo. En el mismo sentido tiene lugar la *Progradación de deltas de reflujo mareal* que se desarrolla en el frente del canal de desembocadura, cuando la corriente de reflujo mareal pierde velocidad.

Procesos Eólicos

Abarcan: *Deflacción eólica (Blowout)*, debida a los procesos de erosión en cubetas y que alimenta los cordones dunares. *Migración de dunas transversales* debida al intenso aporte arenoso por deflacción de la zona de playa. Estas se inician como dunas embrionarias (*fore dune*) que evolucionan en parte por la propia progradación costera y por acción del viento de componente suroeste. *Fijación de dunas por vegetación* de forma natural *Agropyrum junceiforme* y *Ammophile arenaria* constituyen el primer objeto de fijación de las formas dunares, incluso en las embrionarias

Procesos Antrópicos

Pueden dividirse en dos categorías: aquellos que afectan a la velocidad de las corrientes mareales como *dragados* y *construcción de salinas* y *piscifactorias* y aquellos que intervienen sobre los esquemas de la refracción del oleaje utilizados como solución a los problemas de erosión de la costa como *regeneración de playas* y *construcción de espigones*.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Borrego, J.; Morales, J.A.; De la Torre, M.L. y Grande, J.A. (2002): Geochemical characteristics of heavy metal pollution in surface sediments of the Tinto and Odiel river estuary (southwestern Spain); *Environmental Geology*, 41: 123-144.
- Martín Banda, R. (2003): *Mapa geomorfológico de la Hoja 999 Huelva, E. 1:50.000*; Memoria para el IGME.
- Morales, J.A.; Borrego, J., Jiménez, I. Monterde, J.R. y Gil, N. (2001): Morphostratigraphy of an ebb-tidal delta system associated with a large spit in the Piedras Estuary mouth (Huelva Coast, Southwestern Spain); *Marine Geology*, 172: 225-241
- Ojeda, J. y Vallejo, I. (1995): La Flecha de el Rompido: análisis morfométrico y modelos de evolución durante el periodo 1943-1991; *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (3): 229-238.
- Rodríguez Ramírez, A.; Ruiz, F.Cáceres L.M.; Rodríguez Vidal, J.; Pino, R. y Muñoz, J.M. (2003): Analysis of the recent storm record in the southwestern Spain coas: implications for litoral management; *The science of the Total Environment*, 303: 189-201.

PROCESOS MORFODINÁMICOS EN LA BARRERA CONFINANTE DEL ESTUARIO DE GUERNICA: SOLUCIONES PARA LA GESTIÓN

Flor, G. y Flor Blanco, G.

Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. C/ Arias de Velasco, s/n. 33005 Oviedo. Email: gflor@uniovi.es y gfb1976@yahoo.es

RESUMEN

Se ha estudiado la problemática de los aterramientos arenosos en la bocana del estuario de Guernica como resultado de la recesión de la barrera confinante en los últimos 50 años. La pérdida de volumen sedimentario y del campo dunar en particular permiten la formación durante tormentas de una amplio abanico que rebasa la barrera para modificar el trazado de los canales mayores. Se propone el dragado del canal principal y el reciclado de sus sedimentos al entorno somero sumergido de la playa expuesta.

Palabras Clave: recesión, aterramientos, dragados, estuario, Guernica.

ABSTRACT

The sedimentary infilling in the mouth of the estuary of Guernica generated by the recession of the barrier along the last 50 years is studied. A great volume of sand disappeared even the dune field allowing the formation of a broad washover fan which pass the barrier into the sandy bay modifying the channels. It is proposed the dredging of the main channel and the sands will be tilted in the shallow offshore exposed beach.

Key Words: recesion, infill, dredging, estuary, Guernica

INTRODUCCIÓN

En 1999, los responsables de la Reserva de la Biosfera de Urdaibai encargaron estudiar el problema de los aterramientos ocurridos en las últimas décadas sobre la entrada al estuario de Guernica para dar servicio a los astilleros de Murueta, fundamentalmente mediante la realización de dragados, dentro de la política de uso y conservación de las actividades compatibles en el entorno de este espacio costero protegido. Para diagnosticar la relación causa-efecto y las posibles soluciones se analizaron varios juegos de fotos aéreas (1956, 1975, 1992, 1996 y 1998) y se cursaron las visitas oportunas a las zonas implicadas. Se complementó con aque-

lla información sobre los tipos de intervenciones directas e indirectas habidas en la segunda mitad del siglo pasado.

ZONACIÓN MORFOLÓGICA

Se trata de un típico estuario mesomareal, cuyo río colector el Oka tiene caudales medios anuales de 0,59 m³/s. El caudal mareal (media de 4.858.300 m³) supera notablemente al fluvial, por lo que las mezclas de agua se efectúan de acuerdo con un modelo de mezcla total o verticalmente homogéneo, en la casi totalidad de las circunstancias.

Desde el punto de vista geomorfológico, el estuario de Guernica se zonifica longitudinalmente, como respuesta a los niveles energético y sedimentario, en cuatro segmentos característicos, como proponen Flor (1995) y Flor y Flor Blanco (2004) para otros estuarios cantábricos, cada uno caracterizado por unidades morfosedimentarias y dinámicas específicas (Fig. 1): *Complejo de desembocadura, Bahía arenosa, Llanuras fangosas y Canal superior*.

DIAGNÓSTICO

El oleaje actúa preferentemente en la construcción de la barrera arenosa confinante y en los ciclos dinamo-sedimentarios de la propia playa de Laida (erosión en tormentas y reconstrucción durante calmas), y, además, sobre el equilibrio de la barra de desembocadura a largo plazo.

En esta barrera arenosa y en el momento del estudio, desprovista de la zona supramareal, las tormentas de oleaje (componentes N) rompían buena parte de su superficie, promoviendo la erosión y el desplazamiento de grandes volúmenes arenosos hacia el interior de la bahía arenosa, como abanicos de tormenta (“washover fans” peculiares, cegando un amplio segmento del canal principal y obligándole a evolucionar cambiando la traza, junto con el canal secundario.

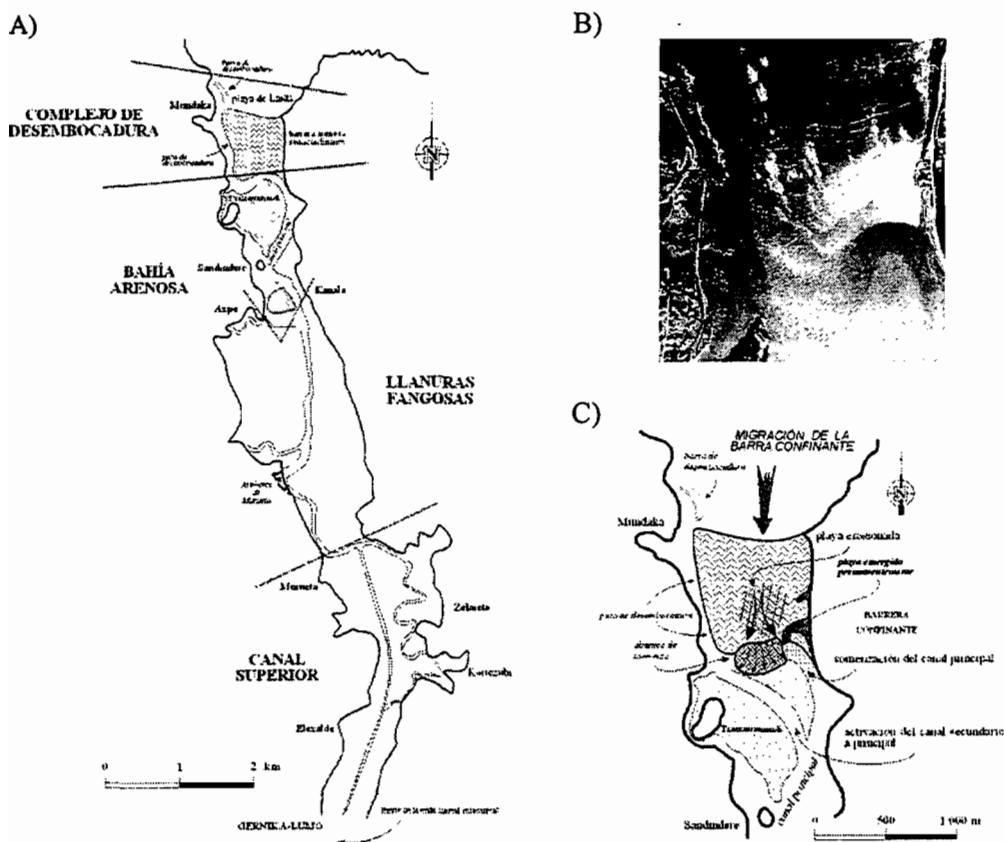


Figura 1. A) Zonación geomorfológica longitudinal del estuario de Guernica (Vizcaya, España). B) Foto aérea del 92, donde se observa el abanico generado. C) Interpretación de los procesos morfodinámicos en las áreas externas del estuario.

Bien sea por el alargamiento del dique N del puerto de Bermeo, como ocurriera en el estuario de Foz en Lugo (Diez González, 1986) o, combinadamente, por las extracciones arenosas para la reconstrucción de la villa de Guernica después del bombardeo de 26 de abril de 1937, la barrera arenosa confinante ha perdido volumen y, últimamente, experimentaba roturas amplias en su porción central durante esta morfología amplia dibuja una planta convexa hacia la *Bahía arenosa* y produce una colmatación del canal principal que desde Arketas se extiende en dirección E-O, paralelamente a la alineación de la barra (Figural B y C). Esta circunstancia obliga a que se intensifique la dinámica del canal secundario occidental para constituirse ahora en principal, siguiendo un trazado NO-SE, pero con fondos mucho más someros.

GESTIÓN

El dragado se plantea como una necesidad que afectaría fundamentalmente al canal principal, unidad morfosedimentaria y dinámica que sirve para la navegación, mientras que sus productos arenosos deberían utilizarse para la reconstrucción de la barrera arenosa confinante. En este sentido, se buscará la restitución del trazado “tradicional” del canal principal en la *Bahía arenosa*, como factor de equilibrio de todo el sistema, deducido de las fotografías disponibles, y ello a pesar de su mayor longitud y sinuosidad.

Los volúmenes arenosos deberán permanecer inexcusablemente en el sistema estuarino de Guernica por lo que deberán ser basculados a una profundidad nunca superior a los 10 m en el frente submareal de la playa expuesta de Laida, quedando garantizado su reciclaje a la playa. Se pretende que la barrera confinante permanezca estabilizada, sirviendo de parapeto protector al oleaje de tormenta para que la *Bahía arenosa* mantenga, más o menos constantemente, la distribución de las diferentes unidades y, consecuentemente, la del canal principal.

En lo que concierne a las recomendaciones, se sugiere cartografiar detalladamente el conjunto externo del estuario y levantar una topografía de detalle de la superficie estuarina y, con mayor énfasis, de las batimetrías del canal principal y del secundario para condiciones previas a la actuación de dragado y con posterioridad, como parte de la vigilancia ambiental. Promover la construcción artificial de dunas en toda la barrera para fijar aun más el conjunto confinante y su monitorización, trabajos que vienen realizándose por Iriarte *et al.* (2004).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Díez González, J.J. (1986): Costa cantábrica: la ría de Foz; En: Martínez de Pisón, E. y Tello, B. (Coord.): *Atlas de Geomorfología*, I: 327-342. Alianza Editorial. Madrid.
- Flor, G. (1995): Clasificación y caracterización de los estuarios asturianos; *VIII Coloquio Internacional sobre Oceanografía del Golfo de Vizcaya*: 133-141.
- Flor, G. y Flor Blanco, G. (2004): Aspectos morfológicos de los estuarios de Tina Mayor y Tina Menor (oriente de Asturias-occidente de Cantabria); En: G. Benito y A. Díez Herrero (Eds.): *Actas de la VIII Reunión Nacional de Geomorfología*, (V.I): 329-336.
- Iriarte, E., Monge-Ganuzas, M. y Cearreta, A. (2004): Fases de crecimiento y estructura interna de una duna costera en regeneración (Reserva de la Biosfera de Urdabai, País Vasco); *Geogaceta*, 36: 139-142.

LA IMPLICACIÓN DE LOS USUARIOS EN LA CONSERVACIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LOS SISTEMAS LITORALES DE MENORCA

Roig i Munar, F. X.^{1,2}, Comas i Lamarca, E.¹, Martín Prieto, J. A.² y Rodríguez Perea, A.²

(1) Consell Insular de Menorca, Pl. Biosfera 5, Maó, Menorca (I. Balears). xrm.mamb@cime.es

(2) Univ. de las I. Balears. Ctra. de Vallldemossa Km 7,5 Palma de Mallorca. arperea@uib.es

RESUMEN

Las gestiones emprendidas a lo largo de las últimas décadas sobre los espacios litorales de Menorca han estado marcadas por la aplicación de medidas propias de espacios urbanos, rígidos y estáticos, ajenas a las peculiaridades geomorfológicas y ambientales de los ecosistemas litorales. Su desconocimiento u obviación, por parte de los gestores del litoral, conduce al deterioro progresivo de las playas y dunas. Por parte de los usuarios, este desconocimiento ha dado lugar a la exigencia de medidas de gestión inadecuadas. Entendemos que la gestión de espacios tan populares como las playas ha de ir acompañada de medidas que impliquen a los usuarios en su conservación y recuperación.

Palabras Clave: Menorca, litoral, medidas de gestión, implicación de usuarios, conservación.

ABSTRACT

The management tackled along the last decades on the coastal areas of Menorca have been marked by the application of rigid and static measures, similar of the urban areas, but different to the geomorphologic and environmental peculiarities of the coastal ecosystems. The lack of knowledge of the littoral agents, have driven to the progressive deterioration of the beaches ecosystems and dunes. The users ignorance has given to the exigency of inadequate measurements of management. We understand that the management of this popular spaces should go accompanied of measurements that involve the users in its conservation and recovery.

Key Words: Menorca, littoral, management, beach users commitment, conservation.

INTRODUCCION

Hasta hace poco la gestión de playas venía marcada por por el cumplimiento de las normas básicas de higiene, la limpieza mecanizada y la puesta a punto de

infraestructuras para su uso, no siendo Menorca una excepción. Popularizar y hacer funcionales los espacios litorales, para poder satisfacer la frecuentación masiva, ha ocasionado problemas ambientales que han modificado la calidad final del espacio.

Algunas transformaciones severas del litoral tienen su razón de ser en la voluntad de los gestores por alcanzar la calidad entendida como idónea o adecuada, consistiendo en hacer de las playas bienes naturales funcionales o de servicios. *García-Novo* (1982) expone que los usuarios producen efectos sobre los ecosistemas litorales debido a dos factores: sus requerimientos de servicios, y su papel de visitantes. Las autoridades prestan atención prioritaria a estos requerimientos, debido a la falta de conocimiento del medio (*Roig*, 2001).

Las actuaciones de desnaturalización han provocado la implantación de un modelo acultural, la degradación, la dependencia de éste respecto a actuaciones continuadas de regeneración artificial (*Rodríguez-Perea, et al.*, 2000), y la modificación de sus características originales (*Villares*, 1999), lo que ha incidido en la percepción y en el concepto de 'medio litoral'.

La interpretación de este medio está sometida a valoraciones personales, por lo que se puede hablar de un medio real, el visitado, y de un medio percibido, el deseado o publicitado; del contraste entre ambos se elaboran las valoraciones, o evaluaciones. Y en base a este contraste se formulan exigencias y quejas, que acaban determinando el estado de conservación del medio, ya que la práctica demuestra que se suelen adoptar medidas de gestión basadas en la satisfacción de la demanda; medidas generalmente contraproducentes con la conservación del ecosistema. Para paliar esta dinámica de 'exigencia-respuesta', lo aconsejable es incidir en la formulación de la queja e implicar tanto a usuarios como a gestores en la gestión, la conservación y el mantenimiento. No es aconsejable dar respuesta a las exigencias con la adopción de medidas de gestión ambiental de reconocido prestigio, que suelen ser ecoetiquetas encaminadas al marketing del espacio publicitado.

Entendemos que para paliar la alteración del medio litoral hay que incidir en la percepción de sus usuarios —que acaba incidiendo en el estado ambiental vía 'respuesta de las administraciones competentes'— y adoptar medidas blandas de gestión, forzando una perspectiva más amplia de la dimensión temporal de sus actuaciones.

La interpretación, difusión y educación de los valores litorales es una parte más de la gestión que como último fin tendrá la conservación del espacio visitado y gestionado. En base a la realización de un programa adecuado de información es posible conseguir apoyo entre los usuarios del espacio, evitando de este modo una progresiva degradación por la falta de conocimiento (*Griest y Mullin*, 1984). El usuario debe disponer de la información adecuada para comprender las razones y las consecuencias de la gestión adoptada (*Wagar*, 1978).

En Menorca se dispone de información acerca de la percepción de los usuarios de playa desde 1999; en conjunto se han realizado más de 5000 encuestas. Como reserva de biosfera, le corresponde a la administración competente –el Consell Insular de Menorca (CIME)- velar por la compatibilidad entre el uso y la conservación del mismo. Por estas razones, se ha trabajado en la implicación de los usuarios como una de las bases de la gestión.

En Menorca, las campañas de concienciación e implicación de los usuarios empiezan con la puesta en marcha del Plan mancomunado de gestión litoral (1999). La nueva gestión mancomunada se basa en una clasificación de playas de Menorca bajo 3 categorías (Roig, 2003): playas urbanas (A), seminaturales (B) y vírgenes (C). El Plan regula la retirada de las acumulaciones de *Posidonia oceanica*, se cambia el concepto de limpieza mecánica, se regula el uso sobre los sistemas dunares, y se retiran servicios en playas B y C. Medidas que responden a paliar los efectos erosivos que han conllevado estas gestiones.

Son 3 los aspectos que más directamente inciden sobre los usuarios y sus costumbres:

- La regulación del uso y trasiego sobre las morfologías dunares.
- El mantenimiento de las bermas de *Posidonia oceanica* acumuladas en las playas, y la reducción de la limpieza mecanizada.
- La retirada de servicios en playas de tipología B.
- Las campañas de implicación de usuarios tratan estos aspectos, entre otros.

OBJETIVOS

Las campañas de concienciación tienen por objetivo:

- informar a los usuarios sobre los ecosistemas litorales, y especialmente sobre su fragilidad, la función ecológica de las praderas de *Posidonia oceanica*, en lo relativo a la producción sedimentaria y al mantenimiento de las playas, y la importancia de las acumulaciones de bermas de *Posidonia oceanica*.
- conocer el grado de conformidad y satisfacción de los usuarios con algunas de las medidas adoptadas, y reorientar conductas y conceptos erróneos o no deseados que pueden afectar a la estabilidad del sistema.

Las campañas también tienen como objetivo evaluar la incidencia de las campañas precedentes.

METODOLOGÍA

El CIME, mediante encuestadores, actúa como receptor y emisor de información. Por un lado, se recoge información acerca de la percepción de los usuarios y, por el otro, se emite información, difundiendo entre los usuarios información relativa al modelo de gestión del litoral, a los valores geoambientales de este.

Recogida de información.- Elaboración de una breve encuesta a pié de playa, (playas de tipo A y B), en días laborables y festivos entre los meses de junio a septiembre.

Emisión de información.- Se emite información de los valores ambientales del litoral. En caso que el receptor disponga de informaciones erróneas, hábitos que pueden afectar al medio o requerimientos propios de espacios urbanos, o de tipo erosivo, el informador intentará corregir mediante información y concienciación las conductas que no sean deseables para la estabilidad del sistema.

RESULTADOS

Se presentan los datos de la campaña 2003 (2.760 encuestas, 8.200 usuarios informados).

Entre los encuestados domina el sector de edad de 26 a 35 años. Son en su mayoría turistas procedentes del Estado español (57%); seguidos por los residentes (22%) e internacionales (21%).

Una de las conclusiones más relevantes que se extrajo de las encuestas del año 2003 fue el alto grado de conocimiento de los encuestados acerca de los valores ambientales de *Posidonia oceanica*. También se pudo percibir que, sobre todo en playas A y B, se tiende todavía a exigir la instalación de servicios (parasoles, hamacas, duchas, velomares, etc.). Conocer los requerimientos de los usuarios es indispensable para diseñar futuras campañas y preparar información que permita justificar si es o no conveniente satisfacerlos.

Los principales resultados obtenidos en la campaña de 2003 fueron que:

- en general, Menorca no frustra las expectativas de los turistas (el 78,4% se siente satisfecho) en cuanto a la oferta de playas y calas. El estado de las playas se valora satisfactoriamente. Un 80% opina que están en buen estado (un 75% si se tienen en cuenta sólo los residentes).

- el grado de conocimiento de la *Posidonia oceanica* y de sus funciones ecológicas (ya sea sobre la playa emergida o sumergida) es un buen indicador de la política de divulgación y educación ambiental seguida. Entre los residentes, un 67% sabe qué es la Posidonia. Del conjunto de encuestados, lo sabe un 43%, la

mitad de los cuales son capaces de enumerar funciones concretas que lleva a cabo la fanerógama marina. Estos resultados suponen un aumento con los obtenidos en el 2000, en donde el 71,6% de los encuestados desconocía esta fenerógama, y aún menos sus funciones ecológicas en los ambientes litorales de la isla, mientras que los residentes la conocía el 54%. Aún así cabe señalar un bajo porcentaje de usuarios partidarios a la retirada de las bermas acumuladas en la playa.

- destacan, como elementos a mejorar por parte de usuarios, la ampliación de servicios en playas A y B.

- se manifiesta una sensación, quizás incipiente, de saturación de las playas, especialmente en las de tipo A, donde ya no son minoría los que opinan que 'hay demasiada gente'. En estas playas, un tercio de los usuarios opina que están masificadas. En playas de tipo B y C predomina la sensación de no-masificación

CONCLUSIONES

Los resultados expuestos, en donde el porcentaje de conocimiento de la presencia de *Posidonia oceanica* es elevado, nos indican, por una parte la incidencia del programa de gestión basado en la implicación de usuarios, y por otra, la valoración de estos sobre procesos naturales en las playas. Este hecho reduce considerablemente el número de quejas dirigidas a la retirada de estas bermas acumuladas sobre la playa, y por ende se reduce el grado de erosión por la retirada continuada de las acumulaciones y la desprotección de la playa.

Por otra parte sorprende la exigencia de servicios propios de espacio urbanos o periurbanos (playas A) sobre playas de tipo B, denotando que el usuario en muchas ocasiones prioriza bien estar personal frente calida de espacio visitado o paisaje. En este punto cabra hacer incidencia en los valores ambientales y paisajísticos de las playas ubicadas en espacios naturales de Menorca, ya que la demanda de los visitantes hacia los gestores litorales, y la satisfacción de sus demandas podría estandarizar la oferta de playas en toda la isla, y crear procesos erosivos por gestiones impropias de espacios naturales

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Garcia Novo, F. (1982): Efectos ecológicos de equipamiento turístico; *Estudios Territoriales*, 5: 137-144.
- Griest, L. y Mullins, G. (1984): Managing Conflict: A process for increasing use of interpretation as a management tool; *Journal of Interpretation*, 9 (1): 6-8.

- Rodríguez-Perea, A., Servera, J. & Martín-Prieto J.A. (2000): *Alternatives a la dependència de les platges de les Balears de la regeneració artificial: Informe METADONA*; Univ. I. Balears, Col. Pedagogia Ambiental, nº10.
- Roig F. X. (2001): El conocimiento de la Posidonia oceanica y sus funciones ecológicas como herramienta de gestión litoral. La realización de encuestas a los usuarios de playas y calas de la isla de Menorca; *Papeles de Geografía*, 34: 271-280.
- Roig, F. X. (2003a): Identificación de variables útiles para la clasificación y gestión de calas y playas. El caso de la isla de Menorca (I. Balears); *Boletín de la AGE*, vol. 35: 175-190.
- Villares, M (1999): *Percepció dels impactes estètics i mediambientals de la regeneració de platges*; Tesis doctoral (inèdita), Universitat de Barcelona, 465 pp.
- Wagar, J. A. (1978). "Why interpretation?" Meeting the Challenge; *Journal of interpretation*, 3 (1): 6-10.

SOCIAL PERCEPTION AS A TOOL FOR BEACH PLANNING : A CASE STUDY ON THE CATALAN COAST

Villares, M.¹, Roca, E.², Serra, J.³, Montori, C.² y Gelizo, O.²

(1) ETS Civil Engineers of Barcelona. UPC. C/ Jordi Girona 1-3 North Campus UPC B1-102. 08034 Barcelona. Email: miriam.villares@upc.es

(2) Institute of Environmental Science and Technology. UAB. Edifici C-Nord, UAB Campus. 08193 Bellaterra (Barcelona). Email: gr.euroSION@uab.es

(3) Faculty of Geology UB. Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona. Email: jordi.serra@ub.edu

RESUMEN

Esta comunicació presenta una metodologia de anàlisi de la percepció social de usuaris de platges per incorporar-la en projectes de ordenació del litoral. El context reflecta una situació de grave risc de erosió i, sin duda, una futura intervenció comporta incertidumbre y sobre todo temores ante la transformació del paisaje y de los usos. Los intereses locales son analizados a través de un sondeo de opinión que evalúa diversos aspectos (tratamiento del paisaje, morfología de la playa, efectos de la proximidad urbana, provisión y características de los equipamientos, etc). Finalmente, se proponen un conjunto de recomendaciones para la ordenación de dicho espacio.

Palabras Clave: Percepció social, ordenació litoral, sondeo de valoració, usuaris.

ABSTRACT

This communication presents a methodology for analysing the social perceptions of beach users for incorporation into coastal planning projects. Attention focuses on coastal areas facing serious risk of beach erosion. The context reflects a setting of uncertainty and fear to future changes on the landscape and the uses. Local hopes are analysed through an opinion, which evaluates of several items (the treatment of the landscape, the current morphology of the beach, effects on urban proximity, the provision and characteristics of equipment and services, etc) Finally, a series of proposals are set out, for planning this space.

Key Words: Social perception, beach planning, valuation survey, beach users.

INTRODUCTION

Beaches are public property, which over the last century, and most especially since the seventies, have become a place of leisure and for contact with nature, particularly during the summer months. Understanding social perception of beach

environment and landscape is part of this methodological proposal. This work has been carried out within the framework of the EuroSION Project (www.euroSION.org) and the study was performed on eight beaches belonging to the city of Sitges, which lies next to Barcelona along the Mediterranean coastline. The beaches analysed are spaces highly used by citizens with a series of functions: recreation, sport, walking, therapy, visual and landscape scenery, etc. Attention focuses on beaches facing serious erosion risk. The history of intervention along the Sitges coastline provides an illustration of the inefficiency of some coastal defence measures implemented in Spain. The last proposal of the Ministry for the Environment to replan the seafront and combat erosion was categorically rejected by the public. Their main arguments centred on its environmental impact and the loss of a valued element for the public: the seafront (Serra *et al*, 2003).

OBJECTIVE

Our analysis observes the degree of perception and evaluation of the landscape and environment. Satisfaction provided by the services offered on beaches is also considered. The main objective involves finding basic parameters that enable the proposal of criteria for intervention. Responding to the expectations of users, administrations and socio-economic agents that intervene in the coastal area, this proposal aims at reducing project rejections.

METHODOLOGY

The social perception of a beach is analysed using an opinion and evaluation survey aimed at users and local actors. The results of the research can be used to draw some recommendations, identifying the impact and the social perceptions, which in many cases appear as negative, and suggesting new opportunities for intervention (Villares, 1999). Before implementing the survey, spatial reconnaissance is performed, based on a list of the beach's own characteristics.

In the survey, there is a section on physical and morphological aspects of the beach: colour, texture and temperature of the sand, width, slope, input of water and waves, and aspects that determine its shape and layout. The environmental characteristics evaluated are the most important biological aspects such as the presence of fish, seaweed and vegetation, as well as perceptions related to the most visible aspects, such as waste in the water or sand, maintenance and cleanliness. At the same time, the appreciation of other types of contamination, such as noise or rainfall drainage is surveyed. Characteristics related to services and facilities are also evaluated. Monitoring and life guarding, the provision of hire materials, play and activity areas, parking spaces, access, promenade, etc are other items conside-

red. Finally the aspects related to design and comfort are evaluated for the global sensation and level of appreciation, such as the composition of the landscape, peacefulness, economic value, etc. These results are completed with classification data offering complementary information about user profiles and the characteristics of beach use (Villares, 2000).

Next, some of the results concerning the physical and morphological aspects are presented in order to highlight the methodological application.

EVALUATION OF BEACH MORPHOLOGY

The users of Sitges beaches positively value nearly all the elements that determine the physical and morphological specificity of the beach, in particular, the colour and the texture of the sand. The small size and the spherical shape of the sand are highly appreciated factors as it doesn't stick to the skin but rather rolls right off. Thus, it is highly recommendable that any future sand nourishment would be carried out with the same sedimentary cell so that it is of the same type as that currently there.

The acceptance of the beach's morphology is also evident in the ratings of the length, the sloping and the division by breakwaters. Even the perpendicular groins themselves along the coast, which might reasonably be considered a nuisance and danger for swimming, score well, achieving a mark of 6.7. Local acceptance may be explained by the fact that they give a compartmentalised appearance, which attracts different types of people. This finding may explain the rejection towards the last proposal, which planned removing these compartments. The new form of a large sandy area suggests the image of overcrowded beaches in the minds of current users.

The width was found only to be more or less acceptable and a 5 was given. This rating clearly reflects the reality of the problem of erosion experienced by some stretches of the beaches.

The positive impression is also apparent in the aspects relating to the profile of the beach: the sloping and the entry into the sea were both awarded a score of 6.9. These aspects are highly appreciated by users as they allow children, the elderly and inexperienced swimmers to swim in relative safety. This finding would indicate that any future steps taken to regenerate the beach should pay particular attention to the profile of the new beach.

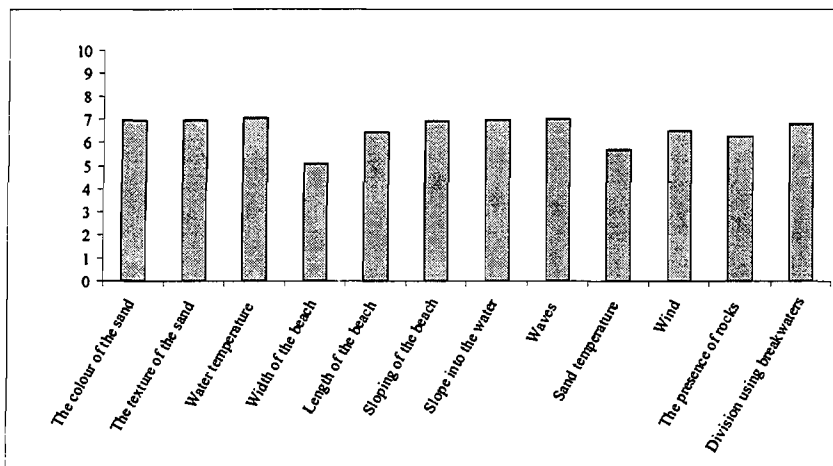


Figure 1. Evaluation of physical and morphological aspects.

REFERENCES

Villares, M.; Junyent, R: (1999): Sustainable Beaches along the Spanish Mediterranean? The Risks and Opportunities of Regeneration; In Proceedings of Joint Conference, *Land-Ocean Interactions: Managing Coastal Ecosystems, MEDCOAST'99-EMECS 99*, Antalya, Turkey: 1609-1622.

Villares, M. (2000): Percepció dels impactes estètics i mediambientals de la regeneració de Platges. Edicions UPC, Forum documental; <http://www.edicionsupc.es/forum/fautcat.htm>

Serra J., Montori C., Niesing H., Villares M., Roca E. y Gelizo O. (2003): The role of information and communication between stakeholders in coastal policy-making at local level; In *MEDCOAST'03 International Conference*, 7-11 October, Ravenna (Italy):157-168.

LA INCIDENCIA DE LOS TEMPORALES MARINOS EN LA ORDENACIÓN DEL LITORAL DE TENERIFE

Yanes Luque, A., Marzol Jaén, V. y Romero Ruiz, C.

Departamento de Geografía, Universidad de La Laguna, Campus de Guajara, 38071, La Laguna.
Email: ayanes@ull.es, mmarzol@ull.es y mcromero@ull.es

RESUMEN

En este trabajo se analizan las bruscas variaciones de la altura de las olas significante y máxima, período de pico, longitud de onda, dirección de procedencia del oleaje y del rumbo y velocidad del viento, y su relación con situaciones atmosféricas específicas, correspondientes a los temporales marinos que afectaron al litoral de Tenerife entre el 7 y 8 enero de 1999 y entre el 26 y 30 de diciembre de 1998. La ocupación de más de la mitad de su perímetro por un denso poblamiento y un continuo urbano falto de planificación explica el interés del estudio de episodios de esta naturaleza.

Palabras Clave: Temporal marino, mar de viento, mar de fondo, Tenerife, Islas Canarias.

ABSTRACT

In this work there analysed the sudden variations of the significant and maximum height of the waves, period of peak, length of wave, direction of origin of the waves and of direction and speed of the wind, and its relation by atmospheric specific situations, corresponding to the sea storms who concerned the littoral of Tenerife in the 7th and 8th of January, 1999, and between the 26th and 30th of December, 1998. The occupation of more than the half of the perimeter by a dense population and a continuous lack in urban planning explains the interest of the study of episodes of this nature.

Key Words: Sea storm, Sea, Swell, Tenerife, Canary Islands.

OBJETIVO, FUENTES Y MÉTODO

El conocimiento del régimen extremal del oleaje es de gran importancia en Tenerife, al suponer su modelo de desarrollo económico reciente, basado en la agricultura de exportación y el turismo, la ocupación de más de la mita de su perímetro por un denso poblamiento y un continuo urbano falto de planificación y la necesidad de acondicionar, cuando no de crear, el frente marino.

En el conjunto de los temporales marinos registrados en Tenerife entre 1985 y 2003, con el fin de proceder a su caracterización geográfica y a valorar los daños

que pueden causar a la población y al territorio, se analizan en este trabajo dos tipos de episodios muy próximos en el tiempo: uno, vinculado a un oleaje local, como el ocurrido entre el 7 y 8 de enero de 1999, que afectó, aunque en grado variable, a toda la isla y ocasionó pérdidas en las infraestructuras portuarias superiores a los 175 millones de euros (Marzol *et al.*, 2005); y otro, el del 26 al 30 de diciembre de 1998, relacionado con un oleaje distante, limitado fundamentalmente a la costa septentrional de Tenerife y sin repercusiones económicas.

Los datos empleados, para tal fin, son de oleaje escalar de las boyas de Tenerife (1985-2003) y Tenerife-Sur (1998-2002) de las redes Remro y Rayo y de oleaje direccional de los modelos Wana (1995-2003) de Puertos del Estado. Para conocer el estado de la atmósfera que generó estas tormentas se consultan los boletines diarios del INM. Por último, la prensa aporta información acerca de localidades afectadas, pérdidas producidas...

Tras la determinación estadística del oleaje medio anual, se procede al examen de las variaciones horarias de la altura de las olas significativa y máxima, período de pico, longitud de onda, dirección de procedencia del oleaje y rumbo y velocidad del viento durante esos temporales. El establecimiento del umbral de riesgo de temporal en Tenerife está aún en fase de determinación, adoptándose, entonces, como referencia de partida el umbral mínimo contemplado en la ROM (0.3-91) para la estimación de la fiabilidad de las obras marítimas, fijado en la isla en 1,5 m de altura de la ola significativa.

RESULTADOS

Con una componente predominante del NNE, el oleaje que incide, por lo común, en Tenerife es de energía relativamente moderada. Está constituido por olas reducidas, al cifrarse la altura media anual de la significativa en 1,4 m y de la máxima en 2,1 m, mientras que el período de pico es de 9,5 segundos; olas con una longitud media de 160 m, relacionadas con vientos entre 18 y 22 km/h. Esta estructura varía, sin embargo, espacialmente, pues las olas significativa y máxima abordan el litoral norte con una altura media de 2 m y 3 m, respectivamente, y un período entre 10 y 14 segundos, denotando su exposición a las influencias oceánicas. En el este y sureste, la situación de abrigo a tales influencias se traduce en ondas inferiores, por término medio, a 0,8 m y 6 segundos.

Este régimen habitual puede experimentar sensibles modificaciones con motivo de situaciones de inestabilidad atmosférica, que, en ocasiones, se producen en el archipiélago canario. Muestra de ello es el temporal registrado del 7 al 8 de enero de 1999, que, partiendo de un oleaje inicial de swell, derivó en un enérgico Sea por acción directa del viento; y ello fruto del descenso en latitud y profundización entre

los días 5 y 6 de una borrasca situada frente a Finisterre. Encajada entre el anticiclón de Azores y el existente en el Mediterráneo, canalizó los vientos hacia Canarias con un claro rumbo S-SW, que terminaron rolando al SE. El incremento de la intensidad de éstos de 30 a 60 km/h de media, con rachas máximas de 70 a 80 km/h (Criado y Dorta, 2003), determinó que en el litoral este, sureste y suroeste la ola significativa alcanzara los 2,5 m y la máxima entre 4 y 5 m – incluso los 8 m en algunos momentos -, mientras que el período cayó de 12 a 6 segundos. A estos cambios se sumó la disminución de la longitud de onda, que, si en las horas previas al temporal era de unos 200 m, durante el mismo no rebasó los 50 m. Un oleaje de tan escaso desarrollo se vio favorecido además por un fetch inferior a 70 km, al situarse el centro depresionario entre el este Tenerife y oeste de Gran Canaria.

Estas variaciones fueron menos evidentes en la costa norte, debido no solo al emplazamiento de dicho centro, sino también al hecho de que este temporal enlazó casi sin solución de continuidad con una sucesión de tormentas de gran magnitud acontecidas entre el 26 y 30 de diciembre de 1998. Se trata de un episodio que comenzó con la llegada a la isla entre los días 26 y 27 de olas del NNW y N de 500 m de longitud, de 4,7 m de altura de ola significativa, 7,6 m de máxima y 18 segundos de período. Estos valores apuntan a un swell procedente del Atlántico Norte, en relación con vientos de las latitudes templadas y fetch del orden de los 3000 km; por tanto, a un oleaje no local considerando que en el área de Canarias reinaba una circulación débil del este con vientos secos del Sáhara. El paso de esta situación de estabilidad atmosférica a una circulación del norte recrudesció el temporal entre los días 29 y 30, cuando sobre la isla soplaron vientos del N-NNW de 35 a 45 km/h de velocidad media provenientes de una potente borrasca situada sobre Irlanda. De ahí que la ola significativa tuviera 5,7 m de altura media y la máxima superara incluso los 10 m. La disminución de la intensidad del viento en horas posteriores supuso la pervivencia de un swell en el que se mantuvieron los períodos largos, al tiempo que descendió de forma progresiva la altura de las olas.

CONSIDERACIONES FINALES

Aunque el volcanismo y el aluvionamiento se perciben en Canarias como los mayores riesgos naturales, las repercusiones socioeconómicas de muchos temporales marinos evidencian su indudable peligrosidad, máxime cuando ésta se acrecienta en numerosos tramos litorales: en unos casos debido a la práctica ausencia de plataforma litoral y/o al “encajamiento” de las aguas en los canales lávicos y muros laterales de enfriamiento de coladas que se prolongan bajo el mar, de modo que las olas conservan en el momento de la rotura mucho de su energía inicial; en otros a la existencia de plataformas volcánicas que adelantan la línea costera, favoreciendo así fenómenos de refracción convergente. No debe olvidarse, por último, la sobre-

elevación que experimentan las olas por efecto de la reflexión en el frente acantilado de dichas plataformas. De ahí la necesidad de individualizar y analizar con precisión el total de los episodios de tormenta y determinar su ángulo de aproximación a la costa.

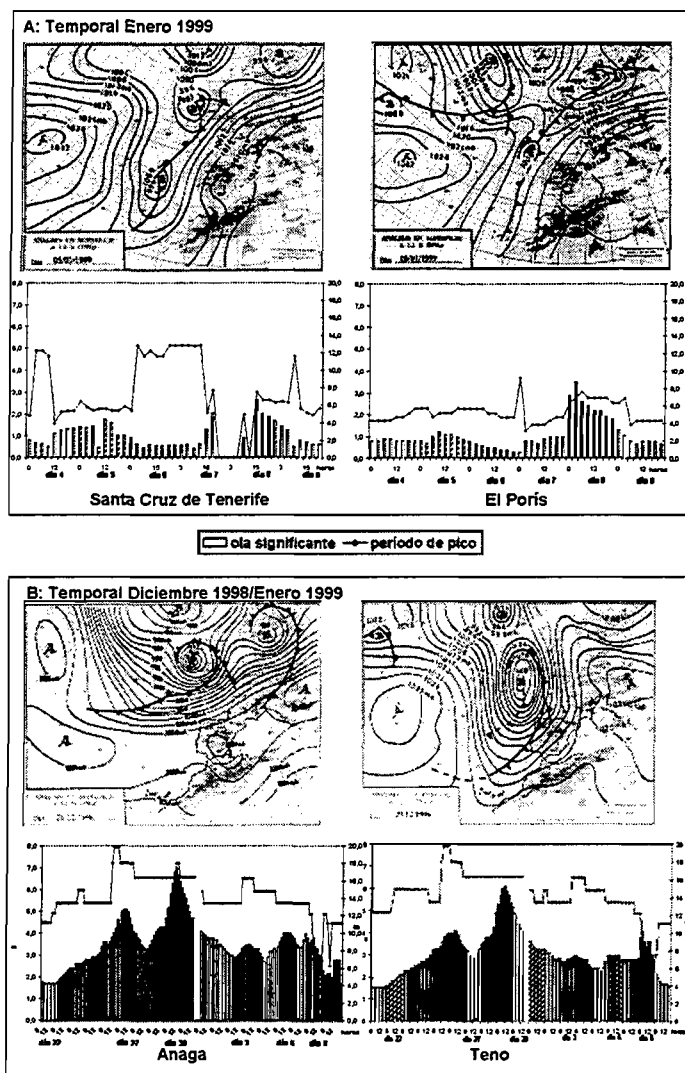


Figura 1. Situación sinóptica y evolución de los parámetros del oleaje correspondientes a los temporales marinos del 7 y 8 de enero de 1999 y 26-30 de diciembre de 1998 en Tenerife. Elaboración propia.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se integra en el subproyecto de investigación *Modelización climática de islas montañosas subtropicales: Tenerife* (INTERREG-CLIMAAT 2.3/A3).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Criado Hernández, C. y Dorta Antequera, P. (2003): An usual “blood rain” over the Canary Islands (Spain). The storm of January 1999”; *Journal of Arid Environments*, 55: 765-783.
- Marzol Jaén, M^a V., Yanes Luque, A. y Romero Ruiz, C. (2005): Las precipitaciones torrenciales en la isla de Tenerife, Islas Canarias; *IV Simposio de Meteorología e Geofísica da APMG*, Sesimbra, pp. 68.
- Mopt (1992): *Recomendaciones para Obras Marítimas (ROM 0.3-91). Oleaje. Anejo I clima marítimo en el litoral español*; Dirección General de Puertos, Madrid, 76 pp.
- Pardo Pascual, J. (1991): *La erosión antrópica en el litoral valenciano*; Consejería de Obras Públicas, urbanismo y Transporte de la Generalitat valenciana, Valencia, 240 pp.
- Romero Ruiz, C. y Yanes Luque, A. (1995): Aproximación a los riesgos naturales de las Islas Canarias; *Actas VI Coloquio Ibérico de Geografía*, Oporto, Vol. II, pp. 1027-1033.
- Suárez Bores, P. (1981): *Oleaje III. Descripción, regímenes, previsión*; Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Madrid, 55 pp.
- Torres Alfonsea, Fco. (2001): Oleaje y ordenación del litoral; *Actas XVII Congreso Nacional de Geografía*, Oviedo, pp. 224-227.
- Zabaleta, C. (1976): *Atlas de climatología marina*; I.N.M., Madrid, 57 pp.

ACTIVIDAD TURÍSTICA E INUNDACIONES EN EL LITORAL DEL SUR DE GRAN CANARIA: ¿UN RIESGO INDUCIDO?

Máyer, P. y Pérez-Chacón, E.

Grupo de Geografía Física y Medio Ambiente. Departamento de Geografía, ULPGC. Pérez del Toro, 1. 35006 Las Palmas de Gran Canaria pmayer@dgeo.ulpgc.es; cperez@dgeo.ulpgc.es

RESUMEN

El litoral del sur de Gran Canaria ha sido intensamente transformado por las instalaciones turísticas e infraestructuras que, desde 1962, se han realizado. Entre las consecuencias ambientales de este proceso destacan las alteraciones inducidas en los procesos geomorfológicos. El objetivo de este trabajo es determinar si existe o no relación entre las implantaciones turísticas y el incremento, en las últimas décadas, de los daños producidos por las inundaciones. Para ello se ha realizado un análisis diacrónico entre 1951 y la actualidad, comparando la evolución entre los episodios de lluvia intensa y los daños generados. Los resultados señalan que el reciente incremento de los daños, derivados de las inundaciones, se explica por la forma en que se han realizado los crecimientos urbanos y las infraestructuras turísticas.

Palabras Clave: litoral, turismo, inundaciones, daños, Gran Canaria

ABSTRACT

The south coast of Gran Canaria has suffered considerable changes due to constant construction of tourist-related establishment and their corresponding infrastructures that has been going on since 1962. Damage caused to the environment by this building process includes geomorphological changes.

The aim of this paper is to determine whether or not there is a connection between the building of tourist-related establishments and the increase in recent decades, of damage caused by flooding. A diachronic analysis (from 1951 to the present) comparing heavy rains and the floods damage they caused has been carried out. The results of this research show that the recent increase in damage caused by flooding is explained by the way in which urban expansion and its associated infrastructures has been executed.

Key Words: coast, tourist-related, heavy rain, flooding, damage, Gran Canaria

INTRODUCCIÓN

Los efectos de las inundaciones en Canarias han centrado el interés de los investigadores en los últimos años (Marzol 2002, Máyer 2003), aunque son todavía escasos los trabajos que tratan este fenómeno en los litorales alterados por el desarrollo turístico. En el caso de Gran Canaria, se ha constatado un incremento progresivo de los daños provocados por las inundaciones en las instalaciones turísticas, por lo que resulta de interés determinar si ello se debe a causas exclusivamente naturales o a una deficiente planificación y gestión territorial. Para realizar este estudio se ha seleccionado el litoral del municipio de San Bartolomé de Tirajana, localizado en el sur de Gran Canaria. En esa costa alternan playas, áreas moderadamente acantiladas y las desembocaduras de numerosos barrancos, así como sistemas mixtos (playa, dunas, *lagoon*) entre los que Maspalomas destaca por su singularidad y, también, por su problemática ambiental (Hernández *et al.*, 2002). La actividad turística en la zona se inicia hacia 1962, y comprende diversas actuaciones urbanísticas (Hernández y Parreño, 2001) que se suceden hasta la actualidad.

OBJETIVOS Y METODOLOGÍA

El objetivo de este trabajo es determinar si existe o no relación entre las implantaciones turísticas del sur de Gran Canaria, y el incremento de los daños producidos por las inundaciones en las últimas décadas. Para ello se parte de la siguiente hipótesis: si en el periodo estudiado la intensidad de las precipitaciones no se ha incrementado de forma significativa, pero si los daños, habrá que considerar los crecimiento urbanos y las infraestructuras turísticas como inductores de esas pérdidas. El intervalo temporal seleccionado comprende desde 1951, una década antes de iniciarse el desarrollo turístico de la zona, hasta la actualidad.

La metodología se estructura en torno a dos variables: la precipitación y los daños ocasionados por inundaciones. Para estudiar la primera se realiza un análisis estadístico de la serie de precipitación de la estación pluviométrica que el Servicio Hidráulico de Las Palmas instaló en el faro de Maspalomas (1951-1997), al tiempo que se extraen aquellos temporales en los que se supera el umbral de los 30,0 mm en 24 horas. En este último caso, los datos de esta estación fueron completados con los de El Tablero (1952-2005). Por su parte, para analizar la segunda variable, se identifican y cartografían las áreas en las que se han producido inundaciones en el litoral de la zona considerada. Para ello, así como para la estimación de las consecuencias, se han consultado los expedientes de daños existentes en Protección Civil de la Delegación del Gobierno en Las Palmas, y la prensa local.

RESULTADOS

La lluvia de esta zona litoral es particularmente escasa. La media anual, entre 1951 y 1997, es de 76,5 mm, cantidad que cae en 14 días. Tiene una acusada irregularidad interanual, con un coeficiente de variación de 76,5 mm y una desviación tipo de 58,6 mm. En este sentido, contrastan años donde apenas se registran 8,0 mm (1986) y otros donde se alcanzan hasta 316,7 mm (1953). Uno de los rasgos característicos de la lluvia en este sector es su torrencialidad, pues, aunque ninguna de las 12 medias mensuales supera los 18,0 mm, hay meses en los que esa cantidad se ha multiplicado por 11, como en noviembre de 1954 (203,9 mm). En lo que concierne a la cantidad de agua que precipita el día más lluvioso, lo más frecuente es que tal intensidad esté comprendida entre 20,0 y 40,0 mm.

Las primeras referencias a pérdidas materiales ocasionadas por inundaciones en instalaciones turísticas datan de 1979, aunque las mejor cuantificadas son las derivadas de los temporales de 2000 y 2001. En el gráfico de la figura 1 se han combinado las precipitaciones máximas anuales en 24 horas entre 1951 y 2002, las referencias a los daños y el momento en el que se inicia la construcción de las primeras urbanizaciones turísticas. Resulta curioso que entre 1962 y 1972 la prensa no registre daños, a pesar de que ya se había iniciado la ocupación del litoral y se produzcan algunos temporales. Ello puede deberse bien a un problema de las fuentes utilizadas, bien a que todavía las alteraciones de los procesos geomorfológicos no eran significativas. Sin embargo, lo realmente llamativo es que ya en 1979, y con intensidades de precipitaciones diarias inferiores a 30 mm, se tengan referencias de daños. Éstas se irán incrementando progresivamente en los años posteriores (1984, 1991, 2000 y 2001), así como la magnitud de los mismos.

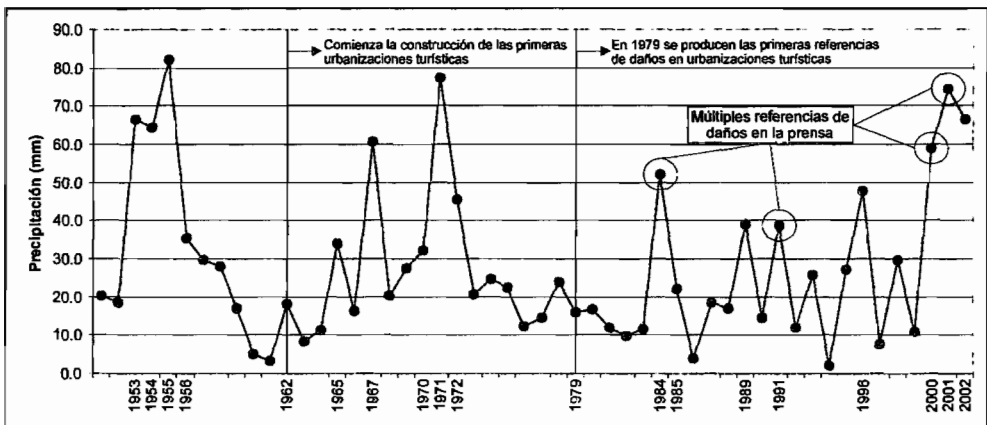


Figura 1. Daños ocasionados por inundaciones y precipitaciones máximas en 24 horas anuales en el faro de Maspalomas (1951-1994) y en El Tablero (1952-2002).

Un breve repaso a las alteraciones producidas sobre los procesos fluviales explica buena parte del incremento de los daños: canalización e impermeabilización de los cauces de barrancos en su tramo final, reduciendo la sección e incrementando la escorrentía; ocupación de lechos de inundación por edificaciones; construcción de viales cortando transversalmente los cauces y sin desagües debidamente dimensionados; realización de paseos marítimos en cotas superiores a la rasante de la desembocadura de los barrancos que actúan como represas; inexistencia de redes de evacuación de aguas pluviales o conectadas con el alcantarillado, que tras saturarse inundan de aguas residuales las playas.

Las figuras 2 y 3 ilustran lo anteriormente señalado. La figura 2 corresponde al Oasis de Maspalomas, en la desembocadura del barranco de Fataga, donde las edificaciones realizadas en la llanura de inundación sufren anegaciones de forma recurrente en el transcurso de temporales.

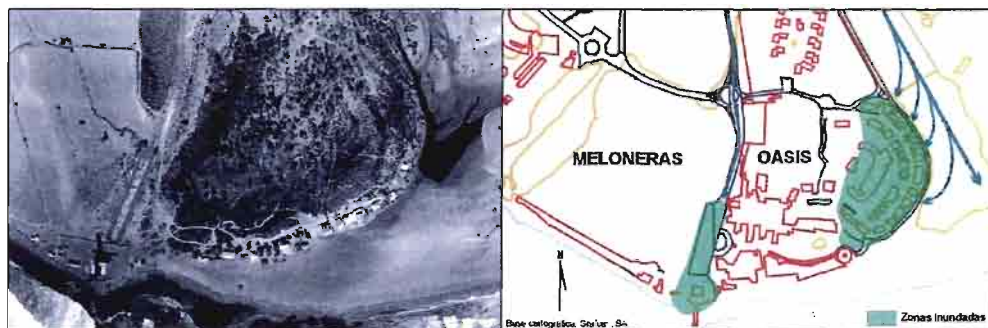


Figura 2. Consecuencias de las lluvias en El Oasis. En la imagen de la izquierda se observa la desembocadura del barranco antes de la ocupación turística (1961). En la de la derecha se muestra cómo es la ocupación actual y las áreas anegadas.

En la figura 3 se muestra la incidencia de las infraestructuras viarias y del paseo marítimo en la zona de El Veril: tras las lluvias de 2000 resultaron afectados 120 apartamentos (250 camas), 1.200 m² de sótanos, 750 m² de locales comerciales, y 40 vehículos estacionados en las vías. La valoración de las pérdidas estimada por el Ayuntamiento de San Bartolomé de Tirajana ascendió a 1.659.574,7 €.

Los episodios de enero de 2000 y noviembre de 2001 dejaron entrever, de forma clara, las deficiencias estructurales que presentan esos espacios turísticos, con pérdidas que en el caso de este último episodio, según las valoraciones de daños remitidas a la Delegación del Gobierno para acogerse a las ayudas previstas en el Real Decreto Ley 1/2002 de 22 de marzo, llegaron a superar los 5,4 millones de euros en el municipio de San Bartolomé de Tirajana.



Figura 3. En la imagen de la izquierda se delimita el sector inundado entre las desembocaduras del barranco de Las Burras y El Veril, tras los temporales de enero de 2000 y noviembre de 2001. La imagen de la derecha muestra las consecuencias del desbordamiento del barranco de El Veril (noviembre de 2001).

CONCLUSIÓN

Podría pensarse que el incremento de los daños en las últimas décadas es sólo consecuencia de la mayor extensión de las urbanizaciones turísticas, o de que nos encontramos ante un periodo con precipitaciones más intensas, pero la aproximación realizada pone en evidencia el papel de la deficiente planificación y gestión territorial que ha caracterizado la ocupación turística de este litoral.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Hernández, J.A. y Parreño, J.M. (Coord.) (2001): *Evolución e implicaciones del turismo en Maspalomas Costa Canaria*; Concejalía de Turismo del Ayuntamiento de San Bartolomé de Tirajana, Tomos I (207 pp.) y II (207 pp.).
- Hernández, L; Alonso, I.; Ruiz, P.; Pérez-Chacón, E.; Suárez, C. & Alcántara-Carrió, J. (2002): Decadal environmental changes on the dune field of Maspalomas (Canary Islands): evidences of an erosive tendency; En: *The changing coast*, Eurocoast-Portugal Association: 293-297
- Marzol, M.V. (2002): Lluvias e inundaciones en la ciudad de Santa Cruz de Tenerife; *El agua y el clima*, A.E.C. (Serie A) 3: 461-470.
- Máyer, P. (2003): *Lluvias e inundaciones en la ciudad de Las Palmas de Gran Canaria (1869-1999)*; Ayuntamiento de Las Palmas de Gran Canaria y Servicio de Publicaciones y Producción Documental de la UPLGC, Las Palmas de Gran Canaria, 252 pp.

CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS DE LOS PUERTOS DE ASTURIAS

Flor, G.¹, Del Busto, J.A.² y Flor Blanco, G.¹

(1) Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. C/ Arias de Velasco, s/n. 33005 Oviedo. Email: gflor@uniovi.es y gfb1976@yahoo.es

(2) Servicio de Puertos. Principado de Asturias. C/ Coronel Aranda, s/n. 33005 Oviedo. Email: jose-anbusto@princast.es

RESUMEN

Se caracterizan los puertos asturianos de acuerdo con el tipo de morfología costera antigua y actual sobre la que se asientan, los fondos representativos originales y actuales, la dinámica activa y los manejos a que se encuentran sometidos para su gestión.

Palabras Clave: morfología, fondos, puertos, gestión, Asturias

ABSTRACT

Asturian ports area studied under the point of view of the old and actual morphology, the type of bottoms in the past and in the present, the active dynamics and their management.

Key Words: morphology, bottoms, ports, management, Asturias

INTRODUCCIÓN

Las instalaciones portuarias han sido, desde que el hombre colonizó los espacios costeros, adaptaciones artificiales al medio físico con el objeto de desarrollar las labores pesqueras, actividades industriales y transporte marítimo. En un principio, se aprovecharon las márgenes sedimentarias protegidas del oleaje y/o las corrientes fluviales y mareales. Así, la mayor parte de los asentamientos portuarios de Asturias se ubicaron en playas poco expuestas y playazos estuarinos, estos últimos tanto en grandes estuarios, ligados a sistemas fluviales importantes o en los numerosos estuarios reducidos drenados por arroyos costeros.

Otros muchos lugares de abrigo conservan todavía vestigios de haber sido utilizados como lugares de atraque o varaderos, así como para la construcción de embarcaciones artesanales, en lo que se ha denominado como carpinterías de ribera.

En los últimos años, se han realizado trabajos para el Servicio de Puertos y la Dirección General de Pesca del Principado de Asturias por miembros del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo. Se han analizado las característi-

cas morfológicas, dinámicas y sedimentarias de los puertos asturianos y su área de influencia en la plataforma continental interna. Específicamente, se han estudiado las calidades de los sedimentos portuarios según la normativa del CEDEX (1994) y la búsqueda de emplazamientos para los vertidos a dragar en los puertos, minimizando los impactos derivados: mantenimiento de sistemas de playa/dunas, evitando la recesión, vertidos en prismas sedimentarios, etc.

Ni que decir tiene que algunos puertos pasan por fases de remodelación de gran envergadura, como el caso de El Musel en Gijón, mientras que alguno está en fase de proyecto de nueva construcción, como es el de Luanco. La ubicación de algunos puertos en áreas ligadas a un determinado ambiente costero puede derivar en puertos distintos, dada su distinta actividad e incluso su propiedad/concesión.

CLASIFICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN MORFOLÓGICAS

Las clasificaciones de puertos han sido tradicionalmente bien simples: naturales y artificiales. La legislación de los siglos XIX y XX, en relación con su actividad, diferenciaba en pesqueros, comerciales, militares y de refugio y, posteriormente, como la de 1880 (Ley de Puertos de mayo de 1880), en puertos de refugio y de interés general, estos últimos divididos en de primer y segundo orden (Ojeda San Martín, 2005). Finkl (1998), de acuerdo con la WPI, diferencia 8 tipos distintos de puertos: 1) natural costero (CN), 2) fondeadero o rada abierta (OR), 3) natural fluvial (RN), 4) ensenada fluvial (RB), 5) canal o lago (LC), 6) compuerta fluviomareal (R), 7) rompeolas costero (CB) y 8) compuerta costera mareal (CT).

La información gráfica histórica sobre algunos puertos asturianos es relativamente prolija, pero la de Francisco Coello en 1875, dentro del inventario de Pascual Madoz (1845-1850), así como la que se puede deducir de las fotografías aéreas del vuelo americano de mediados del siglo XX, muestran fielmente situaciones anteriores a las transformaciones mayores habidas hasta el presente.

Son relativamente numerosos (Figura 1) con dimensiones medias de 31.900 m², la mayor parte de competencia autonómica, excepto los de Avilés y Gijón-El Musel que son de Interés General del Estado. Otros, como el medieval de Villaviciosa (El Salín) solamente puede ser identificado rastreando la historiografía particular (Tabla 1).

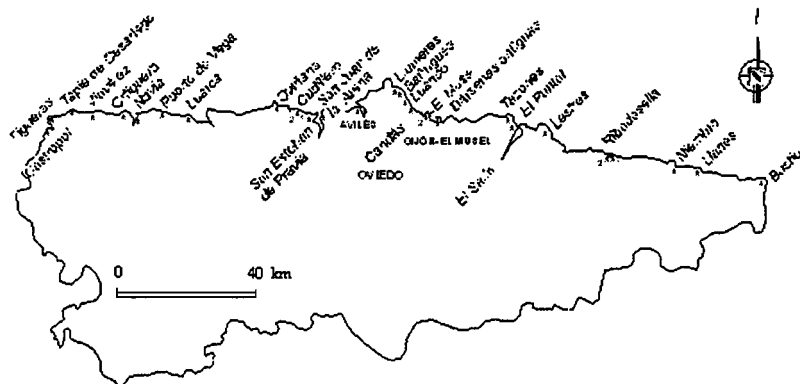


Figura 1. Situación de los puertos asturianos.

La tendencia general ha consistido en aislar recintos con diques: Figueras, Tapia de Casariego, Navia, Puerto de Vega, Cudillero, Luanco, El Musel, El Puntal, antiguos y moderno de Llanes que, en fases avanzadas, han requerido nuevos diques de abrigo más externos o modificaciones: Luarca, Candás, Dársenas antiguas de Gijón, Lastres; en Puerto de Vega se proyecta una solución de este tipo. Los puertos de Tazones y Llumeres, solamente han requerido aislarlos mediante un único dique, en este último con una geometría curvada en planta.

Los menos numerosos se reducen a ocupaciones de riberas sedimentarias con la construcción de muelles: Castropol, Ortiguera, Oviñana, antiguo de Cudillero, el medieval de El Salín en Villaviciosa, antiguo de Ribadesella, Niembro, Bustio y, ocasionalmente, pantalanés (Castropol); estos dispositivos se están extendiendo con gran celeridad a la mayor parte de los puertos, dada la gran demanda existente. Pueden ocupar riberas rocosas (actual de Cudillero y El Musel), una rampa rocosa simple y tendida en el extremo de una playa (Bañugues) o bordes y zonas sumergidas tanto rocosas como sedimentarias (Tapia de Casariego, Viavélez y Puerto de Vega), particularmente en las márgenes de estuarios, habiéndose adoptado el mismo tipo de solución.

ANÁLISIS DE LA INFLUENCIA DE LA TOPOGRAFIA DEL NEARSHORE EN LA EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA DE LA DESEMBOCADURA DEL GUADIANA, HUELVA

Ojeda, J.¹ y Malvarez, G.C.²

(1) Universidad de Sevilla. Calle Maria de Padilla s/n .Sevilla 41004

(2) Universidad Pablo de Olavide. Carretera de Utrera Km. 1.Sevilla 41013

RESUMEN

Las costas mesomareales expuestas se caracterizan por presentar estados morfodinámicos disipativos controlados, entre otras formaciones litorales, por cuerpos sedimentarios arenosos asociados a las desembocaduras de las grandes arterias fluviales (deltas submarinos) y caños de marea (deltas de marea). La mayor parte de los estudios sobre geomorfología litoral se han centrado en España sobre las formaciones litorales emergidas o intramareales. Sin embargo, y paradójicamente, en los estudios de ingeniería costera, es este sector del sistema litoral (el espacio comprendido entre el 0 hidrográfico y la profundidad de cierre del oleaje) el que concentra la mayor parte del análisis, ya que su caracterización morfométrica es obligada para una adecuada simulación de propagación del oleaje y corrientes de marea, así como para los consiguientes cálculos del transporte sedimentario y los estudios de agitación de las aguas marinas. En la costa occidental de Huelva, especialmente las desembocaduras de los ríos Guadiana y Carreras la morfología del nearshore ha controlado la evolución morfodinámica de las playas. En este artículo se presenta una caracterización y cartografía de la evolución morfométrica de ambos deltas en su parte sumergida, así como su relación con los cambios producidos con los resultados de modelización hidrodinámica del oleaje. Se propone que la combinación de estos dos enfoques (morfométrico e hidrodinámico) constituyen la base para la correcta interpretación morfodinámica de este tipo de medios.

Palabras Clave: Análisis morfométrico, análisis morfodinámico, Huelva, Guadiana

ABSTRACT

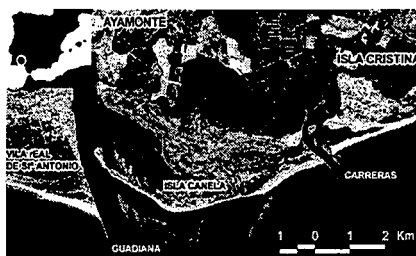
Exposed mesotidal coasts are characterized by dissipative morphodynamic beach states. Among other formations a variety of sandy bodies are associated to both river mouths (submarine deltas) and ebb tidal deltas associated with the tides. Most of the studies in coastal geomorfology has centered in Spain on intertidal or subaereal morphologies. Nevertheless, and paradoxicalalaly, coastal engineers, have focused precisely in this section of the coastal system (between the 0 and the closing depth) since its morphology is required for a suitable simulation of wave propagation and current generation (wave and tide induced), as well as for the subsequent calculations of the sediment transport.

In the western coast of Huelva, especially the mouths of the rivers Guadiana and Carreras the morphology of the nearshore has controlled the morphodynamic evolution of beaches. In this paper a characterization of the morphometric evolution of both submerged deltas is presented. Its relation with shoreline induced changes and the results of wave propagation modelling are also discussed. A preliminary discussion of the results illustrates that the combination of these two approaches (morphometric and hydrodynamic) may be the base for the correct interpretation of long term coastal behaviour of such systems

Key Words: *Morphometric analyses, Morphodynamic analyses, Huelva, Guadiana*

AREA DE ESTUDIO

La desembocadura del Guadiana (fig1), río que marca el límite entre España y Portugal, ha sido objeto de numerosos estudios y publicaciones científicas, especialmente centradas en las formaciones litorales emergidas e intramareales, por lo que su evolución reciente es bastante bien conocida (Ojeda, 1988 y 2000; Morales, 1995 y 1997). Este sector se caracteriza por un oleaje de media-baja energía, pero animado por una deriva litoral dominante de clara dirección oeste-este, debido a la predominancia del oleaje del tercer cuadrante. El tratarse de una costa mesomareal (rangos de marea en mareas vivas superiores a los 3 metros) proporciona a las corrientes de marea un papel complementario al del oleaje para explicar la evolución reciente de todo este tramo.



METODOLOGÍA

La metodología propuesta se sustenta en el análisis integrado de 3 tipos de fuentes de información y metodologías complementarias.

Caracterización morfométrica y geomorfológica de los deltas se sustenta en el tratamiento de la información batimétrica suministrada por fuentes de información de 1944 y 1997. Tras su tratamiento se procedió a su interpretación geomorfológica y representación cartográfica 2D y 3D (3D Analyst).

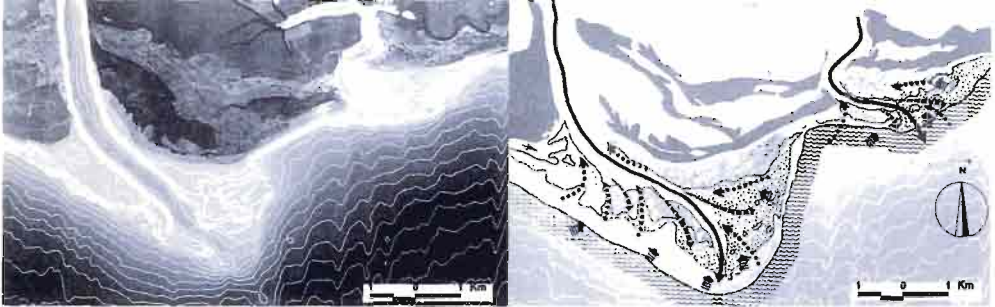
Análisis de los cambios producidos en la línea de costa y en la volumetría de los deltas. Los cambios en la línea de costa se han estudiado a partir de la información proporcionada por dos vuelos fotogramétricos de referencia de 1998 y 1956.

Modelización numérica de asomeramiento sobre los MDEs generados para ambas fechas con el software SWAN (Simulating WAVes in the Nearshore).

RESULTADOS

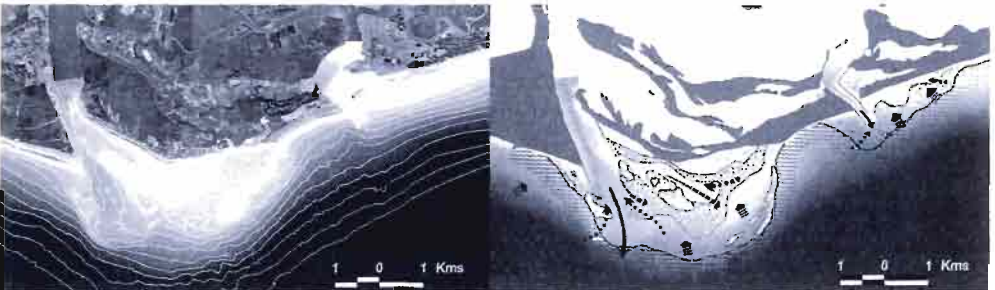
1.- Caracterización batimétrica y geomorfológica

Caracterización de la desembocadura hasta la década de los 50-60



En el esquema geomorfológico realizado (fig.2) para esas fechas, ambos deltas presentaban una evidente inflexión hacia el este, debido a la clara deriva litoral dominante.

Caracterización de la desembocadura hasta la década de los 90



Las características morfométricas (fig.3) se derivan en su origen de la construcción de sendos pares de diques para garantizar la entrada a los puertos de Ayamonte/Vila Real de Santo Antonio e Isla Cristina.

2.- Cambios morfométricos y volumétricos

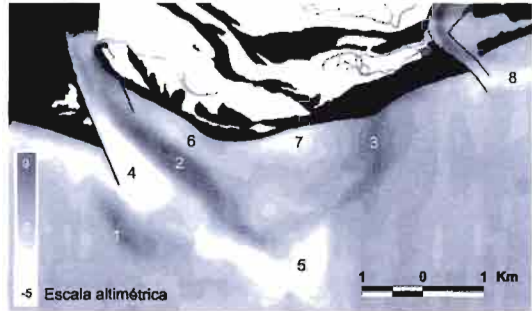
Cambios en la línea de costa (47-97)

La figura 4 recoge los cambios morfométricos producidos en los Deltas sumergidos y en la línea de Costa (sectores progradantes y erosivos), desarrollo de nuevos deltas frente a las nuevas infraestructuras.



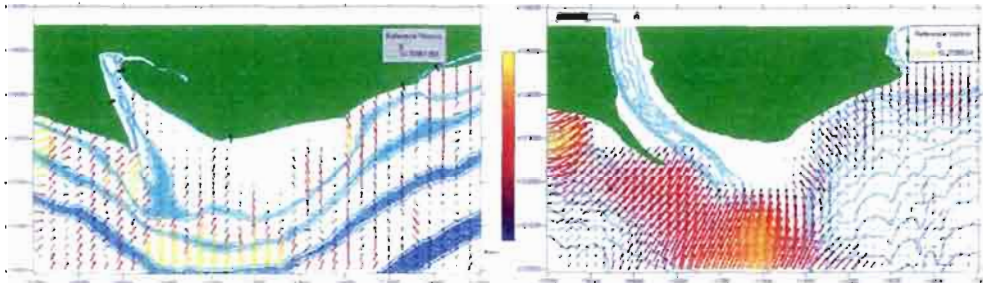
Cambios volumétricos en los deltas (47-97). Balance sedimentario.

En la figura 5 es posible identificar y cuantificar esos cambios. En ella aparecen claramente representados los sectores donde se ha producido un balance sedimentario positivo (tonos gris oscuro) y en tonos grises claros aparecen los sectores donde se ha producido un balance sedimentario negativo.



3.- Simulación hidrodinámica

La simulación de propagación y asomeramiento (shoaling) con SWAN se ejecutó sobre las batimetrías descritas arriba (1944 y 1997) y los datos de entrada utilizados para la caracterización paramétrica del oleaje en aguas profundas han sido extraídos de los datos medios extremos acumulados en la boya de aguas profundas de Huelva (36° 28.8' N; 6° 57.6' W; Profundidad: 450 m). El oleaje de $H_s = 4.0$ m, $T = 10.0$ seg. y dirección de aproximación SW.



REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Morales J.A (1995): *Sedimentología del Estuario del Río Guadiana*; Serv. Publ. Univ. Huelva, 322 pp.
- Morales J.A (1997): Evolution and facies architecture of the mesotidal Guadiana River Delta (S.W. Spain-Portugal); *Marine Geology*, 138: 127-148
- Ojeda, J. (1989): La dinámica litoral reciente en la costa occidental de Andalucía. En: Diaz del Olmo, F. y Rodriguez Vidal, J. (Coord.): *Cuaternario en Andalucía occidental*, AEQUA Monografías, 1: 123-132

Ojeda, J. (2000): Métodos para el cálculo de la erosión costera. Revisión, tendencias y propuestas; *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 30: 103-119

MORFOLOGÍAS DUNARES EN LA COSTA ATLÁNTICA GADITANA: EVOLUCIÓN HISTÓRICA Y ESTADO ACTUAL

Benavente, J., Gracia, J., Del Río, L. y Anfuso, G.

Grupo de Geología y Geofísica Litoral y Marina. Dpto. Geología, Fac. CC del Mar y Ambientales. Universidad de Cádiz. Río S. Pedro s/n, 11510 Puerto Real (Cádiz). E-mail: javier.benavente@uca.es

RESUMEN

En el presente trabajo se describen los sistemas dunares presentes en la costa atlántica de la provincia de Cádiz desde el punto de vista de su morfología y estado actual de conservación. Se ha observado cómo la configuración de la costa y los condicionantes dinámicos determinan la diferenciación de dos zonas con tipologías dunares de características muy contrastadas. Asimismo, se ha realizado un análisis comparativo de los sistemas de dunas mediante fotografías aéreas tomadas entre los años 1956 y 2001, con el fin de establecer sus pautas de evolución reciente y determinar la influencia antrópica en dicha evolución. Esta influencia ha sido muy notable en la zona septentrional de la provincia, debido a su alto grado de ocupación y al retroceso costero que sufre en numerosos puntos.

Palabras Clave: Dunas, erosión costera, Cádiz.

ABSTRACT

This work deals with the description and analysis of coastal dune systems in the Atlantic coast of the Cadiz province. Dune morphology and current dune preservation status have been found to be controlled by coastal configuration and dynamic conditions in the area. Consequently, the coast of Cadiz can be divided into two distinct sectors where dunes show very different characteristics. Besides, aerial photographs ranging from 1956 to 2001 have been compared in order to establish recent evolution trends in coastal dunes and to determine the extent of human influence on such trends. Results show that dune systems in the densely populated northern part of the province have been greatly influenced by human activities, partly related to the severe coastal erosion recorded at some points.

Key Words: Dunes, coastal erosion, Cadiz.

INTRODUCCIÓN

Uno de los ambientes costeros que más agresiones ha sufrido en España como consecuencia de la presión antrópica han sido los sistemas dunares (Barragán, 2004). La creciente demanda de terrenos edificables cercanos a las playas, así co-

mo la necesidad de áridos para la construcción han ido menguando su extensión a lo largo del litoral español.

Los sistemas dunares se constituyen como reservorios de arena durante los periodos de acreción costera. Cuando llegan los temporales, la duna actúa como muro de contención y presta arena a la dinámica marina. Una vez que las dunas son atacadas por los temporales, su posterior reconstrucción tiene lugar de forma muy lenta, lo que los convierte en sistemas extremadamente frágiles (Carter, 1988).

El presente trabajo describe las características de los sistemas dunares de la costa atlántica de la provincia de Cádiz, en lo que respecta tanto a su estado actual como a su evolución histórica reciente, con el fin de establecer las bases de conocimiento necesarias para una adecuada gestión de este tipo de ambientes.

ZONA DE ESTUDIO

La costa atlántica gaditana, desde la desembocadura del Guadalquivir hasta la Punta de Tarifa, presenta una dirección NO-SE interrumpida por cortos tramos de dirección E-O. En ella los paisajes costeros muestran una gran variedad de formas litorales directamente relacionada con el tipo de unidades geológicas, su compleja evolución reciente y la acción dinámica de los agentes marinos. Como consecuencia el ser humano se ha instalado en la costa de manera muy desigual, alternando áreas densamente pobladas con otros sectores casi despoblados debido a la orografía o bien a determinados tipos de usos del terreno, fundamentalmente el militar.

Geológicamente, en función del tipo de materiales aflorantes en la costa y de su estructura cabe distinguir dos grandes zonas claramente contrastadas. El sector norte corresponde a las estribaciones meridionales de la Depresión del Guadalquivir, formada por materiales detríticos neógenos, subhorizontales. En consecuencia la zona presenta costas bajas con predominio de playas, marismas y acantilados bajos. En general se trata de una costa lineal, controlada por fallas recientes, en la que aparecen diversas bahías y ensenadas con un claro control estructural (Cádiz, Conil y Barbate). Por otro lado, el sector meridional corresponde al dominio de las Cordilleras Béticas, a las que se asocian relieves montañosos de cierta magnitud labrados sobre areniscas terciarias plegadas y falladas por la Orogenia Alpina. En el litoral estas unidades dan lugar a costas acantiladas con pequeñas ensenadas, algunas de origen tectónico (Bolonia, Valdevaqueros), con un trazado propio de costas recortadas jóvenes.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La observación de campo y el análisis comparativo de fotografías aéreas de diversas épocas (entre 1956 y 2001) han permitido dividir el litoral atlántico gaditano en dos zonas con sistemas dunares de tipologías claramente contrastadas. La primera ocuparía el sector septentrional, constituido por una costa baja con amplias playas de escasa pendiente. Su orientación hace que adquieran mayor preponderancia relativa los vientos del Oeste (poniente), y en ella desembocan importantes ríos como el Guadalquivir y el Guadalete, así como otros de menor entidad (Salado, Barbate, etc.), que abastecen de sedimentos finos a todo el área. Estas condiciones favorecen el desarrollo de cordones dunares longitudinales de cierta entidad, generados por vientos perpendiculares a la línea de costa. Así, generalmente aparece una típica secuencia de dunas embrionarias en el frente y cordones dunares fijados por vegetación en la zona trasera. En ciertos puntos de la costa se observan morfologías rampantes asociadas a acantilados bajos, así como campos de dunas móviles en los extremos libres de las flechas litorales. En esta parte de la provincia, las dunas se ven amenazadas por el alto grado de antropización de la costa, habiéndose producido la destrucción de numerosos sistemas dunares y mantos eólicos con fines urbanísticos desde los años 60 (Vistahermosa, La Barrosa, etc.). Asimismo, el retroceso costero reciente (Benavente, 2000; Domínguez *et al.*, 2004) provoca que muchos de los cordones dunares estén siendo erosionados y muestren importantes reducciones de su superficie en las últimas décadas (Punta Candor, Valdelagrana, etc.). La causa principal de dicha erosión radica en su dependencia de los aportes fluviales y la disminución que han tenido éstos a partir de los años 50 con la masiva construcción de embalses en las cuencas fluviales de los ríos Guadalquivir, Guadalete y Barbate.

La segunda zona comprende el sector meridional del litoral atlántico, formado por una costa mucho más recortada caracterizada por la presencia de ensenadas. La configuración de dichas ensenadas hace que las playas desarrolladas a su abrigo se encuentren relativamente protegidas de los temporales de poniente. Son playas en general más estrechas y de mayor pendiente, lo que provoca que la zona de acopio de arena sea mucho menor y exista por tanto un menor desarrollo de cordones dunares longitudinales. En cambio, debido a la especial fisiografía de la costa y a la fuerte intensidad de los vientos de componente Este (levante), paralelos a la costa, se generan dunas libres remontantes de gran altura a la sombra de las ensenadas, carentes de vegetación y en ocasiones favorecidas por actuaciones humanas (Bologna, Valdevaqueros). Asociadas a estas dunas libres aparecen morfologías características de tipo barjanoide. En esta zona destaca el alto grado de conservación de los sistemas dunares, que han permanecido relativamente inalterados en las últimas décadas debido a la menor ocupación antrópica de la costa (gran parte de ella de

uso militar), así como a la ausencia de erosión costera, debido a la no dependencia de los aportes sedimentarios proporcionados por los ríos.

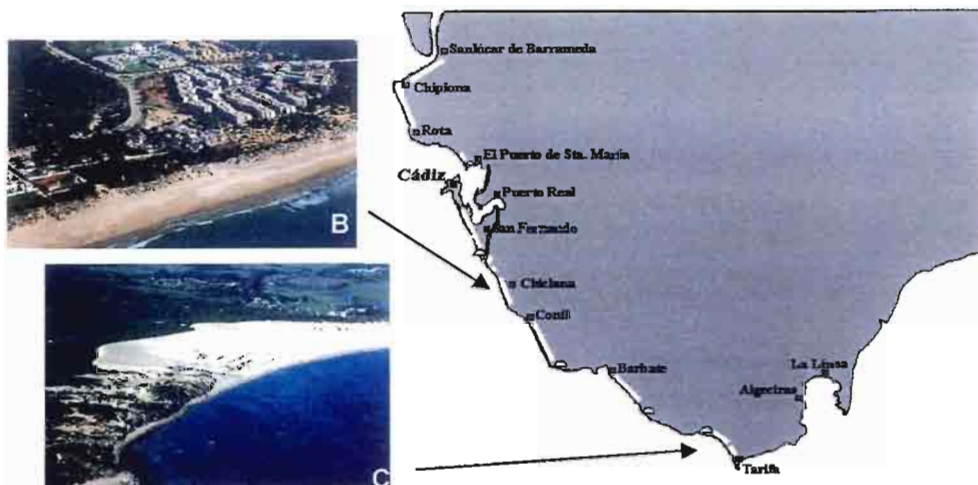


Figura 1. A) Distribución de los principales sistemas dunares de la costa atlántica gaditana. B) Cordones dunares de La Barrosa, en Chiclana. C) Duna remonatanante de Valdevaqueros, en Tarifa (fotos: Ministerio de Medio Ambiente).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución a los proyectos DIVULGA BTE2003-05706 (Ministerio de Ciencia y Tecnología) y “Plan de recuperación de sistemas dunares de la costa gaditana” (Dirección General de Costas y Universidad de Cádiz), y al grupo de investigación RNM-328 del Plan Andaluz de Investigación.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Barragán, J.M. (2004): *Las áreas litorales de España*; Ed. Ariel, 214 pp.
- Benavente, J. (2000): *Morfodinámica litoral de la bahía externa de Cádiz*; Tesis Doctoral (Inédita), Universidad de Cádiz, 534 pp.
- Carter, R.W.G. (1988): *Coastal environments*; Academic Press, London, 671 pp.
- Domínguez, L.; Gracia, F.J. y Anfuso, G. (2004): Tasas de avance-retroceso de la línea de costa mediante morfometría fotogramétrica en el sector Sanlúcar de Barrameda-Rota (provincia de Cádiz); *Rev. Soc. Geol. España*, 17 (1-2): 71-86.

ANÁLISIS DE LA EVOLUCIÓN TEMPORAL DE 28 SISTEMAS PLAYA-DUNA DE MENORCA (1956 –2004)

Roig i Munar, F. X.^{1,2}, Martín Prieto, J. A.², Comas i Lamarca, E.¹ y Rodríguez Perea, A.²

(1) Consell Insular de Menorca, Pl. Biosfera 5, Maó, Menorca (I. Balears) E-mail: xrm.mamb@cime.es

(2) Univ. de las I. Baleares. Ctra. de Valldemossa Km 7,5 Palma de Mallorca. E-mail: arperea@uib.es

RESUMEN

Se analizan 28 sistemas playa-duna de la isla de Menorca (I. Baleares) mediante variables de uso, estado y gestión a lo largo de 6 periodos, comprendidos entre 1956 y 2004. Los resultados obtenidos mediante el análisis multiparamétrico en e tiempo nos ha facilitado una visión particular y de conjunto sobre la evolución geoambiental de los sistemas playa-duna analizados, y una clasificación de éstos. Ambos resultados están directamente relacionados con las medidas de gestión aplicadas sobre cada uno de los sistemas.

Palabras Clave: playa-duna, Menorca,, variables, clasificación, medidas de gestión

ABSTRACT

Throughout 6 periods among 1956 and 2004, 28 beach - dune systems of the island of Menorca (I. Balears) are analyzed by means of variables of use, condition state and management,. The results obtained by means of the multiparametric analysis in time has facilitated a detailed interpretation which is helpful to understand the geoambiental evolution of the analyzed beach - dune systems as well as a classification of them. Both outputs are directly related with the managemen that these systems hav undergone.

Key Words: Menorca, beach-dune, variables, clasifcation, conservation and managemnt.

INTRODUCCIÓN

En el litoral arenoso de Menorca se han dado importantes procesos erosivos, mayoritariamente propiciados por la presencia y la actividad humanas. Dichos procesos han interferido el normal funcionamiento de los sistemas playa-duna, provocando a veces la irrupción de estrategias y mecanismos naturales de defensa. Por parte de los gestores del litoral, no siempre se han emprendido acciones de gestión activas para frenar estos procesos erosivos y reforzar la recuperación natural, y la

ocupación del litoral –lejos de interrumpirse- ha seguido modificando los sistemas playa-duna, ya sea de forma puntual o irreversible.

En este trabajo se analizan 28 sistemas playa-duna de Menorca (Figura 1) a lo largo de seis períodos de estudio (1956, 1975, 1983, 1995, 2000 y 2004), y partiendo de una matriz de 36 variables de uso, gestión y conservación geoambiental.

OBJETIVOS

El objetivo del presente trabajo es realizar un análisis temporal de la evolución de 28 sistemas playas-duna de Menorca, a fin de conocer la evolución que estos sistemas han seguido a lo largo del tiempo, y poder relacionarla con el uso y la gestión efectuados, tanto en los propios sistemas playa-duna como en sus entornos inmediatos.

METODOLOGIA

Para alcanzar los objetivos mencionados, se han seguidos las siguientes fases:

1.- Selección representativa y exhaustiva de sistemas playa-duna de Menorca (Figura 1): 28 casos de estudio. El sistema de Son Bou se ha dividido en 2 casos ya que el estado geoambiental y el uso es muy distinto en los dos sectores que lo integran (Roig *et al.*, 2004).

2.- Definición de 36 variables de tipo cualitativo, cuyos valores oscilan entre 0 y 5, siguiendo la metodología de Williams y Davies (1997), y Laranjerira *et al.* (1999).

3.- Asignación de valores para cada variable y cada caso de estudio mediante análisis fotogramétrico de los seis períodos escogidos (1956, 1975, 1983, 1995, 2000 y 2004), consulta bibliográfica, y fuentes orales de antiguos responsables de gestión de playas. Se adopta la premisa de que en 1956 los sistemas playa-duna analizados se encuentran en equilibrio natural, sin interferencias antrópicas.

4.- Análisis de redundancia mediante el cálculo de una matriz de correlaciones sobre las 36 variables iniciales, para seleccionar una submatriz con variables no redundantes (Tabla 1).

5.- Análisis de componentes principales (ACP) sobre una matriz definida por 168 casos (28 unidades de análisis por 6 períodos de estudio) y 15 variables no redundantes.

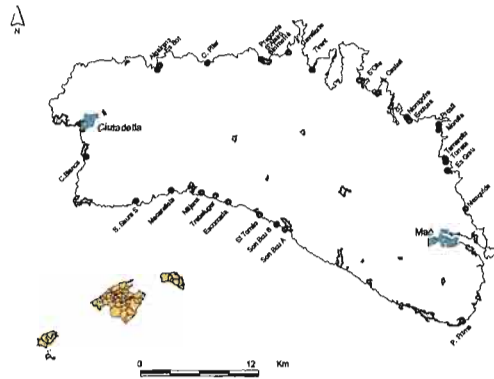


Figura 1. Situación geográfica de los 28 sistemas playa-duna (casos de estudio).

Tabla 1. Selección de 15 variables no redundantes para el análisis estadístico de los sistemas.

Variable	Cod	Variable	Cod
Playa	PT	Enterramiento de vegetación arborea	VE
Foredune	FR	Exhumación raíces	ER
Neomorfologías pie de duna	OD	Instalaciones permanentes morfologías dunares	PD
Canales de deflacción <i>foredune</i> a duna	BF	ANEI (Area Natural Especial Interés)	AN
Afloramientos del sistema dunar	UD	Medidas de gestión	GS
Vegetación de playa	VP	Urbanización sobre sistema dunar	DU
% Cobertura vegetal	CV	Parque Natural	PN
		Instalaciones permanentes morfologías <i>foredune</i>	PF

RESULTADOS Y CONCLUSIONES

El Análisis de Componentes Principales (SPSS v.12) sobre una matriz de 168 casos y 15 variables extrae 4 factores significativos, que explican conjuntamente el 62,3% de la varianza.

Tabla 2. Varianza total explicada por los factores significativos extraídos del ACP

Factor	Total	% de varianza	% acumulado
F1	4,091	27,276	27,276
F2	2,286	15,240	42,516
F3	1,646	10,971	53,487
F4	1,323	8,822	62,308

Tabla 3. Coeficientes de correlación de las variables con los factores extraídos del ACP.

Variable	F1	F2	F3	F4	Variable	F1	F2	F3	F4
PT	0,581	0,207	-0,164	-0,039	ER	0,423	0,417	0,455	0,184
FR	-0,764	-0,148	0,030	0,090	PD	0,547	-0,337	-0,296	0,542
OD	-0,725	0,032	0,236	0,477	AN	-0,012	0,642	-0,571	0,001
BF	0,524	0,265	0,219	-0,208	GS	0,126	0,649	-0,179	0,018
UD	0,369	0,500	0,052	0,131	DU	0,758	-0,216	-0,165	0,262
VP	-0,607	0,099	0,156	0,563	PN	-0,125	0,642	-0,100	0,368
CV	0,546	-0,273	0,519	0,054	PF	0,614	-0,391	-0,256	0,406
VE	0,325	0,287	0,680	0,097					

Los 3 primeros factores explican más de la mitad de la varianza (53,5%). El factor F1 está altamente y positivamente correlacionado con las variables DU (urbanización) y PF (instalaciones en *foredune*). Negativamente se correlaciona con parámetros geomorfológicos (FR y OD) y botánicos (VP). Teniendo en cuenta que la mayoría de las 15 variables analizadas toman valores crecientes en el sentido 'presencia a ausencia', se entiende que tienen una significación inversa; es decir, que los valores máximos (5) se corresponden con la ausencia del parámetro medido (DU = 5 indica nula urbanización). En consecuencia, la alta correlación de F1 con DU y FP equivale a una elevada correlación con lo "no urbanizado" y con la ausencia de instalaciones en morfologías *foredune*. Así, se interpreta a F1 como una medida inversa al grado de alteración de la parte frontal de los sistemas dunares, es decir, como una medida del grado de conservación, -según los valores establecidos por Hesp (2002)-, que en muchos casos depende de la gestión efectuada (Brown y McLachlan, 1998, Roig, 2003, Roig et al, 2004).

El factor F2 muestra una correlación elevada con las figuras de protección (PN y AN) y las medidas de gestión (GS). Como las variables toman valores inver-

sos, hay que entender este factor como un indicador inverso a la presencia de actuaciones encaminadas a su conservación: valores F2 negativos indican que se han adoptado medidas de gestión y protección.

Los factores F1 y F2 definen un espacio factorial con 4 cuadrantes bien definidos (Figura 2):

- 1.- (F1 y F2 positivos): sistemas no alterados y sin gestión ni protección.
- 2.- (F1 negativo y F2 positivo): sistemas alterados, sin gestión ni protección.
- 3.- (F1 y F2 negativos): sistemas alterados, pero gestionados, y,
- 4.- (F1 positivo y F2 negativo) sistemas no alterados o recuperados, y gestionados.

La representación en el espacio factorial de los 128 casos, y de la media anual por años desde 1956 (Figura 2) refleja que ha habido una alteración generalizada de los sistemas analizados, y que entre 1983 y 1995 se produce una inflexión significativa:

1. entre 1956 y 1983 se da una alteración generalizada de los sistemas (se deduce de la reducción constante del valor F1 de los valores medios anuales de esta etapa)

2. desde 1995 a 2004, fase de consolidación del modelo turístico de la isla, se gestionan y protegen más sistemas –con criterios geomorfológicos–, y se reduce la alteración (se atenúa el decrecimiento de los valores de F1)

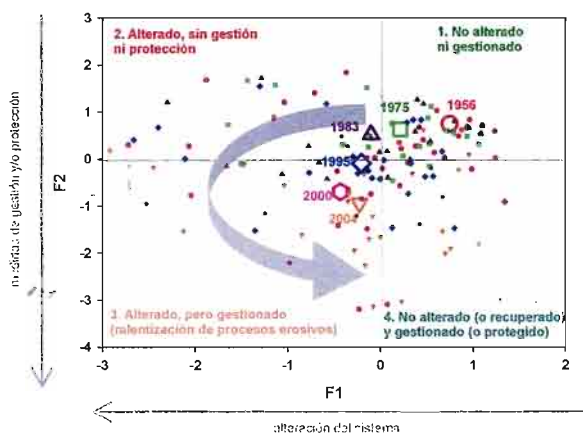


Figura 2. Ubicación de los casos de estudio en el espacio factorial F1 y F2 con indicación de los valores medios anuales.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Hesp, P. (2002): Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics; *Geomorphology*, 48: 245-268.
- Laranjeira, M. M, Pereira, A. & Williams, A. T. (1999): Comparison of two checklist methods for assessment of coastal dune vulnerability; *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.*, 15 (1-4): 259-268.
- Roig, F. X. (2003): Identificación de variables útiles para la clasificación y gestión de calas y playas. El caso de la isla de Menorca (I. Balears); *Boletín de la AGE*, vol. 35: 175-190.
- Roig, F.X, Rodríguez-Perea, A. & Martín, J.A (2004): Influencia antrópica en la alteración del sistema playa-duna de Son Bou (Menorca), En G. Benito y A. Díez Herrero (Eds.): *Contribuciones Recientes sobre Geomorfología*; SEG y CSIC, Madrid, pp. 375-384.
- Williams, A. T. & Davies, E. (1997): An innovative approach to integrated dune management; *EUCC Dune seminar*, Shagen, Denmark, pp. 150-157.

CLASIFICACIÓN DE LAS PLAYAS CATALANAS SEGÚN SU EVOLUCIÓN EN LOS ÚLTIMOS 50 AÑOS PARA LA GESTIÓN DE LOS ESPACIOS COSTEROS

Crous, A.¹, Pintó, J.¹ y Jiménez, J.A.²

(1) Laboratori d'Anàlisi i Gestió del Paisatge. Departament de Geografia, Història i Història de l'Art. Universitat de Girona. Plaça Ferrater Mora, 1. 17071 Girona. Email: anna.crous@udg.es y josep.pinto@udg.es.

(2) Laboratori d'Enginyeria Marítima. Universitat Politècnica de Catalunya. C/ Jordi Girona 1-3, Campus Nord, Ed. D1, 08034 Barcelona. Email: jose.jimenez@upc.edu

RESUMEN

En los últimos 50 años se ha producido una intensa transformación humana de la franja costera que ha incidido sobre diversos procesos litorales con el resultado de una modificación de los balances sedimentarios en la mayor parte de las costas bajas. Por todo ello, el presente estudio pretende ofrecer una clasificación del estado actual de las 375 playas del litoral catalán, a partir del estudio de la evolución a largo plazo de la línea de costa.

Con la utilización de las fotografías aéreas de 1956 y los ortofotomapas de 2001, y mediante el uso de un sistema de información geográfico, se ha podido determinar la evolución a largo plazo de las playas catalanas. Según esa evolución se ha realizado una clasificación entre playas erosivas, playas progradantes, playas en equilibrio y sectores de costa totalmente artificializados, la cual servirá para la gestión de estos espacios costeros.

Palabras Clave: evolución costera a largo plazo, clasificación de playas, costa catalana, erosión, SIG.

ABSTRACT

In the last 50 years an intense human transformation of the coastal zone has taken place and has affected diverse coastal processes with the result of a modification of the sediment balance in most low coasts. This study tries to offer a classification of the present state of 375 beaches of the Catalan coast, from the study of the long term evolution of the coastline.

With the use of the aerial photographs of 1956 and ortofotomapas of the 2001, and by means of the tools that offer the GIS, it has been possible to determine the long term evolution of Catalan beaches. According to that evolution a classification between erosive beaches, progradants beaches, beaches in balance and sectors of coast totally artificializados, has been made which will be useful for the management of the coastal areas.

Key Words: large scale coastal evolution, coastal classification, Catalanian Coast, coastal erosion, GIS.

INTRODUCCIÓN

El litoral de Cataluña se caracteriza por poseer una gran geodiversidad costera y una gran variedad de paisaje litoral. La costa se extiende a lo largo de 826,5 km entre el Cap Falcó al Norte y el río la Sénia al Sur (Figura 1). La costa se orienta básicamente siguiendo una dirección NE-SW excepto el tramo más al Norte cuya orientación es N-S.

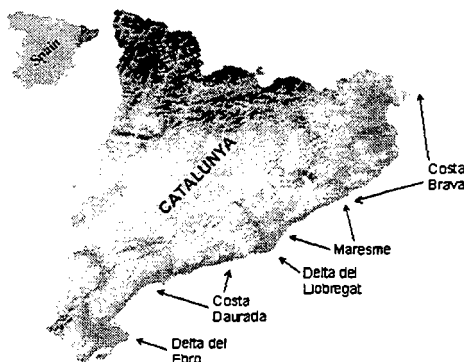


Figura 1. Zona de estudio

La zona más al norte, la Costa Brava, está básicamente formada por acantilados en los que se intercalan pequeñas calas de arena gruesa y, adicionalmente, se encuentran las grandes bahías arenosas de Rosas y Pals alrededor de las desembocaduras de la Muga, el Fluvià y el Ter. En la costa del Maresme y del Barcelonés predominan las playas abiertas, originalmente ininterrumpidas y, en la actualidad, segmentadas por la presencia de puertos deportivos y obras de defensa costera. El Baix Llobregat y la Costa Daurada, hasta la ciudad de Tarragona, así como el Delta del Ebro son costas bajas con largas playas abiertas, aunque también se encuentran pequeñas calas todas ellas de arena fina.

Esta diversidad en la morfología costera hace que, aunque no exista una variación significativa en las características de los agentes impulsores (oleaje) a lo largo de la costa, los procesos litorales dominantes sean muy variados a lo largo de las 375 playas de Cataluña (o al menos sus consecuencias morfológicas). Si a eso se le añaden las actuaciones humanas realizadas en el borde costero durante las últimas décadas, esta variabilidad en los procesos, respuestas y magnitudes aumenta aún más.

Teniendo en cuenta estos antecedentes y, considerando el nivel de presión urbanística al que se ha visto (y aún se ve) sometida la franja costera de Cataluña

durante las últimas décadas, es evidente que cualquier ejercicio de planificación territorial en esta franja debería considerar adecuadamente las modificaciones del sustrato (la costa) donde se verificarían gran parte de los usos consecuencia de dicha planificación. En este sentido, y sin menoscabo de que a nivel de planificación de una zona concreta se deba realizar un estudio de evolución costera detallado, la disponibilidad de un análisis a gran escala del comportamiento evolutivo de la costa que pueda relacionarse con variables clave para la planificación (e.g. presión urbanística, concentración de la población) sería de gran ayuda para estimar criterios objetivos que ayuden a este proceso. Un ejemplo claro de esta ayuda sería el condicionamiento que supondría la coincidencia de zonas de desarrollo turístico con tramos de costa erosivos, dado que la pérdida de playa limitaría gravemente el uso recreativo de estas zonas (e.g. Jiménez y Valdemoro, 2003) y, en consecuencia o se vería afectado el sector para el cual se planifica o, el planificador debería considerar que en un futuro cercano debería invertir en mejorar la estabilidad costera de esa franja litoral.

OBJETIVOS

Considerando los puntos introducidos anteriormente, el objetivo principal de este trabajo es presentar una primera clasificación de las playas de Cataluña a partir de un estudio de la evolución costera a largo plazo. Esta clasificación se basará (i) en el estado evolutivo de las playas y de la magnitud de sus tasas evolutivas, (ii) en la tipología de la geomorfología costera y en las dimensiones de cada una de las playas. Con el primer criterio el planificador tendría rápidamente una zonificación de la zona litoral en base al comportamiento previsto, mientras que combinado con el segundo criterio podrá tener a su vez una idea de sus implicaciones potenciales.

Un ejemplo de la ventaja de la combinación de ambos tipos de información es que para que el planificador es muy importante no sólo conocer que un tramo de costa está sometido a una erosión de 2 m/a, sino también si en ese tramo la playa tiene un ancho de 50 m o de 500 m, dado que las consecuencias de tal erosión sobre el territorio sería mucho más adversa en el primer caso (aun siendo la magnitud del proceso –erosión– igual en ambos casos) puesto que la magnitud del recurso que está siendo afectado –la playa– mucho menor.

METODOLOGIA

La clasificación de la costa se ha hecho a partir de un análisis de la evolución de la línea de costa a largo plazo. Para ello, se ha partido de la línea de costa del año 1956 (el cual puede considerarse como característico del estado de la costa antes de las grandes modificaciones inducidas por las obras realizadas en los años

del boom turístico y posteriores), que ha sido obtenida a través de la digitalización de una colección de fotografías aéreas ortorectificadas del vuelo “americano”. Como primer paso para la determinación de la evolución a largo plazo, se ha optado por seleccionar una línea de costa separada varias décadas de la anterior y, que sirva para caracterizar la situación actual se ha utilizado la línea de costa del año 2001 obtenida a partir de un conjunto de ortofotomapas producidos por el ICC. Esta separación temporal de varias décadas entre líneas de costa permite actuar como un filtro de los cambios a corto plazo, por lo que las tasas estimadas en ese intervalo de tiempo pueden ser consideradas como representativas del comportamiento general de la costa (e.g. Dolan *et al.*, 1991; Crowell *et al.*, 1993).

Los resultados de este análisis han sido combinados con una base georeferenciada de la magnitud de las playas de la costa catalana (longitud y anchura), lo que ha permitido cuantificar los dos aspectos antes mencionados (magnitud del proceso –erosión– y sus consecuencias potenciales –agotamiento o desaparición de la playa–). Todo el análisis se ha hecho utilizando la plataforma ArcView.

En la ponencia se presentarán los resultados obtenidos así como una primera versión de la base SIG realizada a tal efecto.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado en el marco de los proyectos *Cartografía y modelización de la evolución del paisaje litoral de Cataluña: 1800 – 2000* (BSO22002-04-04250-C02-02) y *MeVaPlaya* (REN2003-09029-C03) financiados por el Ministerio de Educación y Ciencia.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Crowell, M., Leatherman, S.P., Buckley, M.K. (1993): Shoreline change rate analysis: long term versus short term data; *Shore and Beach*, 61, 2: 13-20.
- Dolan, R., Fenster, M.S., Holme, S.J. (1991): Temporal analysis of shoreline recession and accretion; *Journal of Coastal Research*, 7, 3: 723-744.
- Jiménez, J.A., Valdemoro, H.I. (2003): La influencia de la dinámica costera en la explotación turística de las playas (I). Erosión a largo plazo; *Equipamiento y Servicios Municipales*, 109: 28-37.

CAMBIOS EN LA MORFOLOGÍA DE LA DESEMBOCADURA DEL RIO DARÓ (COSTA BRAVA, GIRONA) EN LA SEGUNDA MITAD DEL SIGLO XX: INTERACCIONES CON LA MATRIZ AGRÁRIA DEL TRAMO FINAL

Crous, A.¹, Barriocanal, C.², Varga, D.³ y Vila, J.³

(1) Laboratori d'Anàlisi i Gestió del Paisatge. Departament de Geografia, Història i Història de l'Art. Universitat de Girona. Plaça Ferrater Mora, 1. 17071 Girona. Email: anna.crous@udg.es.

(2) Medi Ambient i Tecnologies de la Informació Geogràfica. Departament de Geografia, Història i Història de l'Art. Universitat de Girona. Plaça Ferrater Mora, 1. 17071 Girona. Email: barrioca@wanadoo.es

(3) Càtedra de Geografia i Pensament Territorial. Institut de Media Ambient. Universitat de Girona. Plaça Ferrater Mora, 1. 17071 Girona. Email: diego.varga@udg.es i josep.vila@udg.es.

RESUMEN

La Costa Brava ha sufrido en los últimos 50 años una profunda transformación de su línea costera. En esta comunicación se analiza de forma pormenorizada la interrelación entre cambios en los usos y cubiertas del suelo en la desembocadura del río Daró y las modificaciones morfológicas que ha vivido a partir de la segunda mitad del siglo XX. Así mismo se plantean las posibles pautas de gestión que pueden aplicarse para mejorar en la actualidad la situación de un área catalogada a partir de 1992 como espacio natural protegido.

Palabras Clave: Costa Brava, evolución costera, cambio de usos y cubiertas del suelo, Sistemas de Información Geográfica y gestión de espacios naturales.

ABSTRACT

Costa Brava has suffered in the last 50 years a hard transformation of his coast line. This article analyzes in detail the relationship between land use and cover change in the Daró river mouth and the morphological changes from the second part of the XX century. And this also explain the possible lines of management we can apply to improve the present situation in this study area, it was catalogued from 1992 as a protected natural area..

Key Words: Costa Brava, coastal evolution, land use and cover change, geographical information systems and natural areas management.

INTRODUCCIÓN

La Costa Brava (NE peninsular) se caracteriza por su costa abrupta y rocosa, recortada por acantilados y con una fuerte presión dinámica del mar. Es notable la ausencia de playas salvo en el sector del “Empordà”, una llanura de origen aluvial que rompe la unidad de la costa acantilada dando lugar a un sector de extensas playas arenosas con la presencia de algún afloramiento rocoso. Esta llanura se nutre de los sedimentos aportados por un conjunto de ríos que a pesar de no ser de largo recorrido presentan elevadas pendientes por lo que el depósito de sedimentos ha sido abundante. Uno de estos ríos, el Daró, presenta en su desembocadura una morfología peculiar, caracterizada por la presencia de una barra arenosa de morfología cambiante en función de un conjunto de parámetros ambientales, que se analiza en el presente trabajo. El golfo de Pals, ubicación de la desembocadura del Daró, corresponde a una situación de costa baja, con un índice de articulación de valor 1,02, en el que los procesos de erosión son menos importantes que los de sedimentación, es por esto que se encuentran importantes acumulaciones de materiales marinos, la mayoría de ellos en forma de playas.

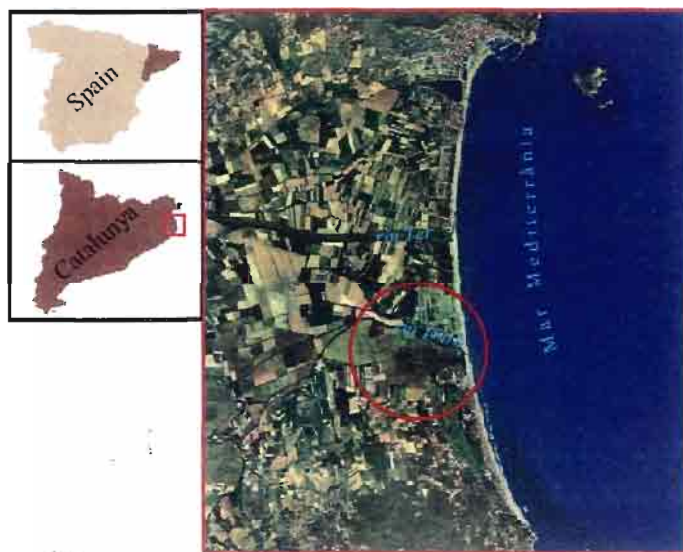


Figura 1. Zona de estudio

A partir del análisis de las fotografías aéreas obtenidas de vuelos realizados por diversos organismos desde 1957 hasta la actualidad, se ha comparado la evolución morfológica de la desembocadura del río Daró a lo largo de la segunda mitad

mitad del siglo XX con los cambios ocurridos en su cuenca baja (transformación de zonas húmedas en cultivos de arroz y urbanización). Cabe resaltar que en el tramo final del río se ha establecido, a lo largo del período estudiado, una intensa relación morfológica y paisajística con respecto a la explotación del arroz. Una interacción que ha acabado formando un sistema en el que el agua circula a través de un circuito río/arrozal/río. Así pues, se ha analizado el efecto que produce en la forma de la desembocadura del Daró las diferencias en la superficie cultivada de arroz, que ha variado significativamente a lo largo del siglo XX.

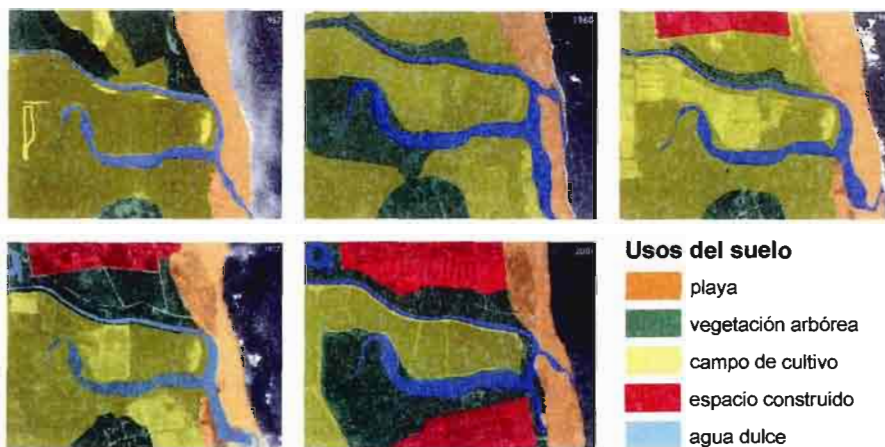


Figura 2. Evolución de los usos y la morfología de la zona de la desembocadura del río Daró

Finalmente se hace un énfasis especial en la incidencia de baja aportación de sedimentos en la actualidad, una realidad que favorece la existencia en este sector del efecto “plenas”, cuando se producen temporales de levante. Este es un fenómeno consistente en la colmatación de la desembocadura con arena del litoral, formando una barrera que impide que el agua desguace en el mar, con la consiguiente inundación del tramo bajo del río. Una situación que afecta a todo un conjunto de cultivos, de los que no todos toleran largos períodos de inundación.

En la comunicación se discute este efecto sobre la matriz agrícola y sobre los ecosistemas que componen el tramo final del Daró que forman un espacio natural protegido por el PEIN, plan sectorial de espacios naturales protegidos de Catalunya. La planificación de la intervención en la desembocadura después de los temporales, es clave para la correcta gestión del espacio protegido.

OBJETIVOS

Con este trabajo se pretende principalmente obtener una cartografía útil para poder analizar y valorar los cambios que se han producido en la estructura de usos y cubiertas del suelo desde el año 1956 hasta la actualidad y interrelacionar dichos cambios con las modificaciones en la morfología de la desembocadura del río Daró. Además de dar una explicación sobre que procesos litorales inciden en los cambios de dicha desembocadura.

En segundo lugar, determinar las consecuencias que provoca el cierre de la desembocadura en la matriz agraria.

Finalmente, se plantean una serie de pautas adecuadas para la gestión de este espacio natural protegido tomando como punto de referencia las conclusiones derivadas del resto de objetivos.

METODOLOGÍA

Desde un punto de vista metodológica cabe remarcar la utilización de los Sistemas de Información Geográfica tanto para cartografiar, como cuantificar y valorar los cambios en los usos y cubiertas del suelo como las modificaciones en la desembocadura del río Daró. Así mismo se han aplicado índices derivados de la ecología del paisaje para una interpretación cuantitativa y cualitativa más completa y compleja de los cambios acaecidos.

Para la determinación de los daños y las consecuencias ocasionadas en períodos de cierre de la desembocadura se ha realizado un seguimiento con GPS de los límites de la zona afectada. También se han tenido en cuenta datos referentes a la recurrencia de los temporales, así como el comportamiento climático general.

La cartografía se ha elaborado a partir de fotografía aéreas a distinta escala que se ha georeferenciado y ortorectificado adecuadamente. Los datos más recientes se han obtenido a partir de ortofotomapas digitales.

AGRADECIMIENTOS

El trabajo se ha realizado en el marco del proyecto BSO22002-04-04250-C02-02: "Cartografía y modelización de la evolución del paisaje litoral de Cataluña: 1800 – 2000", del Programa Nacional de proyectos de I+D del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Carter , R.W.G & Woodroffe,, C.D. (1997): *Coastal evolution. Late quaternary shoreline morphodynamics*; Cambridge, Univ. Press.
- Morales, J., Tejada, M. (1997): Nuevas tecnologías y dinámica costera: Teledetección y SIG; *Geología costera. Algunos aspectos metodológicos y ejemplos locales*, Universidad de Huelva, Huelva: 173-199.
- Mas Pla J.; Bach J.; Linares R.; Montaner, J.; Trilla J. y Pallí L. (1999): Aportación a la cronología del cuaternario de la depresión del Baix Empordà (Girona); *Avances en el estudio del Cuaternario Español (Secuencias, indicadores paleoambientales y evolución de procesos)*, Aportaciones a la Reunión Nacional de Cuaternario: 107-112.
- Montaner, J.; Solà, J. y Mas, J. (1999): El relleno pleistoceno y holoceno de la llanura aluvial del río Daró (Baix Empordà, Girona); *Avances en el estudio del Cuaternario Español (Secuencias, indicadores paleoambientales y evolución de procesos)*, Aportaciones a la Reunión Nacional de Cuaternario: 113-117.
- Ojeda, J. (2001): Métodos para el cálculo de la erosión costera. Revisión, Tendencias y Propuestas; *Boletín de la AGE*, 30: 103-118.
- Sánchez-Arcilla A., Jiménez, J.A. (1994): Ingeniería de playas (I): Conceptos de morfología costera; *Revista de Ingeniería del Agua*, 1: 97-114.

INCREMENTO DE LA EROSIÓN Y NIVEL DEL MAR EN LA COSTA DE CANTABRIA

García Codron, J.C. y Rasilla Álvarez, D.F.

GIMENA, Dpto. Geografía, Urbanismo y Ordenación del Territorio. Universidad de Cantabria, Avda. Los Castros s.n., 39005 Santander, juan.garciacodron@unican.es; domingo.rasilla@unican.es.

RESUMEN

La costa cántabra presenta los efectos de una intensificación de la erosión que, por su carácter general, debe interpretarse en relación con la evolución del comportamiento del mar. El análisis de los datos meteorológicos y de mareas demuestra que a lo largo de los últimos 50 años se ha producido un significativo aumento del número de días en que las aguas alcanzan cotas especialmente altas. Dado que a lo largo del mismo periodo el número de temporales ha conocido una ligera reducción y la presión media ha ascendido, este hecho debe interpretarse en relación con la actual tendencia transgresiva de los océanos.

Palabras Clave: nivel marino, marea meteorológica, temporal, erosión, Cantabria.

ABSTRACT

The coast of Cantabria (Northern Spain) shows the effects of an increase of the erosion processes that, given their general character, must be explained in relation to the sea action. The study of the tidal and meteorological data proves that throughout the last 50 years a significant increase in the number of days registering specially high levels of water has been observed. Given that during the same period the number of storms has suffered a light reduction and the mean pressure has increased, this fact must be interpreted in relationship to the current transgressive trend of the oceans.

Key Words: sea-level, surge, storm, erosion, Cantabria.

ANTECEDENTES Y OBJETIVOS

Rectilínea y de marcado carácter estructural, la costa de Cantabria está en su mayor parte labrada sobre materiales sedimentarios mesozoicos o paleógenos. Sus principales accidentes son las rías existentes en los estuarios y las amplias bahías de Santander y Santoña excavadas sobre sendas estructuras diapíricas. Es acantilada aunque alberga amplios arenales y playas en los lugares más resguardados.

Los estuarios y bahías tienden a colmatarse (Rivas, V., 1991) mientras que hasta la segunda mitad del siglo pasado, las playas y campos dunares han progra-

dado o mantenido al equilibrio (Rivas, V., 2000). El resto de la costa está dominada por acantilados vivos en los que existen numerosas evidencias de un retroceso determinado por deslizamientos y desprendimientos. Muy irregular en el tiempo y en el espacio, esta evolución es generalizada aunque lenta y difícil de cuantificar.

Sin embargo, en las últimas décadas, se observa una intensificación de la erosión que, en la actualidad, afecta a todo el litoral con la excepción de los estuarios. Aunque en algunos casos esta tendencia puede asociarse a la acción humana, afecta también a sectores del litoral carentes de impactos significativos. Descartadas la causa humana y otras de tipo natural, esta supuesta intensificación podría explicarse por la evolución del comportamiento del Cantábrico en relación con el cambio global (que implica alteraciones en la circulación atmosférica y una subida del nivel del mar). El objetivo de este trabajo es comprobar la existencia de tal evolución y detectar sus factores determinantes.

METODOLOGÍA

Se ha analizado el conjunto de la costa en los ortofotogramas a escalas 1:5.000 y 1:2.000 del servicio cartográfico del Gobierno de Cantabria. Dichas imágenes se han confrontado a las correspondientes de tres vuelos anteriores (1956/7, 1982 y 1988). Una vez localizadas las grandes formas y las áreas en las que se han producido cambios a lo largo del último medio siglo, se ha realizado un reconocimiento sobre el terreno con objeto de determinar el carácter vivo o relictivo de las mismas y de buscar indicadores que permitan cuantificar el retroceso de la costa.

Los datos del nivel del mar proceden de los mareógrafos de Santander, Vigo y La Coruña del Instituto Español de Oceanografía. Los de las mareas astronómicas proceden del SHOM (www.shom.fr). Los datos atmosféricos han sido reelaborados a partir de la base REANALYSIS (<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis/>) retomándose los resultados de un trabajo anterior (Rasilla *et al.*, 2002).

RESULTADOS

Se constata que el retroceso de la costa afecta a la mayoría de los sectores dunares y de costas bajas (Oyambre, Merón, Trengandín...) alcanzando valores decimétricos en menos de medio siglo (figura 1). Asimismo se observan numerosos cambios en áreas acantiladas (Ubiarco, Liendo...) aunque no tienen carácter lineal y el retroceso no es fácilmente cuantificable.

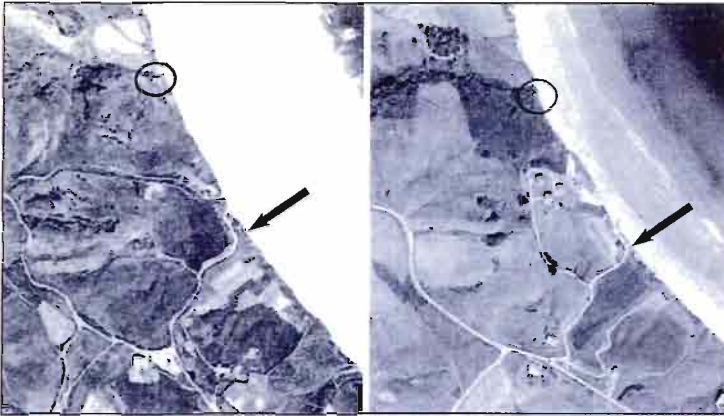


Figura 1. Retroceso de la costa en Oyambre. Junto a las referencias señaladas (edificio y camino), ha sido de 13 y 15 metros entre 1957 y 2001.

Las observaciones anteriores son coherentes con los resultados obtenidos del análisis del número de eventos extremos que demuestra un significativo aumento de la altura máxima diaria del nivel del mar (figura 2).

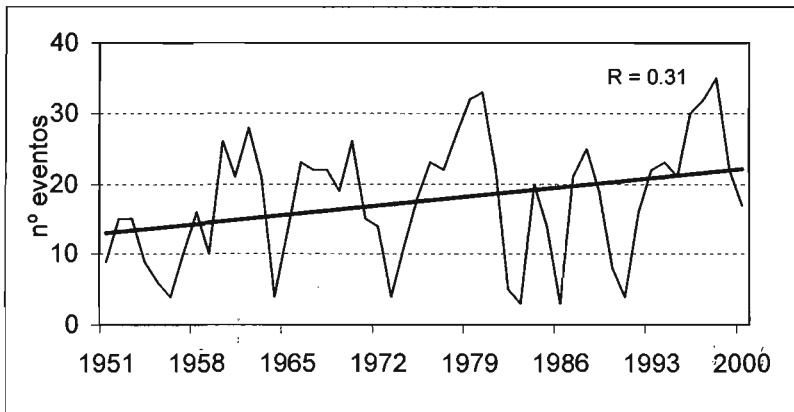


Figura 2. Número de eventos extremos (\geq percentil 95) de la altura máxima diaria del nivel del mar.

A lo largo de las últimas tres décadas, se ha detectado una tendencia hacia condiciones de mayor estabilidad atmosférica (Rasilla, y otros, 2002). Sin embar-

go, el análisis de los eventos extremos de presión y de viento muestra que los temporales no han sufrido un debilitamiento significativo (figura 3).

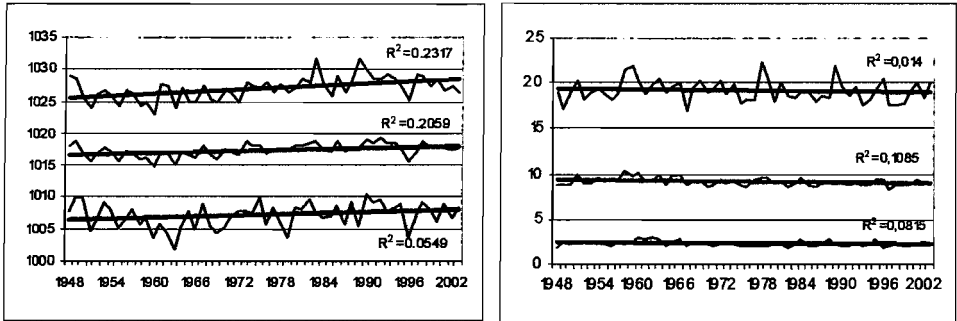


Figura 3. Evolución de la presión (izquierda, hPa) y viento geostrófico (derecha, en m/s). Percentil 95, media y percentil 05.

CONCLUSIONES

Las repercusiones geomorfológicas del aumento del nivel mar en el litoral cantábrico parecen evidentes a la luz de la información disponible. Este aumento parece estar más ligado a tendencias globales que a factores atmosféricos regionales aunque estos últimos podrían sumar sus efectos a los anteriores, caso de invertirse la tendencia de las últimas décadas.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Rasilla, D.; G. Codron, J.C.; Hernández, A. (2004): Las mareas atmosféricas en la costa norte de la Península Ibérica; En García Codron *et al* (Ed.): *El clima entre el mar y la montaña*, AEC-Univ. Cantabria, Santander.
- Rasilla, D.F.; García Codron, J.C.; Garmendia, C. (2002): Los temporales de viento: propuesta metodológica para el análisis de un fenómeno infravalorado; En Cuadrat, J.M.; Vicente, S.M.; Saz, M.A. (Edits.): *La información climática como herramienta de gestión ambiental*, Universidad de Zaragoza.
- Rivas Mantecón, V. (1991): *Evolución reciente y estado actual del litoral cantábrico oriental*; Tesis Doctoral, Universidad de Murcia.
- Rivas Mantecón, V. (2000): Clima y nivel del mar: reconstrucción de las posiciones marinas cuaternarias a través de las evidencias en el Litoral Cantábrico; En García Codron, J.C. (Coord.): *La reconstrucción del clima en época preinstrumental*; Universidad de Cantabria, Santander.

FLECHAS LITORALES EN EL PACIFICO CENTROAMERICANO: CAMBIOS DECENALES Y SU REPERCUSIÓN EN LAS FORMACIONES DE MANGLAR (GOLFO DE CHIRIQUÍ, PANAMÁ, LAT. 8° N)

Díaz del Olmo, F. y Cámara Artigas, R.

Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional. Facultad de Geografía e Historia. Universidad de Sevilla. C/ María de Padilla s/n. 41004-Sevilla. Email: delolmo@us.es, rcamara@us.es

RESUMEN

Las flechas litorales de la costa tropical del Pacífico en el Golfo de Chiriquí muestra una dinámica de cambio decenal en los spits y en la playa de la flecha con fases asociadas a los eventos climáticos extremos de los últimos 50 años. Esta variación decenal ha repercutido en la configuración del manglar mostrando una sucesión en manglar aluvial, maral y de surco de cordón y flecha arenosa.

Palabras clave: spit, gap, manglar, flecha litoral

ABSTRACT

Spit barriers at Chiriqui Gulf, Pacific Panama tropical coast, show a decennial change dynamics in both spits and spit beaches with phases related with extreme climatic events occurred during the last 50 years. This decennial variation has rebounded in the configuration of the mangrove formations showing a succession of alluvial, tidal and furrow-of-cord and sandy barrier mangroves.

Key Words: Spit, gap, mangrove, spit barrier

INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Las costas del Pacífico Centroamericano, particularmente en la franja relativa al istmo de Panamá, no presentan ninguna infraestructura que influya en la dinámica litoral de la línea de costa. Esta situación así como la intensidad del oleaje y el flujo continuo de la deriva litoral, tiene como consecuencia geomorfológica una profusión de flechas litorales en aquellos tramos costeros que son propicios a su desarrollo. El Golfo de Chiriquí es uno de estos sectores. En él se localizan varios sistemas de flechas cerrando la gran ensenada con manglares que se ha ido colmatando durante el Holoceno por medio de los sedimentos de los ríos que descienden

del piedemonte del volcán Barú, configurando deltas interiores. Las flechas tienen una dimensión kilométrica y alcanzan una fisiografía de 10-15 m. de altura en sus crestas. El objetivo de este trabajo es la identificación e interpretación del modelo, que para los últimos 50 años muestra una alternancia de progresión-regresión en la flecha y modificación en el spit. El ritmo de los cambios han condicionado el mosaico de colonización del manglar en los gaps de la flecha y en los canales mareales y aluviales adyacentes al frente interno de la flecha litoral. La presencia de eventos meteorológicos y oceanográficos extremos (lluvias intensas, tormentas tropicales y huracanes) afectando a las costas del Golfo de Chiriquí en los últimos 50 años, permite discutir la repercusión de estos fenómenos en los rápidos y significativos cambios en la evolución y configuración de las flechas y de su playa.

ZONA DE ESTUDIO: GOLFO DE CHIRIQUÍ Y FLECHA DE ISLA SAN PEDRO

El marco continental del Golfo lo constituye el piedemonte de la cordillera Central de Panamá, conformado por grandes conos y abanicos aluviales que modelan el piedemonte meridional de volcán Barú, disectados por la red fluvial, la cual, en su contacto con la amplia llanura mareal ha desarrollado deltas y grandes flechas litorales. Climáticamente se caracteriza por un régimen monzónico con vientos de componente SSW-NNE y una temperatura media anual de 27°C y 3.000-4.000 mm de precipitación, con una estación seca muy marcada de Noviembre a Abril por desplazamiento hacia el S del ZIC. Durante la estación seca pueden presentarse episodios extremos de precipitación vinculados a la penetración en altura de una masa de aire frío (Diciembre de 1993 y Enero de 2005). Los ríos de la provincia presentan un comportamiento estacional homogéneo con un caudal con dos mínimos, durante la estación seca, y dos máximos en la estación húmeda. Se trata de un régimen fluvial tropical, condicionado por la estacionalidad contrastada, reforzada por el comportamiento monzónico del clima. El río que aporta los sedimentos para la conformación de la flecha es el Chiriquí Viejo con 1.376 Km² de cuenca y 161 Km. de longitud. Su caudal medio mensual es de 59 m³/seg.

Con una dinámica litoral activa de W a E y una plataforma marina extensa (entre 15 y 20 Km. hasta los 50 m. de profundidad), presenta un amplio margen de variación mareal que oscila entre 4-5 m. Al S de Estero Baules, ubicado en el Golfo de Chiriquí (Provincia de Chiriquí, Panamá) se localiza la flecha litoral objeto de estudio (Flecha Isla de San Pedro) que ofrece en la actualidad la progresión en dos spits, la Punta de los Indios al N y la Punta Boca de Hacha al S. Esta flecha evoluciona sobre un antiguo cordón litoral arenoso, actualmente emergido, colmatado y colonizado por *Rizophora racemosa*.

METODOLOGÍA

Se ha realizado una cartografía geomorfológica y geobotánica con expresión de las unidades morfosedimentarias y vegetación indicadora, a partir de fotointerpretación y tratamiento de imágenes Landsat, con trabajo de campo entre abril de 2003 y diciembre de 2004 para su supervisión. Dada la variabilidad de cambio de la flecha se ha llevado a cabo una toma de datos regular por cuadrículas con GPS (Gaming Genko201) y se ha completado con un análisis de cartografía evolutiva con georreferenciación de todas las colecciones de mapas y fotos aéreas. Las imágenes y fotos aéreas utilizadas son: fotogramas de los años 1973, 1979, 1987 y 2000, escala variable desde 1:20.000 a 1:5.000; imágenes Landsat MSS (Enero 1979), TM (Noviembre 1987) y ETM+ (Febrero 2000). Se ha elaborado un SIG para el análisis y tratamiento de los datos cartográficos.

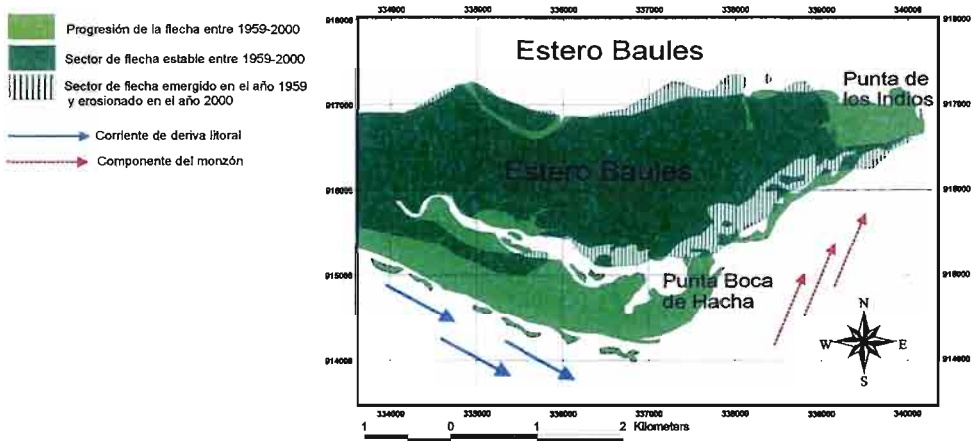


Figura 1. Cambios de la flecha isla San Pedro entre los años 1959 y 2000 con expresión de la dirección de la deriva litoral y de la componente del monzón.

RESULTADOS

La flecha litoral de la Isla de San Pedro tiene una longitud de 10 Km. por un ancho de 2,29 Km. en la actualidad (2000), la progresión entre 1959-2000 ha sido de 2,7 Km. en la punta Boca de Hacha. La playa, con berma muy marcada (2-3 m.) que marca el límite de la pleamar, tiene arenas gruesas cuya material de partida son rocas intrusivas y volcánicas que proceden del aporte fluvial del río Chiriquí Viejo. En la evolución para cuatro etapas decenales las modificaciones expresadas a modo de síntesis en un transecto realizado en la Barqueta (UTM, X:328254, Y:917595) han sido: una fase actual con una playa arenosa sin procesos edáficos con dos cres-

tas colonizadas por *Chrysobalanus icaco* y surcos con *Uniola peittieri*, y una fase antigua de crestas y surcos sobre un antiguo cordón litoral, colmatado actualmente por un canal mareal que está colonizado por manglares de *Rizophora racemosa* y *Pellicieria rhizophorae* dominante. Por su parte las crestas están cubiertas por bosque monzónico. El ritmo de progresión ha sido máximo con avance de 1,59 Km² en la playa y los dos spits entre 1979-87 (huracán Kate, Nov-85); y el máximo de regresión en 1959-79 con una pérdida de 113 Km² en la playa de Isla San Pedro, con un avance del spit de Boca de Hacha de 109 Km²; entre 1987 y 2000 tiene lugar un corto avance de los spit según la componente del monzón y retrocede la playa en La Barqueta (huracanes: Gilbert, sept-88; Joan, Oct-88; César, Jul-96; y Mitch, Oct-98).

Esta dinámica se resume igualmente en el ritmo ecodinámico de colonización del manglar que el desarrollo de esta flecha ha dado lugar, al conformar una barrera que ha delimitado las ensenadas con un mosaico de manglar aluvial en Estero Baules, mareal en Isla Baules y N de Isla San Pedro y de cordón y flecha arenosa al S en los surcos del antiguo cordón emergido. Con una dinámica muy rápida como la flecha queda evidenciada una sucesión del manglar de menos de 10 años con *R. mangle*, *A. germinans* y *L. racemosa*; de 10-15 años con *R. mangle* y *R. racemosa*; de 15-30 años; y con *R. racemosa*; de más de 30 años *R. racemosa* y *P. rhizophorae* dominante.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En el istmo de Panamá en el Golfo de Chiriquí el material arenoso alimenta las flechas litorales de los cierres de las grandes ensenadas con estuarios con manglares. Esta característica está asociada a la deriva litoral del Golfo. La dirección de las flechas en las fachadas occidentales continentales del Trópico tienden a dirigirse hacia el Ecuador y crecen más rápido cuanto más paralela es la costa a la corriente (Langue de Barnarie, Senegal) (Demangeot, 1976). La flecha de Isla San Pedro con su migración W-E refleja la deriva litoral del Golfo de Chiriquí, no así el rumbo de los spits de Punta de los Indios y Punta Boca de Hacha, SSW-NNE, reflejando la componente del monzón.

El análisis secuencial de los cambios en la flecha en relación con los eventos extremos del litoral chiricano muestra una correspondencia entre tormentas tropicales con fases de regresión de la playa, y avance de los spits con las advenciones más extremas del monzón. Finalmente cabe recordar que la progresión hacia el Ecuador de las flechas en el trópico se ve modificada por los eventos climáticos extremos propios de esta latitud en las costas de la fachada occidental de América.

AGRADECIMIENTOS

Contribución al proyecto Manglares Provincia de Chiriqu (F.M. Hispano Panameño). Contribución proyecto IGCP437.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Demangeot, J. (1976): *Les espaces naturels tropicaux*; Masson, Collection Géographie, Paris, 190 pp.

Guilcher, A. (1954): *Morphologie littorale et sous marine*; PUF, Paris.

Paskoff, R. (1998): *Les littoraux. Impact des aménagements sur leur evolution*. Armand Colin. Paris. 260 pp.

DINÁMICA HIDROGEOMORFOLÓGICA DE LA LAGUNA DE ANA. COMPLEJO PALUSTRE DEL MANTO EÓLICO LITORAL DE EL ABALARIO-DOÑANA (HUELVA, SW ESPAÑA)

Borja, C.¹, Díaz del Olmo, F.¹ y Borja, F.²

(1) Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional. Universidad de Sevilla. C/ María de Padilla, s/n. 41004-Sevilla. cesarborja@us.es; delolmo@us.es

(2) Área de Geografía Física. Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad de Huelva. Avda. de las Fuerzas Armadas s/n. 21071-Huelva. fborja@uhu.es

RESUMEN

El estudio combinado de las características geomorfológicas e hidrológicas de la laguna de Ana, humedal perteneciente al complejo palustre del Manto Eólico Litoral de El Abalarío-Doñana (costa de Huelva), permite establecer el modelo de funcionamiento del humedal. El estudio realizado durante tres años de seguimiento de variables hidrogeomorfológicas, así como de la vegetación asociada a la laguna, permiten concluir que su principal fuente de alimentación es el flujo hídrico subsuperficial.

Palabras Clave: modelo hidrogeomorfológico, laguna de Ana, complejo palustre, Manto Eólico Litoral El Abalarío-Doñana, Huelva.

ABSTRACT

A combined geomorphological and hydrological approach permits a clarification of seasonal dynamic of Ana pound, located in the littoral aeolian sheet of El Abalarío-Doñana wetland complex (south-western littoral of Andalusia, Spain). A detailed analysis points to the main role of subsuperficial water source on wetland dynamic.

Key Words: Hidro-geomorphological model, Ana pound, wetlands complex, littoral aeolian sheet El Abalarío-Doñana, Huelva coast, Spain.

ANTECEDENTES Y ÁREA DE ESTUDIO

La laguna de Ana forma parte del el complejo palustre de El Abalarío-Doñana, un conjunto de ecosistemas acuáticos del tipo de los humedales litorales de mantos eólicos. Por complejo palustre se entiende la agrupación de humedales que comparten una misma génesis y un mismo hidrosistema de referencia. El carácter litoral de estos paisajes acuáticos deriva del sistema morfogenético de ori-

gen. Los mantos eólicos litorales a que se refiere este estudio definen una formación sedimentaria de arenas depositadas por vientos recurrentes en costas de acumulación, que componen una compleja cobertera de morfología variada según que factores actúen en su génesis. El Manto Eólico Litoral de El Abalarío-Doñana se extiende entre la localidad onubense de Mazagón y la desembocadura del Guadalquivir (Borja, F. y Díaz del Olmo, 1994; Borja, F. 1997; Montes *et al.*, 1998; Borja, F. *et al.*, 1999; Zazo *et al.*, 1999; Coletto, 2003; Borja, C., e.p.). Estratigráficamente constituye un complejo sistema de ocho episodios eólicos que barren cronologías desde el Pleistoceno superior hasta hoy. La reconstrucción paleogeográfica y el análisis geomorfológico permiten diferenciar la existencia, en superficie, de cinco cuerpos morfosedimentarios pertenecientes a otros tantos de los mencionados episodios dunares. El más antiguo de ellos corresponde al denominado Bajo Manto Eólico (BME); el Alto Manto Eólico (AME), compuesto por el AME Seco y el AME Húmedo (que acoge el complejo palustre s/s) da paso al Manto de Dunas Semiestables y al Manto Eólico de Dunas Activas (Fig. 1).

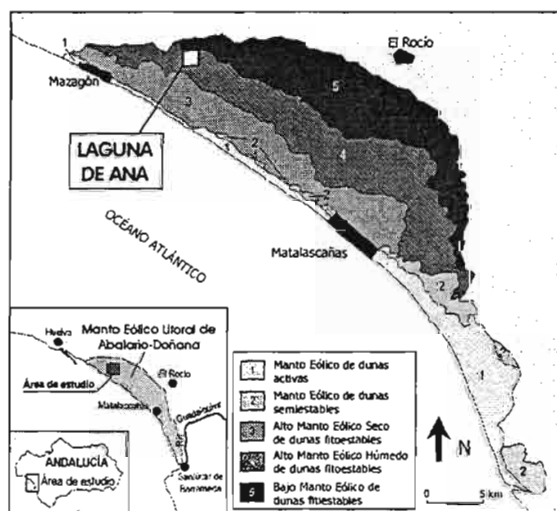


Figura 1. Localización de la laguna de Ana en el Manto Eólico Litoral de El Abalarío-Doñana (Huelva, SW España).

OBJETIVOS Y METODOLOGIA

Los objetivos del trabajo se cifran en el establecimiento del modelo de funcionamiento de la laguna de Ana, analizado tanto en su consideración particular como en relación al complejo palustre. Para ello se procede a la caracterización del modelado (GPS tipo RTK); de las formaciones superficiales y suelos (calicatas en

campo); de las formaciones vegetales asociadas (prospecciones sistemáticas); y de los flujos hídricos que dinamizan el humedal (superficiales, subsuperficiales y subterráneos) durante los tres últimos ciclos hidrológicos (2001-2004).

RESULTADOS Y CONCLUSIONES

A partir de este modelo teórico de funcionamiento del humedal se plantea la existencia de dos situaciones polares del mismo: un máximo seco y un máximo húmedo (Fig. 2), los cuales son el reflejo de las variaciones termo-pluviométricas.

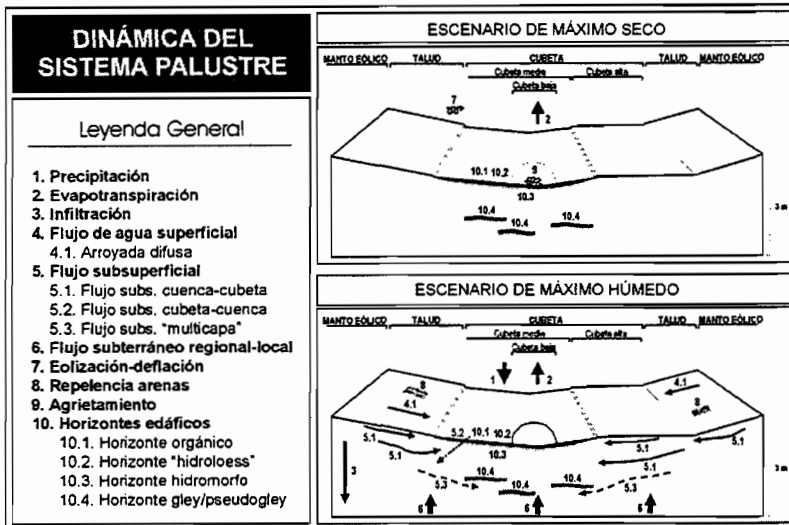


Figura 2. Componentes y flujos del funcionamiento del sistema palustre para los escenarios de máximo seco y máximo húmedo anual.

Así, el funcionamiento del humedal durante los ciclos hidrológicos 2001/02 y 2002/03, con 540 y 560 mm de precipitación respectivamente, ha sido muy diferente del registrado en el ciclo 2003/04, con 774 mm. En los primeros se produjo un embalsamiento de agua en superficie de reducidas dimensiones en extensión de la lámina de agua (< 30 m eje mayor) y en potencia de la misma (< 0,35 m de máximo), así como en permanencia (< 2 meses); mientras que en el último se rozaron los máximos de extensión (80 m de eje mayor), espesor de la columna de agua (0,60 m) y en permanencia (7 meses). De estos resultados se desprende, en primer lugar, que el flujo superficial debido a la arroyada constituye una contribución banal, siendo quizás más importante el aporte directo de lluvia sobre la cubeta; y en

segundo término, que el agua subterránea, en el momento que más próximo ha estado a la superficie, en la fase de máximo húmedo, se situó en torno a 2 m de profundidad, por lo que en ningún momento ha habido alimentación freática de la laguna. Por tanto, el mantenimiento de una masa de agua libre en la cubeta de la laguna de Ana durante los ciclos hidrológicos analizados se debe a la existencia de un flujo subsuperficial, el cual se ajusta al régimen pluviométrico, y sin el que el llenado de la laguna no sería efectivo salvo en años excepcionalmente húmedos (>775 mm).

AGRADECIMIENTOS

Proyecto de investigación *MADRE II* (REN 2001-1293-C02/HID). Es contribución al IGCP 495.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Borja, C. (en realización): *Caracterización hidrogeomorfológica del complejo palustre del Manto Eólico Litoral del El Abalario-Doñana (Huelva, SW España)*.
- Coletto, C. (2003): *Funciones hidrológicas y biogeoquímicas de las formaciones palustres hipogénicas de los mantos eólicos de El Abalario-Doñana (Huelva)*; Tesis Doctoral (Inédita), UAM, 461 pp. + anexos.
- Borja, F. y Díaz del Olmo, F. (1994): El acantilado de El Asperillo: Cuaternario reciente y fases históricas en el litoral de Huelva; *Geogaceta*, 15: 101-104.
- Borja, F. (1997): Dunas litorales de Huelva (SW de España). Tipología y secuencia Pleistoceno superior-Holoceno; En Rodríguez Vidal, J. (Ed.): *Cuaternario Ibérico*, AEQUA, Huelva: 84-97.
- Borja, F.; Zazo, C.; Dabrio, C.; Díaz del Olmo, F.; Goy, J.L. y Lario, J. (1999): Holocene aeolian phases and human settlements along the Atlantic coast of southern Spain; *The Holocene*, 9 (3): 333-339.
- Montes, C.; Borja, F.; Bravo, M.A. y Moreira, J.M. (1998) (Coords.): *Reconocimiento Biofísico de Espacios Naturales Protegidos. Doñana: una Aproximación Ecosistémica*; Consejería de Medio Ambiente (Junta de Andalucía), Sevilla, 311 pp.
- Zazo, C.; Dabrio, C.; Borja, F.; Goy, J.L.; Lezine, A.M.; Lario, J.; Polo, M.D., Hoyos, M. y Boersma, J.R. (1999): Pleistocene and Holocene aeolian facies along the Huelva coast (southern Spain): climatic and neotectonic implications; *Geologie in Minjbouw*, 77: 209-224.

CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LA DUNA COSTERA DEL P. N. DE DOÑANA (HUELVA)

Vallejo Villalta, I.¹ y Ojeda Zújar, J.¹

(1) Depto de Geografía Física y AGR. Universidad de Sevilla. c/María de Padilla s/n 41004.
ivallejo@us.es; zujar@us.es

RESUMEN

El trabajo se inscribe en una línea de investigación sobre las aplicaciones de las tecnologías de información espacial en la caracterización geomorfológica y dinámica de los complejos dunares del litoral (P.N de Doñana). En este caso, se centra en la duna costera, que se extiende, con anchura y morfología variable, a lo largo de casi 30 kms de costa. Para esta unidad se extrae un extenso conjunto de parámetros (altura, anchura, pendiente, orientación, densidad de vegetación, tasas de erosión, etc) a partir de fuentes de información diversas (SIGs, MDTs, fotointerpretación, trabajo de campo...). A partir de estas variables se acomete una caracterización general de la unidad y se propone una sectorización de la misma.

Palabras Clave: duna costera, playa, variables morfométricas, fotointerpretación, MDT.

ABSTRACT

This work is within a research project on the application of spatial technologies to coastal dune geomorphology and dynamic at the Doñana National Park (Huelva, southwest Spain). The study is focussed on the foredune, an irregular band of variable width, extending 30 kms all along the coast. Derived from different information sources (GIS, DTM, photointerprattion, field work...), a large set of parameters (height, width, slope, orientation, vegetation cover, erosion rate...) is used in foredune characterization and zoning.

Key Words: foredune, beach, morphometric parameters, photointerpretation, DTM.

INTRODUCCIÓN

La consideración de los sistemas dunares del litoral ha sufrido un cambio trascendente. Desde una posición que incluía su tratamiento como amenaza (Sherman and Nordstrom, 1994), o prácticas de destrucción sistemática, hoy por hoy su enorme interés (ecológico, paisajístico, protector...) está fuera de toda duda (Clark, 1996). Esta nueva consideración se ha visto reflejada en la profusión de

campañas de conservación y recuperación por parte de la administración, así como en un importante avance en el campo investigador (Martínez y Psuty, 2004).

Aún así, siguen siendo muchos los problemas concretos de gestión que dificultan la pervivencia de estas formaciones, y son grandes las carencias en nuestra capacidad para comprender sus características y funcionamiento (Hesp, 2002). Los problemas de escala han sido señalados (Sherman, 1995), como uno de los principales escollos para conseguir avances sustanciales en este campo, con una importante falta de conexión entre los estudios microescalares y macroescalares, consecuencia, en parte, de un déficit de marcos integradores a mesoescala.

En este contexto, el presente estudio se inserta en una línea de investigación (Ojeda y Vallejo, 2003) que pretende evaluar las aplicaciones de las tecnologías de información espacial en la caracterización geomorfológica y dinámica de los sistemas dunares del litoral. Estas técnicas pueden jugar un importante papel en la confección de modelos interpretativos a escalas intermedias que permitan la integración de otros estudios a nivel micro y macroescalar. Concretamente, el trabajo ofrece una aproximación metodológica para la caracterización de un complejo dunar costero a través del análisis de un amplio conjunto de variables; esta caracterización presenta las ventajas combinadas de exhaustividad y plazos de ejecución cortos, lo que garantiza una primera fase de diagnóstico (conocimiento del estado de las formaciones) y abre la posibilidad para la realización de programas de seguimiento a escalas temporales muy variadas. Ambos aspectos resultan de gran utilidad y están siendo integrados en programas de gestión por parte de los organismos responsables del P.N de Doñana (EBD, 2004).

AREA DE ESTUDIO

En el P.N de Doñana se distingue un extenso conjunto dunar conocido como sistema de dunas móviles, cuya extensión es de 60 km². Dentro del mismo se diferencian dos complejos fundamentales. Uno costero, que se extiende como una orla dunar entre Matalascañas y la desembocadura del Guadalquivir (26,2 kms), y otro interior, que se dispone a continuación de este en forma de campo de dunas transgresivas. El estudio se centra en el complejo costero que, incluyendo la playa, presenta una extensión de 11,5 km². Se trata de una unidad de anchura variable, con un límite externo definido por la línea de marea alta (según imagen de referencia) y un límite interno, de más difícil precisión, que marca la separación con las dunas interiores.

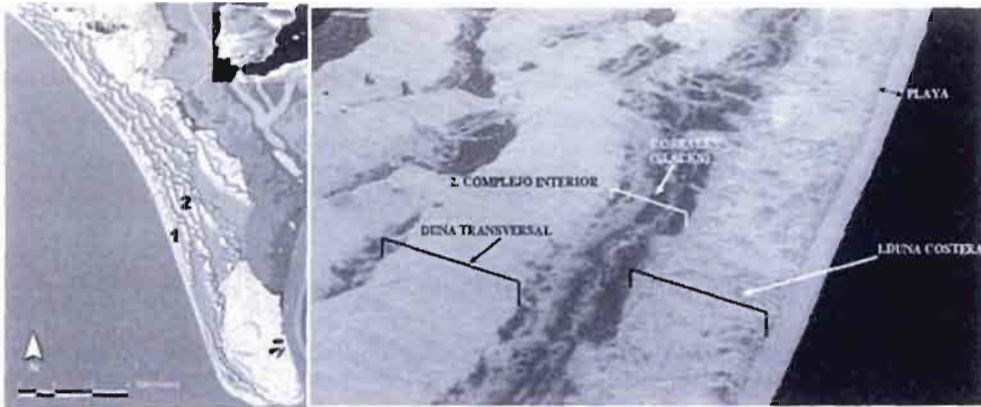


Figura 1. Area de estudio (1. Complejo de dunas costeras; 2. Complejo de dunas interiores).

METODOLOGÍA

La metodología consta de 3 fases fundamentales. En primer lugar (a), se obtienen las fuentes de información necesarias para la extracción de variables. Estas fuentes de información han sido, fundamentalmente: (i) un MDT extraído a partir de restitución fotogramétrica y mejorado por fointerpretación, (ii) una delimitación de subunidades (cartografía SIG) para las fechas 1956 y 1999 y (iii) una clasificación de una ortoimagen para la extracción de las superficies cubiertas por vegetación. En segundo lugar (b), la extracción de variables se realiza, bien de forma general, bien para un conjunto de 520 transectos que se obtienen mediante el trazado de líneas perpendiculares a la costa. Las variables obtenidas se refieren a la línea de costa y la playa (dirección, cambio 1956-99, anchura de la playa alta...), al primer frente de dunas (altura media y máxima, pendiente media y máxima, anchura, densidad de vegetación...) y al resto de la unidad costera o subunidad de transición. En tercer lugar (c), se estudia el comportamiento de las distintas variables, tanto de forma individual como a través de técnicas que permiten analizar las relaciones entre ellas.

RESULTADOS

De las distintas variables analizadas se han seleccionado, a modo de ejemplo de resultados, dos casos concretos. (i) El primero de ellos muestra (figura 2), a lo largo de la costa, el comportamiento de las variables *línea de costa* (avance-retroceso de la línea de dunas) y *anchura de la playa alta*, que permite analizar

aspectos de gran interés (sectores diferenciados, componente rítmico, etc). (ii) En el segundo caso (figura 3) se analizan las variables *altura primer frente de dunas* y *densidad de vegetación*, que deja ver la relación que se establece entre ambos aspectos.

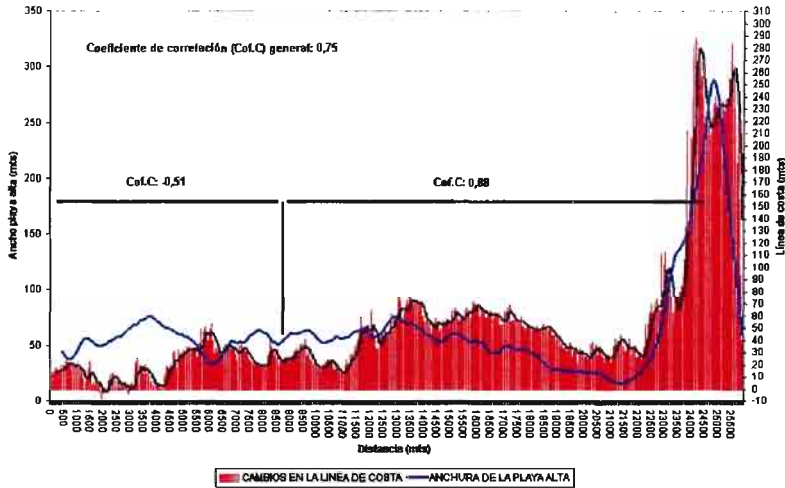


Figura 2. Cambios en la línea de costa y anchura de la playa alta

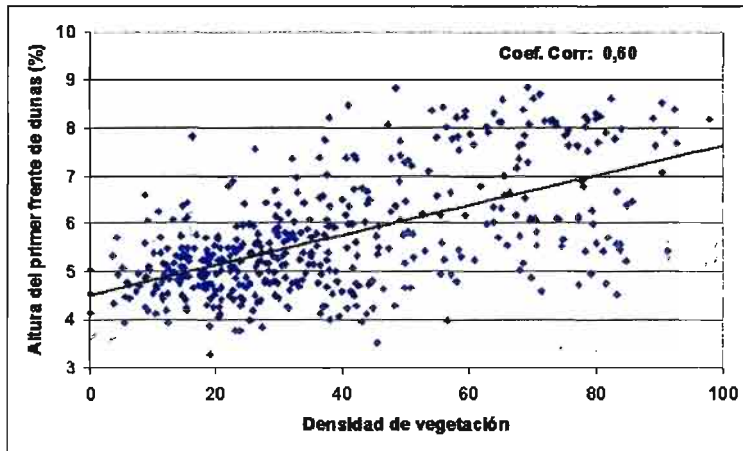


Figura 3. Densidad de vegetación y altura del primer frente de dunas

CONCLUSIONES

Un adelanto parcial de las conclusiones permite señalar la adecuación de la metodología propuesta de cara a la elaboración de diagnósticos de estado sobre las formaciones dunares costeras, de gran interés respecto a su aplicación en la gestión y seguimiento de las mismas.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- EBD (2004): *Programa de Seguimiento de Procesos Naturales en el Parque Nacional de Doñana*; Documento interno.
- Clark, J.R (1996): *Coastal zone management. Handbook*; CRC Press, Boca Raton, 694 pp.
- Martinez, M.L y Psuty, N.P (2004): *Coastal dunes. Ecology and conservation*; Springer, Berlin, 386 pp.
- Ojeda, J y Vallejo, I (2003): El empleo de los MDTs en la caracterización geomorfológico del sistema de dunas activas de P.N de Doñana (Huelva); *Resúmenes de la II Reunión de Geomorfología Litoral*, GIX-SEG, Santiago de Compostela.
- Sherman, D. J y Nordstrom, K.F (1994): Hazards of wind-blown sand and coastal sand drifts: a review; *Journal of Coastal Research*, S.I. 12: 263-275.
- Sherman, D. J (1995): Problems of scale in the modeling and interpretation of coastal dunes; *Marine Geology*, 124: 339-349.

CARACTERIZACIÓN SEDIMENTOLÓGICA DE “EL JABLE”, LANZAROTE

Cabrera, L.¹, Alonso, I.¹ y Alcántara-Carrió, J.²

(1) Departamento de Física, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria 35017 Las Palmas, España. lcabrera@becarios.ulpgc.es, ialonso@dfis.ulpgc.es

(2) Departamento de Ciencias Experimentales, Universidad Católica de Valencia. 46003 Valencia, España. javier.alcantara@ucv.es

RESUMEN

En este trabajo se presentan las características sedimentológicas de los materiales a lo largo de una zona que atraviesa la isla de Lanzarote de norte a sur. Por medio de análisis granulométricos y de contenido en carbonatos se obtiene como resultado que los sedimentos de El Jable presentan variaciones zonales en función de su origen, así como del uso agrícola al que ha estado sometido.

Palabras Clave: Sedimentología, Granulometría, Carbonatos, Lanzarote

ABSTRACT

This paper shows the sedimentological properties of sediments along a land strip that crosses Lanzarote Island from North to South. By means of grain size and carbonate content analysis it has been possible to distinguish different sectors related to the geological origin and the human use of the area.

Key words: Sedimentology, Granulometry, Carbonates, Lanzarote.

INTRODUCCIÓN

El análisis granulométrico se ha utilizado ampliamente tanto para determinar los distintos ambientes sedimentarios, así como para dar información sobre los diferentes procesos de transporte y deposición. Analizando el contenido en carbonatos de los sedimentos, se obtiene información sobre su origen además de completar la información obtenida como resultado de los análisis granulométricos. Se han realizado varios estudios sobre diversos aspectos geológicos de Lanzarote, entre los que destacan estudios vulcanológicos; pero solo se han llevado a cabo amplios estudios de dinámica eólica actual en otras islas (Criado, 1987; Alcántara-Carrió, 2003; Hernández, 2002).

El propósito de este artículo es realizar una caracterización sedimentaria de El Jable de Lanzarote, determinar zonas de entrada del material e identificar que zonas tienen sedimentos característicos de actividad eólica.

LA ZONA DE ESTUDIO

El Jable de Lanzarote es una superficie de 21 km de largo y con un área total de unos 90 km² que cruza Lanzarote por el centro en dirección norte-sur. Su anchura es variable, siendo en la costa norte de unos 10 km aprox. y estrechándose hasta los 4 km en la costa sur (fig. 1). El área de estudio es una superficie con un relieve muy suave, siendo 200 m la altura máxima (exceptuando los conos volcánicos). Está limitada al NE por los Ricos de Famara y los abanicos de derrubio resultantes de la erosión de estos, y en el resto por diversos conos volcánicos, campos de lava de diferentes episodios eruptivos y extensas zonas de cultivos. Existen algunos pequeños conos volcánicos al norte, y coladas de la erupción de Timanfaya (1730-36) en la zona de estudio. La costa sur está formada por depósitos de playa, mientras que la costa norte es una plataforma rocosa, salvo en el extremo oriental donde se encuentra una extensa playa.

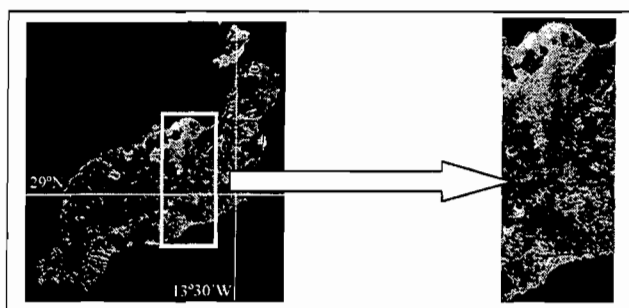


Figura 1. Mapa de localización de El Jable

METODOLOGÍA

El análisis sedimentológico se ha llevado a cabo utilizando muestras superficiales, las cuales fueron recogidas realizando una malla de muestreo regular con 1 km de distancia entre ellas. Además se recogieron muestras de las playas de la costa norte y sur. En total se recogieron 105 muestras, que fueron posicionadas con GPS. Todas las muestras fueron tamizadas en seco a intervalos de 0.5Φ y se determinaron los parámetros granulométricos por el método gráfico (Folk & Ward,

1957). El contenido en carbonatos fue obtenido para 56 muestras usando el método gasimétrico de Bertrand (Gutián y Carballas, 1976).

RESULTADOS

En la zona predominan las arenas medias (1-2 Φ) y finas (2-3 Φ) y solo 5 muestras son arena gruesa y muy gruesa (<1 Φ). Se observa que la mayor parte de sedimentos finos forman una lengua de material que se prolonga desde el NE hacia el sur (fig. 2a). Los valores del grado de clasificación oscilan entre 0.3 y 2 Φ . Los materiales más homogéneos se encuentran en la costa sur de la zona de estudio y en diversas zonas distribuidas desde el NE hacia el S y SO. En la costa norte el material está moderadamente clasificado y en el resto de la zona de estudio las muestras son poco homogéneas (fig 2b). La mayoría de las muestras presentan asimetrías negativas, salvo en el sector NO del área de estudio donde aparecen muestras simétricas y con asimetrías positivas (fig 2c).

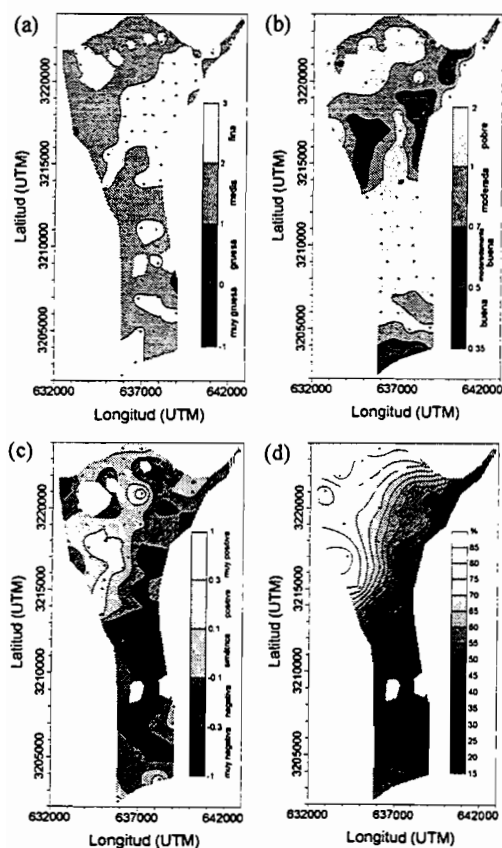


Figura 2. Distribución espacial de las características granulométricas y composicionales de las muestras. Tamaño medio (a), grado de clasificación (b), asimetría (c) y % en carbonatos (d).

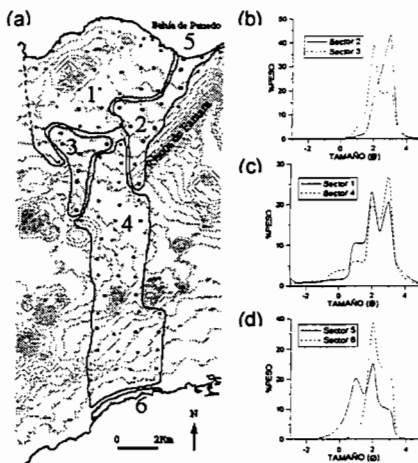
Por lo que respecta al contenido de carbonatos, existe un claro gradiente con valores máximos hacia el NO (75-90 %) que disminuyen gradualmente hacia el E y S del área de estudio, con valores mínimos entre 15-30 %. Los valores vuelven a aumentar ligeramente en la costa sur (40-55%) (fig. 2d).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Teniendo en cuenta los resultados de los parámetros granulométricos obtenidos se ha subdividido la zona en 6 sectores (fig. 3a). Los sectores 2 y 3 son los que presentan sedimentos más homogéneos y en general arenas finas, si bien la moda principal en cada uno de ellos se localiza en 3 y 2 phi respectivamente (fig. 3b). El sector 3 presenta asimetrías positivas, mientras que en el 2 son principalmente negativas salvo una zona colindante con la Bahía de Penedo donde son simétricas. En esta pequeña zona existe un campo de nebkas constituido por sedimentos que se originan en la Bahía de Penedo. El resto del sector es un manto eólico donde destaca la presencia de tres dunas barjanas aisladas, alineadas en dirección NE-SO coincidente con el viento dominante en la zona.

Los sectores 1 y 4 están constituidos en general por arenas medias con un grado de clasificación de moderada a pobre. En ambos casos la distribución granulométrica media se corresponde con muestras multimodales (fig. 3c), lo cual puede ser indicativo de que las muestras proceden de diferentes áreas fuente o que han sido sometidas a diferentes modos de transporte o deposición, (Ashley, 1978; Sun *et al.*, 2002). En nuestro caso parece ser resultado principalmente del uso agrícola a que ha sido sometida la zona, pues para preparar los terrenos de cultivo, los agricultores los enriquecen con suelos ricos en finos y/o lapilli y cenizas volcánicas para conservar la humedad del suelo. Todo ello, unido al proceso de arado en que se mezclan los paleosuelos inferiores con la arena superficial, determina la existencia de esas muestras típicamente multimodales. Otros aportes pueden ser productos piroclásticos procedentes de erupciones cercanas, material de derrubios de ladera y sedimentos transportados en suspensión desde África.

Las muestras de los sectores 5 y 6 (playas del N y S respectivamente) son muy diferentes entre sí, ya que mientras las de la costa N presenta varias modas y abarcan todo el rango de tamaño de las arenas, las de la costa S son mucho más homogéneas concentrándose en el rango de arenas medias y finas (fig 3d). En este



sentido hay que destacar que las muestras de la costa N son de intermareal mientras que las de la costa S son de zona supramareal, y por tanto ya seleccionadas por el viento.

Figura 3. Sectorización de El Jable (a) y distribución de frecuencias (%peso) de los sectores 2-3 (b), 1-4 (c) y 5-6, playas del norte y sur respectivamente (d).

Hay tres tipos de aportes de carbonatos en los sedimentos: aportes biógenos de ori-

gen marino y terrestre, así como caliches. Dado que la existencia de caliches en la zona de estudio es bastante residual, las muestras con mayor contenido en carbonatos pueden atribuirse a sedimentos de origen biógeno. Puesto que hay fragmentos de gasterópodos terrestres prácticamente distribuidos en toda la zona, es obvio que las diferencias de contenido en carbonatos (fig 2d) solo pueden ser atribuidas a los aportes de origen marino. Por tanto, puede decirse que en la zona noroeste los aportes de materiales fueron principalmente marinos, mientras que en el resto de El Jable los sedimentos tienen mayor cantidad de aportes terrestres. Además, dado que el sector 2 es el único con aportes marinos actuales, y que presenta contenidos que oscilan entre 35-55 % de carbonatos, resulta evidente que los sedimentos de la zona NO fueron generados en un periodo distinto del actual.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado a través del proyecto PI 2002/008 del Gobierno de Canarias.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alcántara-Carrió, J. (2003): *Dinámica sedimentaria eólica en el istmo de Jandía (Fuerteventura). Modelización y cuantificación del transporte*; Cabildo de Gran Canaria, 288pp.
- Ashley, G. (1978): Interpretation of polymodal sediments; *The Journal of Geology*, 86: 411-421.
- Criado, C. (1987): Evolución geomorfológica y dinámica actual del jable de Corralejo (Fuerteventura. Islas Canarias); *Revista Geográfica de Canarias*, 2: 29-52.
- Folk, R y Ward, W. (1957): Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters; *Journal of Sedimentary Petrology*, 27: 3-26.
- Guitián, F. y Carballas, T. (1976): Carbonatos y sales salobres; En: *Técnicas de análisis de suelos*, Ed. Pico Sacro, Santiago de Compostela, 288 pp.
- Hernández, L. (2002): *Análisis de la evolución del sistema de dunas de Maspalomas, Gran Canaria, Islas Canarias (1960-2000)*; Tesis Doctoral, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 408 pp.
- Sun, D.; Bloemendal, J.; Rea, D.K.; Vandenberghe, J.; Jiang, F.; An, Z. y Su, R. (2002): Grain-size distribution function of polymodal sediments in hydraulic and aeolian environments, and numerical partitioning of the sedimentary components; *Sedimentary Geology*, 152: 263-277.

EVOLUCIÓN FREÁTICA EN LOS ESPACIOS INTERDUNARES DE MASPALOMAS (GRAN CANARIA, ISLAS CANARIAS): RESULTADOS PRELIMINARES

Melián, B.¹, Hernández, A.², Menéndez, I.¹, Mangas, J.¹, Martín, M.³ y Sánchez-Pérez, I.¹

(1) Depto Física, ULPGC, Edificio Ciencias Básicas, Campus de Tafira, 35017 Las Palmas de Gran Canaria. Email: bibiana.melian@gmail.com, imenedez@dfis.ulpgc.es, jmangas@dfis.ulpgc.es, isora.sanchez@uv.es,

(2) Depto Geografía, ULPGC, Facultad de Geografía, Campus Obelisco, 35003 Las Palmas de Gran Canaria. Email: ahernandezc@becarios.ulpgc.es

(3) Depto Cartografía y Expresión Gráfica en Ingeniería, ULPGC, Campus de Tafira, 35017 Las Palmas de Gran Canaria. Email: martin@dcegi.ulpgc.es

RESUMEN

Se han caracterizado los espacios interdunares del campo dunar de Maspalomas, destacando la presencia de un rango altitudinal de ~0.9 m entre ellos. Además, se definieron los diferentes patrones de flujo en los niveles freáticos en función de las condiciones meteorológicas. Antes de las lluvias, las líneas de flujo se orientaron hacia el lagoón. Tras las lluvias el nivel freático se elevó (~3 cm) y se generaron dos nuevas líneas de flujo hacia la playa, con una morfología adaptada a la topografía. Además se tomaron las alturas mareales en cada punto de muestreo con objeto de definir su influencia en la superficie freática. No se observaron similitudes entre los niveles freáticos y los rangos mareales.

Palabras clave: espacios interdunares, nivel freático, acuífero costero, Maspalomas, Gran Canaria, Islas Canarias

ABSTRACT

The interdune areas of the sand dune field of Maspalomas (Gran Canaria) were morphodynamically characterized. Interdune areas showed an altitudinal range of ~0.9 m. Preferential fluxes patterns of the phreatic surface were detected, depending on climatic condition. Before rains, phreatic fluxes went towards the low waters lagoon. After rains, mean phreatic level raised (~3 cm) and two new flow patterns towards the shore were developed, with a topographic accommodation in shape of the phreatic level. Sea level in each plot was taking into account when sampled, noticing no similarities with phreatic surface behavior.

Key Words: Interdune areas, phreatic surface, coastal aquifer, Maspalomas, Gran Canaria, Canary Island

INTRODUCCIÓN Y ZONA DE ESTUDIO

Los espacios interdunares se identifican como un componente morfodinámico de los campos de dunas, representando un nivel de base a partir del cual las dunas avanzan (Kocurek, 1981). Por otro lado, el nivel freático alto en los espacios interdunares favorece su preservación frente a la deflación (Crabaug & Kocurek, 1993). El campo de dunas costero de Maspalomas (Figura 1) se puede considerar un ecosistema eólico húmedo, debido a la presencia permanente de humedad de sus espacios interdunares, que en cierta medida retiene la arena del sistema.

El objetivo de este trabajo es la caracterización morfodinámica de los espacios interdunares de Maspalomas. En este sentido, se ha estudiado con detalle las superficies topográficas y freáticas y su posible interrelación en estos espacios, junto con la caracterización geológica de los sedimentos presentes y la química de las aguas de la zona saturada y no saturada.

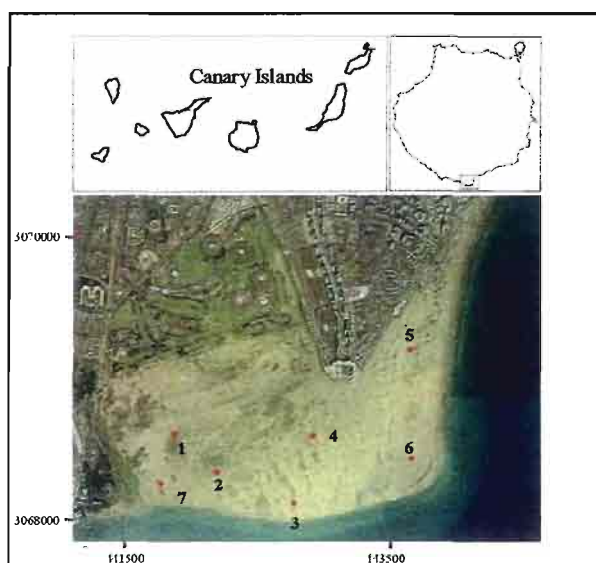


Figura 1. Localización del área de estudio y espacios interdunares seleccionados.

METODOLOGÍA

Se han identificado más de 50 espacios interdunares en Maspalomas, de dimensiones variables y distribuidos de forma irregular, de los cuales se han seleccionado 7 representativos para su estudio (Figura 1).

Para el levantamiento topográfico de los espacios interdunares se dispuso de 2 receptores GPS, uno fijo y otro móvil, tomando medidas cada minuto y medio, con un intervalo de 5 segundos. Los registros se han referido al elipsoide. El rango de error de las medidas ha sido de ± 1 cm.

El registro del nivel freático se llevó a cabo por triplicado en cada punto de muestreo seleccionado, en 2 situaciones climatológicas distintas (antes y después de las lluvias: otoño e invierno). Las medidas se hicieron con una barrena manual y recuperando la muestra de sedimentos por encima y por debajo del nivel freático. Mediante la observación directa del grado de saturación en agua de la muestra de sedimentos y con medidas de su humedad en el laboratorio se calculó con precisión la profundidad de saturación en agua de las arenas de los espacios interdunares. También se ha tenido en cuenta el rango mareal de cada punto en el momento del muestreo.

A su vez se extrajo agua de la zona saturada y no saturada en cada punto de muestreo, mediante tubos de succión (Soilmoisture, 1989), para llevar a cabo análisis químicos.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los espacios interdunares seleccionados se han caracterizado por sus dimensiones, altura topográfica, textura y vegetación predominante (Tabla 1).

Tabla 1. Caracterización de los espacios interdunares seleccionados

pto.	superf. (m ²)	Cota relativa (m)	vegetación predominante	% arena fina	% carbonat.	otros componentes
1	20.000	1,39	<i>Juncus acutus</i>	47	68	
2	4.000	0,78	<i>Cyperus laevigatus</i>	60	72	
3	20.200	0,79	<i>Zygophyllum fontanesii</i>	75	55	aflora paleobarra litoral de cantos
4	7.300	1,11	<i>Cyperus laevigatus</i>	78	46	aflora paleobarra litoral de cantos
5	4.000	1,61	<i>Tamarix canariensis</i>	66	50	
6	470	0,82	<i>Traganum moquinii</i>	71	60	aflora paleobarra litoral de cantos
7	2800	0,92	<i>Traganum moquinii</i>	77	38	

Cabe destacar que las alturas entre espacios interdunares no son homogéneas, llegando a oscilar hasta 0.9 m (Figura 2). Ello permitió definir dos zonas más deprimidas, próximas a la costa (en las proximidades al punto 2 y hacia el punto 6).

Por otro lado las capas freáticas antes y después del periodo de lluvias cambiaron drásticamente. Antes de las lluvias el flujo preferente se concentró hacia el punto 1, probablemente condicionado por el descenso de nivel de agua del *lago*

situado hacia el W de este punto (Fig. 1; Almunia *et al.*, 1999; Hernández, 2002). Sin embargo, después de las lluvias, se produce un ligero ascenso del nivel medio freático (~3 cm) y un cambio en los flujos de salida de aguas, que en este caso se orientan hacia la costa con dos salidas: una en el punto 2 y la otra en el 6, adaptados a los patrones impuestos por la topografía. Con objeto de registrar la posible relación del nivel freático con los valores de altura de marea, se construyó una capa con estos niveles en el momento del muestreo en cada punto, observando unas morfologías de salida de flujos hacia el punto 3, no coincidentes con los del nivel freático para las situaciones estudiadas. No obstante se ha planificado una experimentación para controlar el efecto retardo de las mareas en el nivel freático que deberá tenerse en cuenta para afianzar los resultados obtenidos. La salinidad de las aguas aumenta en la campaña de recogida posterior a las lluvias y esto podría deberse a una mayor conexión de los flujos de agua hacia la playa.

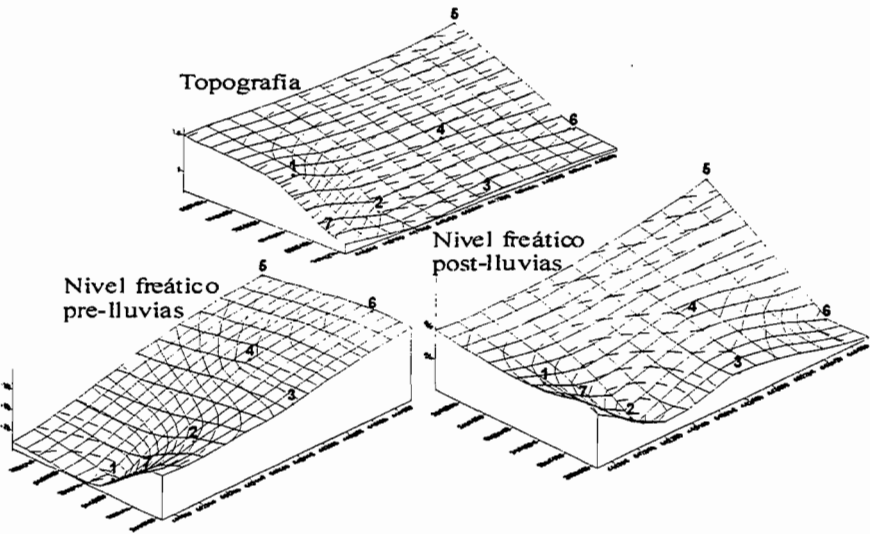


Figura 2. Topografía y nivel freático de los espacios interdunares seleccionados en las campañas pre-lluvia (octubre-noviembre 2004) y post-lluvia (enero 2005).

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo se ha elaborado en el marco del Proyecto I+D “Modelización de los procesos naturales y análisis de las consecuencias ambientales inducidas por el turismo en la Reserva Natural Especial de las Dunas de Maspalomas (Gran Canaria, Islas Canarias)” (REN2003-05947/ Subprograma: GLO). Este Pro-

yecto de Investigación se integra en el Programa IGBP España (<http://www.igbp-es.org/>).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almunia, J., Basterretxea, G., Aristegui, J., Ulanowicz, R.E. (1999): Benthic-Pelagic Switching in a Coastal Subtropical Lagoon; *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 49: 363-384.
- Crabaug, M., Kocurek, G. (1993): Entrada Sandstone: An example of a wet eolian system; In: K. Pye (Ed.): *The dynamics and Environmental Context of Eolian Sedimentary System*, Geol. Soc. London Spec. Publ., 72: 103-126.
- Hernández, L. (2002): *Análisis de la evolución del sistema de dunas de Maspalomas, Gran Canaria, Islas Canarias (1960-2000)*; Tesis Doctoral, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 408 pp.
- Kocurek, G. (1981): Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands; *Sedimentology*, 28: 753-780.
- Soilmoisture (1989): *Booklet of porous ceramics by Soilmoisture, series 600*; Soilmoisture Equipment Corp., Santa Barbara, 19 pp.

CARACTERIZACIÓN DE LA DINÁMICA SEDIMENTARIA EÓLICA ACTUAL DE BOA VISTA (CABO VERDE)

Hernández Calvento, L.¹ y Suárez Rodríguez, C.²

(1) Departamento de Geografía. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. C/ Pérez del Toro, 1 (35003) Las Palmas de Gran Canaria.

(2) Dirección General de Ordenación del Territorio. Consejería de Medio Ambiente y Ordenación Territorial del Gobierno de Canarias. Edificio de Usos Múltiples, 2 (35003) Las Palmas de Gran Canaria.

RESUMEN

Se procede a realizar una caracterización preliminar de la dinámica sedimentaria actual de la isla de Boa Vista (Archipiélago de Cabo Verde), con el fin de comprender su funcionamiento. Este análisis ha sido llevado a cabo mediante ejercicios de interpretación de imágenes de satélite y fotografías aéreas, con apoyo de trabajo de campo.

Palabras Clave: dinámica sedimentaria eólica, Boa Vista, Cabo Verde.

ABSTRACT

This paper realizes a preliminary characterization of the current aeolian sedimentary dynamics of the island of Boa Vista (Cape Verd Archipelago), in order to understand its functioning. This analysis has been developed by means of exercises of interpretation of images of satellite and aerial photographs, with support of field work.

Key Words: aeolian sedimentary dynamics, Boa Vista, Cape Verde.

INTRODUCCIÓN, MATERIAL Y MÉTODOS

El propósito de este trabajo es abordar una caracterización provisional de la dinámica sedimentaria eólica actual de la isla de Boa Vista (Cabo Verde) (Figura 1). Ha sido desarrollado a partir del análisis de una imagen del sensor Enhanced Thematic Mapper (ETM) del satélite Landsat-7, captada el 5 de enero de 2001, y disponible en la base de datos de Global Land Cover Facility (GLCF), del Institute for Advanced Computer Studies de la Universidad de Maryland (USA); de igual forma, se ha hecho uso del vuelo fotogramétrico de 29 de octubre de 1991, a escala 1/15.000, realizado por KLM; y por último, se ha procedido a la toma de datos en el terreno, mediante una campaña realizada en febrero de 2004.

El uso de tecnologías de la información geográfica permite adaptar de mejor manera el análisis realizado al formato de planificación original del trabajo (Paskoff, 1993), ampliando la visión de los procesos geomorfológicos mediante técnicas de teledetección y fotointerpretación (McKee, 1979; Goudie *et al.*, 1981); la información así tratada ha permitido, con apoyo de trabajo de campo, la clasificación de los depósitos eólicos conforme a sus morfologías (Pye y Tsoar, 1990; Nicliling, 1994).



Figura 1. Archipiélago de Cabo Verde

RESULTADOS OBTENIDOS

Los aportes de arenas que recibe Boa Vista provienen de su plataforma marina septentrional, siguiendo el vector principal de transporte marino que determinan las corrientes y los vientos alisios, dominantes, y de componente N-S, por lo que los sedimentos se acumulan en su costa norte. Sin embargo, dado que el sector nororiental de este litoral es acantilado, las arenas o no se acumulan, o no consiguen acceder más allá de unos centenares de metros tierra adentro. Así, es a lo largo de su litoral noroccidental, la Costa de Boa Esperança, donde se produce el mayor aporte de sedimentos (Figura 2: 1), debido a que la plataforma litoral, carente de impedimentos topográficos, facilita el acceso de las arenas hacia el interior de la isla. Este hecho es igualmente observable a lo largo de todo el litoral oriental de la isla, frente al occidental, de modo que es en este último por donde las arenas acceden más fácilmente, pudiendo ser movilizadas por el viento.

De la simulación del recorrido teórico del flujo principal de los sedimentos que acceden por la plataforma noroccidental, cabría decir que éstos son transportados, siguiendo la dirección NE-SO (Figura 2: 2) hasta la playa de Carlota (Figura

2: 3). No obstante, una notable cantidad de arenas que acceden por el este de la Costa de Boa Esperança se adentra por el territorio emergido, sorteando impedimentos orográficos, para configurar el Desierto de Viana (Figura 2: 4).

En relación con la cantidad de sedimentos que se movilizan, las geoformas del flujo principal, en el primer sector, se caracterizan por la presencia de mantos eólicos y acumulaciones a sotavento de la vegetación. También se constata la presencia de obstáculos de origen antrópico, como alineaciones de hojas de palma, cuyo propósito es la paralización de la dinámica sedimentaria eólica. El número de tales obstáculos aumenta conforme nos aproximamos al núcleo urbano de Sal Rei, capital de la isla, que se localiza próximo a la playa de Carlota (Figura 2: 3). Así, en sus cercanías, la paralización del sedimento es casi total: a los elementos mencionados hay que unir las repoblaciones y alineaciones del fanerófito introducido *Prosopis sp.*, que consiguen retener, mediante su amplio sistema radicular, grandes volúmenes de arena. (Sandys-Winsch y Harris, 1994)

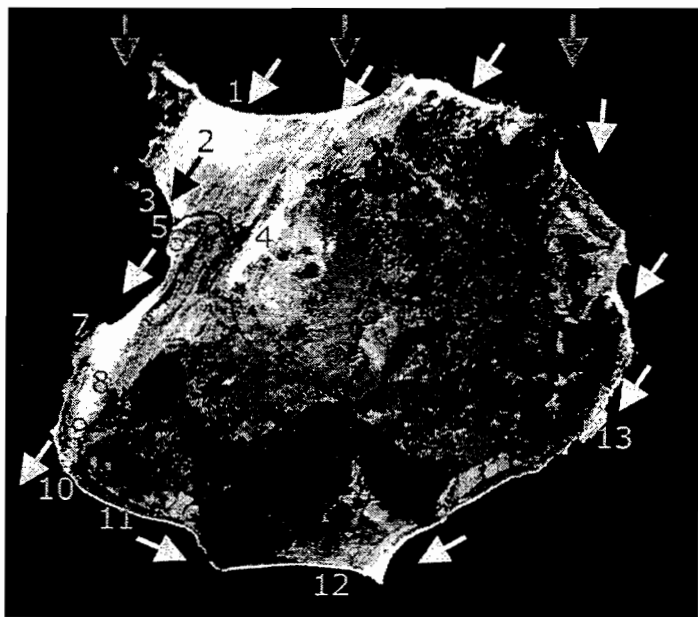


Figura 2. Simulación del transporte sedimentario eólico en la isla de Boavista.

Es por ello que, conforme nos aproximamos a la playa de Carlota, los únicos indicios de movilidad eólica actual del sedimento son rizaduras (*ripples*). Sin embargo, el acceso de los sedimentos a esta playa se producía, en el pasado próximo, en forma de grandes dunas, que se muestran hoy paralizadas por la vegetación, y

acantiladas por la erosión marina. Llegados al mar, los sedimentos quedan de nuevo expuestos a corrientes y oleaje, que los transportan hacia el sur. Aún así, algunas geoformas, hoy residuales, garantizan la continuidad del tránsito sedimentario por tierra: se trata de un conjunto de dunas barjanas de unos tres metros de altura, que consiguen atravesar la desembocadura de la Ribera de Rabil, caracterizada por la presencia de una laguna litoral (Figura 2: 5), accediendo a la playa de Chave por su sector norte (Figura 2: 6).

El comportamiento de la Playa de Chave es acumulativo, puesto que “atrapa” los sedimentos que provienen de dos fuentes: de las dunas barjanas que logran superar la desembocadura de la Ribera de Rabil; y los que provienen del mar. En estas condiciones se facilita la generación de amplios cordones, que se disponen transversales a los vientos de composición N-S. El recorrido del sedimento por este amplio campo de dunas (el de mayor extensión de la isla), se ve condicionado hacia el sur por la presencia de un accidente orográfico, el Morro de la Areia; así, mientras una parte de los sedimentos salen de nuevo al mar por la Punta del Morro de la Areia (Figura 2: 7), otra parte rodea este accidente por su interior (Figura 2: 8), determinando un trasvase de arena, cuyo tránsito se resuelve en forma de dunas barjanas (Figura 2: 9), y casi al final de su recorrido, por cordones transversales a los vientos dominantes (Figura 2: 10).

De nuevo en el litoral, los sedimentos son transportados hacia el este, principalmente por mar, generando un continuo de playas, como Santa Mónica y Cural Mateus (Figura 2: 11), hasta acceder finalmente a la playa de Cural Velho (Figura 2: 12). En este punto se encuentran con las arenas que han accedido al sur de la isla rodeándola por su litoral oriental, tras haber conformado algunas acumulaciones que dan origen a playas y sistemas de dunas, como Joao Barrosa (Figura 2: 13).

Tanto en esta última localidad como en la de Morro de Areia, subyacen bajo las estructuras sedimentarias actuales paleosistemas dunares, recubiertos por arenas o por vegetación.

CONCLUSIONES

A modo de conclusión, consideramos que todos los sistemas arenosos que presenta la isla de Boa Vista forman parte de un único sistema sedimentario; este hecho se pone de manifiesto en la continuidad que presentan las acumulaciones eólicas, en su recorrido N-S, por su litoral occidental. En este sentido, la isla de Boa Vista representaría un modelo teórico de gran interés para entender la dinámica sedimentaria en ámbitos insulares con características semejantes.

AGRADECIMIENTOS

La información resumida en este trabajo proviene del Plan Estratégico de Desarrollo Turístico de la Isla de Boa Vista, desarrollado bajo la dirección de José Miguel Alonso Fernández-Aceytuno, quien supo entender la importancia de la dinámica sedimentaria eólica de la isla, y propuso la protección de su litoral como un elemento emblemático en su futuro desarrollo turístico.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Goudie, A. *et al.* (1981): *Geomorphological techniques*; British Geomorphological Research Group - George Allen and Unwin, London, 395 pp.
- Mckee, E.D. (Ed.) (1979): *A study of global sand seas*; Professional Paper, nº 1052, United States Geological Survey, Washington, 429 pp.
- Nickling, W.G. (1994): Aeolian sediment transport and deposition; En: Pye, K.: *Sediment transport and depositional processes*; Blackwell Scientific Publications, London: 293-350.
- Paskoff, R. (1993): *Côtes en danger*; Masson, París, 250 pp.
- Pye, K. y Tsoar, H. (1990): *Aeolian sand and sand deposits*; Unwin Hyman, London, 396 pp.
- Sandys-Winsch, D.C. y Harris, P.J.C. (1994): Green development on the Cape Verde Islands; *Environmental Conservation*, 21: 225-230.

LOS SISTEMAS DUNARES LITORALES DEL PLEISTOCENO SUPERIOR DE MALLORCA: ARQUITECTURA DE LOS DEPÓSITOS vs. CONTEXTO ESTRUCTURAL

Fornós, J.J.¹, Gómez-Pujol, Ll.¹ y Clemmensen, L.B.²

(1) Departament de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears, Cra. Valldemossa km 7.5, 07122 Palma (Illes Balears). E-mail: joan.fornos@uib.es y lgomez-pujol@uib.es

(2) Geological Institute, University of Copenhagen, Øster Voldgade 10, DK-1350 Copenhagen K, Denmark. E-mail: larsc@geo.geoll.ku.dk

RESUMEN

Se estudian las características sedimentológicas y estratigráficas de los sistemas dunares litorales del Pleistoceno superior de Mallorca y el control que ejerce sobre su arquitectura el contexto estructural a partir de afloramientos de depósitos dunares adosados a acantilados del Mioceno superior, o a la interdigitación con depósitos de abanicos aluviales al pie de las vertientes de las zonas estructuradas (sierras).

Palabras Clave: eolianitas, acantilados, abanicos aluviales, Pleistoceno superior

ABSTRACT

This work assess the sedimentology and stratigraphy of Mallorcan Upper Pleistocene dune systems. The role of the structural control on aeolianite deposits is pointed up through outcrops related to Miocene coastal cliffs or interfingering with alluvial fan bodies at the mountain slope toes.

Key Words: aeolianites, sea-cliffs, alluvial fans, Upper Pleistocene

INTRODUCCIÓN

El Pleistoceno de la Baleares ha sido ampliamente estudiado y es conocido con una cierta intensidad desde mediados del siglo pasado (Cuerda 1975, Butzer, 1975). Sin embargo, los estudios de tipo sedimentológico así como la utilización de técnicas modernas de datación por métodos radiométricos o de luminiscencia han sido hasta la fecha escasos. El trabajo que presentamos a continuación se centra en las características sedimentológicas y de arquitectura de los depósitos de eolianitas presentes en el litoral de Mallorca en dos contextos estructurales muy concretos y que como consecuencia muestran unos depósitos con características sedimentológicas y estratigráficas muy diferentes. Por una parte los depósitos dunares adosados

a los acantilados formados en los materiales del Mioceno superior que afloran principalmente en la zona costera del Llevant y del Migjorn de Mallorca, y, por otra parte, las acumulaciones dunares que se interdigitan con depósitos de abanicos aluviales presentes en las vertientes septentrionales de las Sierras (Zona de es Caló –Betlem-; y la zona del Mal Pas –Alcúdia-).

La localización de la isla de Mallorca en el centro del Mediterráneo occidental junto con las características ambientales y estructurales que la caracterizan han permitido a lo largo del Pleistoceno el desarrollo de una plataforma carbonatada somera de gran producción. Parte de esta producción bioclástica es transportada hacia la línea de costa y de allí, mediante la acción eólica, es acumulada con la formación de cordones dunares, que presentan morfologías fuertemente influenciadas por la topografía costera.

SISTEMAS DUNARES RELACIONADOS CON LA PLATAFORMA ESCULPIDA EN LOS MATERIALES DEL MIOCENO SUPERIOR EN LA ZONA DEL LLEVANT Y MIGJORN DE MALLORCA

El Levante y Migjorn de Mallorca esta formado por una plataforma tabular correspondiente a la progradación de los materiales carbonatados depositados en un ambiente arrecifal durante el Mioceno superior (Pomar *et al.*, 1985). Dicha plataforma tabular, presenta en la línea de costa un acantilado continuo de unos 20 m de altura cuyo origen corresponde a una fracturación distensiva acaecida durante el Pleistoceno medio (Fornós *et al.*, en prensa). Durante los momentos regresivos del MIS 3 (estadio isotópico marino) dicho acantilado quedo tierra adentro, formando una barrera donde se acumularon los materiales arenosos de composición bioclástica de la plataforma marina recientemente expuesta a la acción eólica. El resultado es una acumulación espectacular (Fig. 1) de tipo eólico de arenas de frente de acantilado (Cliff-front aeolianites). Estas acumulaciones presentan unas características diferenciales debido al efecto barrera de la pared vertical de los acantilados (Tsoar, 1983) que vienen marcadas por un crecimiento en la vertical del sistema dunar. La complejidad estratigráfica y sedimentológica puede ser fácilmente observada gracias a la presencia de antiguas canteras que permiten la observación en todas las direcciones del espacio. Se han diferenciado tres tipos diferentes de depósitos dunares (Clemmensen *et al.*, 1997; Clemmensen *et al.*, 2001; Fornós *et al.*, 2002) que corresponden a dunas eco (*echo dunes*), rampas arenosas (*sand ramps*) y dunas ascendentes (*ascending dunes*) que probablemente tuvieron lugar durante periodos áridos y ventosos (*stadials*). Estos depósitos eólicos se interdigitan con depósitos coluviales y suelos edáficos relacionados con la dinámica erosiva del acantilado aparentemente en momentos de climatología más húmeda y menos ventosa (*interstadials*).



Figura 1. Sistema dunar de frente de acantilado (Estret des Temps, E Mallorca).

SISTEMAS DUNARES RELACIONADOS CON LOS MATERIALES ESTRUCTURADOS MESOZOICOS DE LAS SERRES DE LLEVANT Y SERRA DE TRAMUNTANA

La isla de Mallorca corresponde a la prolongación hacia el NE de las cordilleras Béticas, resultando de ello la formación del denominado Promontorio Balear y que se traduce en la isla por el desarrollo de dos alineaciones montañosas que corresponden a la Serra de Tramuntana (NW) y Serres de Llevant (E) y que están formadas en su mayor parte por materiales calcáreos y dolomíticos mesozoicos estructurados durante la orogenia alpina (Gelabert, 1998). Dicha estructuración, formada por una serie de apilamientos de escamas cabalgantes de dirección NW les confiere un relieve muy abrupto, favorecido por la litología calcárea de sus materiales y con una clara asimetría en el relieve, mucho más verticalizado en las vertientes de componente NW y mucho más suave en dirección al SE. Es en las vertientes más abruptas, y relacionadas con la dinámica torrencial, donde se desarrollan, en las partes bajas de las pendientes, complejos sistemas que interrelacionan abanicos aluviales y sistemas de rampas arenosas de tipo eólico (Gelabert *et al.*, 2003). Dos ejemplos concretos situados uno en la zona del Mal Pas en la bahía de Pollença al pie de la Serra de Tramuntana (Fornós *et al.*, 2004) y otro en la zona de Es Caló en la bahía de Alcúdia al pie de las Serres de Llevant (Clemmensen *et al.*, 2004) permiten la observación de la arquitectura sedimentaria y la morfología que registra la evolución de una rampa arenosa y abanicos aluviales en un medio costero de transición (Fig. 2).

La compleja paleotopografía costera, permite observar la respuesta a la acreción de tres complejos aluviales que se intercalan con dos sistemas dunares, que presentan morfologías complejas. Los depósitos eólicos corresponden a dunas parabólicas que evolucionan a dunas ascendentes (*ascending dunes* y *echo dunes*), de frente de acantilado y, localmente, a rampas arenosas eólicas (*eolian sand ramp*). Los depósitos procedentes del desmantelamiento de los relieves corresponden a los de origen aluvial en su mayor parte formados por brechas y conglomerados con matriz calcarenítica y depósitos relacionados con la evolución de las pendientes (coluvial) en una compleja paleotopografía acantilada en la que también se pueden observar brechas de pie de acantilado y paleosuelos. El conjunto de la deposición viene controlada por la tectónica, la oscilación del nivel del mar y por las diferentes pulsaciones climáticas que condicionan el aporte sedimentario.



Figura 2. Interrelación entre el sistema aluvial y rampas arenosas eólicas en la zona del Mal Pas, bahía de Alcúdia (N Mallorca).

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo es una contribución a los proyecto de la DGI BTE2002-04552-C03-02. LGP es becario FPI del Govern de les Illes Balears.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Butzer, K.W. (1975): Pleistocene littoral-sedimentary cycles of the Mediterranean Basin: A Mallorquin view; En: Butzer, K.W. y Isaac, A.G. (Eds.): *After the Australopithecines*; Mouton Press, The Hague: 25-72.

- Clemmensen, L.B., Fornós, J.J. y Rodríguez-Perea, A. (1997): Morphology and architecture of a late Pleistocene cliff-front dune, Mallorca, Western Mediterranean; *Terra Nova*, 9: 251-254.
- Clemmensen, L.B., Fornós, J.J., Gómez-Pujol, Ll. y Rodríguez-Perea, A. (2004): The formation of carbonate aeolianites in temperate climatic settings: examples from Mallorca, western Mediterranean; *23th IAS Meeting of Sedimentology*, Abstract Book: 85.
- Clemmensen, L.B., Lisborg, T., Fornós J.J. y Bromley, R.G. (2001): Cliff-front aeolian and colluvial deposits, Mallorca, Western Mediterranean : a record of climatic and environmental change during the last glacial period; *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 48, 217-232.
- Cuerda; J. (1975): *Los Tiempos Cuaternarios en Baleares*; Institut d'Estudis Balearica, Palma de Mallorca, 304 pp.
- Fornós, J.J., Balaguer, P., Gelabert, B., y Gómez-Pujol, Ll. (en prensa): Pleistocene formation, evolution and retreat rates and processes in a carbonate coastal cliff (Mallorca Is., Western Mediterranean); *Journal of Coastal Research*.
- Fornós, J.J., Bromley, R.G., Clemmensen, L.B. y Rodríguez-Perea, A. (2002): Tracks and trackways of *Myotragus balearicus* Bate (*Artiodactyla*, *Caprinae*) in Pleistocene aeolianites from Mallorca (Balearic Islands, Western Mediterranean); *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 180: 277-313.
- Fornós, J.J., Gómez-Pujol, Ll., y Clemmensen, L.B. (2004): Facies architecture of interbedded aeolianites and alluvial fan deposits: the Late Pleistocene of Pollença bay (Mallorca Is., W. Mediterranean); *23th IAS Meeting of Sedimentology*, Abstract Book: 116.
- Gelabert, B. (1998): *La estructura geológica de la mitad occidental de la Isla de Mallorca*; Instituto Geológico y Minero, Madrid. Colección Memórias, 129 pp.
- Gelabert, B., Fornós, J.J. y Gómez-Pujol, Ll. (2003): Geomorphological characteristics and slope processes associated with different basins: Mallorca (Western Mediterranean); *Geomorphology*, 52: 253-263.
- Pomar, L., Fornós, J.J. y Rodríguez-Perea, A. (1985): Reef and shallow carbonate facies of the Upper Miocene of Mallorca; *IAS 6th European Regional Meeting*, Excursion Guidebook: 494-518.
- Tsoar, H. (1983): Wind tunnel modelling of echo and climbing dunes; En: Brookfiels, M.E. y Ahlbrant, T.S. (Eds.): *Aeolian Sediments and Processes*, Elsevier, Amsterdam: 247-259.

FORMAS ROCOSAS COMPLEJAS EN LA COSTA DEL GOLFO DE LA SPEZIA (LIGURIA ORIENTAL, ITALIA)

Arozarena Llopis, I.

Università degli Studi di Pisa. Via Santa Maria n. 53, 56126, Pisa, Italia. iarozarena@dst.unipi.it

RESUMEN

Las costas rocosas entre Lerici y Tellaro (Golfo de La Spezia, Liguria Oriental, Italia) presentan morfologías intermedias entre plataformas costeras ("shore platforms") y acantilados, cuya morfogénesis es incierta. El origen de las formas costeras y los agentes responsables han implicado siempre controversias. Uno de los debates más conocidos sobre este argumento es relativo a la responsabilidad de los agentes marinos y meteóricos, respectivamente, en la erosión y retroceso de la costa, especialmente, en la formación de plataformas costeras.

El sector de costa estudiado se estructura en una serie de puntas y bahías. Se sitúa a la base de una ladera muy inclinada que alcanza los 300 m de altura. La litología es esencialmente calcárea y a menudo se presenta carstificada. Se han identificado cuatro tipos de perfil costero (Tipo A, B, C y D) cuya génesis es el problema principal descrito aquí. De hecho, la acción del mar y de la meteorización no son suficientes para dar una explicación completa de su geometría. La presencia en la zona de estudio de numerosos elementos de naturaleza neotectónica (laderas triangulares, collados estructurales, etc) y de relictos costeros a una cierta cota sobre el nivel del mar, introduce otros dos posibles controles en el modelado de estas costas: la estructura y la litología, y la herencia de formas.

Para cada uno de estos perfiles se valora la influencia que han podido tener los cuatro agentes considerados influyentes en la franja costera: oleaje, estructura y litología, meteorización y herencia de formas.

Palabras Clave: neotectónica, meteorización, shore platform, herencia.

ABSTRACT

Rocky coasts between Lerici and Tellaro (Gulf of La Spezia, Eastern Liguria, Italy) show intermediate morphologies between shore platforms and sea cliffs, whose morphogenesis is unknown. The origin of coastal landforms and the responsible agents have always implicated controversies. One of the most famous debates on this argument is relative to the responsibility of marine and meteoric agents respectively, in eroding and recessing the rocky coast, specially in the formation of shore platforms.

The coastal study area is structured in a series of bays and headlands. It is placed at the base of a steep slope that achieves 300 m in height. The lithology is essentially calcareous and often it presents karstification. Four types of coastal profile have been identified in the area (Types A, B, C and D) whose genesis is the main problem described here. In fact, marine and

meteoric action are not enough to completely explain their geometry. The presence in the study area of several elements of neotectonic nature (triangular slopes, tectonic saddles, etc) and coastal relics at a certain height above the sea level, introduces other two possible controls in the development of the coastal landforms: structure and lithology, and inheritance.

For each one of these profiles it has been evaluated the influence that could have had the four considered agents in the coastal area: wave action, structure and lithology, weathering and inheritance.

Key Words: neotectonics, weathering, shore platform, inheritance.

INTRODUCCIÓN

La responsabilidad del oleaje en la formación de las “morfologías problema” observadas en el Golfo de La Spezia, se pone en duda; el hecho de que los perfiles de las formas estudiadas sean muy variables en un espacio muy reducido arroja dudas a la posibilidad de que sean producto de las características del clima meteomarinero, el cual es, obviamente, igual para todas ellas. Las formas que se encuentran en correspondencia de la costa han sido interpretadas anteriormente como plataformas de abrasión marina (Federici, 1987). El autor atribuía las superficies terrazadas a 10-15 m s.n.m. de las puntas de Maralunga y Maramozza a superficies de abrasión colgadas por causas eustáticas (Figura 1).

CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICAS DE LA ZONA

La zona estudiada se encuentra en el extremo oriental de las altas costas ligures, en el interior del Golfo de La Spezia. El golfo es una depresión alargada en dirección NW-SE, de manera concordante con las principales estructuras plicativas del Apennino Septentrional (Figura 1).

En este trabajo se presenta una descripción morfométrica y geológico-geomorfológica del segmento de costa rocosa estudiado, especialmente de cuatro morfologías tipo (Figura 2), y un análisis de un posible origen poligenético de las mismas: la influencia de factores como la meteorización, el control estructural y la herencia de formas será discutida a continuación.

Una de las características más pronunciadas de la zona es la estructuración tectónica de las laderas que forman el Promontorio Oriental, evidente por la presencia de fallas normales paralelas y perpendiculares a la costa (Figura 1). Entre Lerici y Tellaro, la disposición de las laderas a rampa-rellano hace que esta característica sea muy llamativa. La presencia de bahías a la base de laderas triangulares sugiere un origen tectónico de la recortada línea de costa (y posiblemente de las formas que se encuentran en ella).

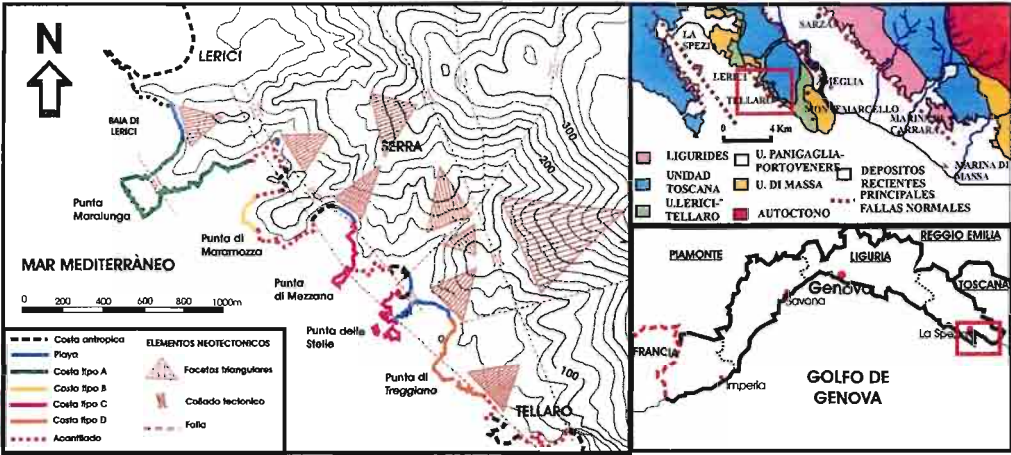


Figura 1. Situación geográfica de la zona de estudio y mapa de los diferentes tipos de costa analizados y de los elementos tectónicos más llamativos.

El Promontorio Oriental del Golfo de La Spezia, ha sufrido cinco fases principales de deformación. La historia evolutiva muestra la presencia de dos fases de compresión cortical en el Mioceno inferior-medio (D1 y D2); el acortamiento fue seguido de una fase de adelgazamiento cortical asimétrico, en el Mioceno final-Plioceno, que causó la apertura del Mar Tirreno Septentrional (D3). La evolución progresiva de la fase D3 porta a la formación de un *detachment fault* que se observa en la zona de estudio y a la posterior descomposición de los promontorios mediante fallas normales durante el Plioceno (D4), (Storti, 1995).

En cuanto a los procesos de meteorización costera, podemos decir, que en las superficies analizadas se ha observado una gran variedad de formas; *rockpools* o *vasques* de muy variadas formas y dimensiones, alveolos de corrosión o *tafoni* y, en algunos casos, formas cársticas destructivas.

El hecho de que las formas que hoy se observan en la costa puedan ser el resultado de la herencia de períodos en los cuales el nivel del mar era similar al actual, se hace patente por el hallazgo de una pequeña playa colgada a cota 5 m s.n.m.; se han encontrado en la zona relictos de depósitos continentales (de tipo brecha cárstica) sobre las superficies estudiadas. Estos elementos añaden posibles factores de control en la génesis de las morfologías problema.

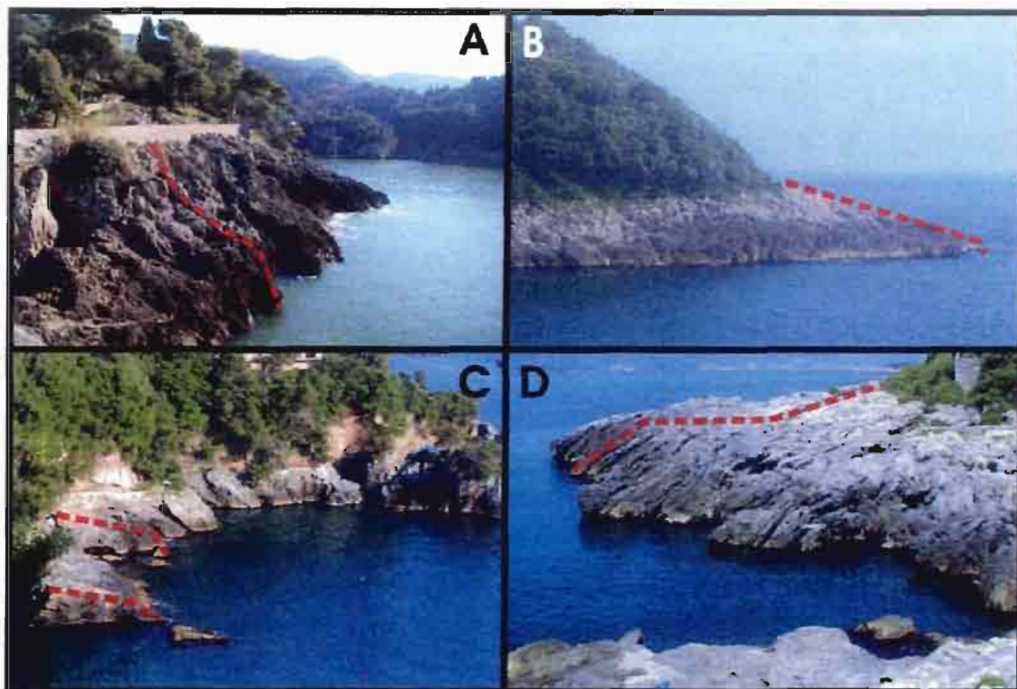


Figura 2. Fotografías de los perfiles de las morfologías problema. (A) Costa tipo A en la Punta de Maralunga. (B) Costa tipo B en la Punta de Maramozza. (C) Costa tipo C, en la Punta di Mezzano. (D) Costa tipo D, en Tellaro.

BIBLIOGRAFIA

- Blanco Chao, R; Costa Casais, M; Martínez Cortizas, A.: Pérez Alberti, A. y Trenhaile, A.S. (2003): Evolution and inheritance of a rock coast: western Galicia, northwestern Spain; *Earth surface processes and landforms*, 28: 757-775.
- Carosi, R.; Montomoli, C. y Pertusati P.C. (1994): Zone di taglió nel Dominio Toscano Interno (Appennino Settentrionale); *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Serie A*, 101: 187-200.
- Federici, P.R. y Raggi, G. (1975): Una nuova interpretazione della tettonica dei monti di La Spezia; *Boll. Soc. Geol. It.*, 9: 945-960.
- Federici, P.R. (1987): Uno sguardo alla struttura e alla morfologia del Golfo della Spezia; *Quaderni Ist. Geol. Univ. Genova*, anno 8, 5: 293-306.
- De Pippo, T.; Donadio, C. (1999) : Morphology, genesis and evolution of rockpools along italian coasts; *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 22: 129-141.

- Stephenson, W.J. y Kirk, R.M. (2000): Development of shore platforms on Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand-Part One: the role of waves; *Geomorphology*, 32: 21-41.
- Stephenson, W.J. y Kirk, R.M. (2000): Development of shore platforms on Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand-Part Two: the role of subaerial weathering; En: *Geomorphology*, 32: 43-56.
- Trenhaile, A.S.; Pérez Alberti, A.; Marínez Cortizas, A.; Costa Casais, M. y Blanco Chao, R. (1999): Rock coast inheritance: an exmple from galicia, Northwestern Spain; *Earth surface processes and landforms*, 24: 605-621.

DINÁMICA GEOMORFOLÓGICA DE LOS ACANTILADOS DE LAS COSTAS URUGUAYAS

Pérez Alberti, A.¹, Panario, D.² y Gutiérrez, O.²

(1) Departamento de Geografía. Universidad de Santiago. Email: xepalber@usc.es

(2) Facultad de Ciencias. Universidad de la República. Montevideo (Uruguay).

RESUMEN

En la presente comunicación se analiza el comportamiento de diferentes tipos de acantilados en la costa de Uruguay. Se ha analizado el papel de la litología en su dinámica así como el de la acción marina. De su combinación sistémica surgen acantilados de dinámicas y formas contrastadas.

Palabras Clave: Geomorfología, costas, Uruguay.

ABSTRACT

This work analyzes the behaviour of different types of cliffs in the coast of Uruguay. The main factors considered the role of rock type and marine processes in their dynamics. The interaction of that factors results in cliffs with quite different dynamics and morphology in those sectors on sedimentary and granitic rocks.

Key Words: geomorphology; coasts, Uruguay.

INTRODUCCIÓN

A escala regional, las costas de la República Oriental del Uruguay se enmarcan dentro de dos grandes unidades geodinámicas, cada una de ellas con características variadas. Por un lado el Río de la Plata que se extiende desde la desembocadura de los Ríos Paraná y Uruguay hasta el sector de Punta del Este y, por otra, la que podemos denominar Costa Atlántica que se alarga desde aquel lugar hasta la frontera con Brasil. El primero constituye un extenso estuario de más de tres millones de km² alimentado fundamentalmente por los ríos Paraná y Uruguay al lado de otros gran número de cauces menores. El estuario del Río de la Plata mide unos 230 km. de ancho en su desembocadura. Normalmente se divide en tres zonas: la superior, al oeste de una hipotética línea que se alargaría entre Colonia Sacramento, al norte, y Buenos Aires, al sur; la intermedia, entre la anterior y una segunda hipotética línea Montevideo-Punta Piedras y, una tercera, que llegaría desde aquí hasta una tercera que iría desde Punta del Este, en Uruguay, hasta la Punta Rasa del cabo

San Antonio, en Argentina. Más allá de Punta del Este, se extiende la que podemos llamar Costa Atlántica.

Morfológicamente, tanto bordeando el Estuario del Río de la Plata, como la Costa Atlántica, dominan amplias planicies sobre las que sobresalen algunos cerros de escasa altitud. A medida que se camina hacia el norte en las planicies costeras sobresale un amplio conjunto de lagunas o bañados, generalmente cerrados por amplios corredores arenosos. Es el caso de las lagunas del Sauce, Garzón, Rocha, Castillos, Negra, los Bañados de San Miguel o, hacia el interior, la extensa Laguna Merin.

Desde el punto de vista marino hay que destacar que si bien las mareas astronómicas no llegan a 1 m, las de sobre-elevación por tormentas, superan fácilmente los 2 m llegando a alcanzar más de 3 en Montevideo.



Figura 1. Localización de las áreas de estudio. 1: Barranca Mauricio. 2: Atlántida. 3: Cabo Polonio.

ÁREAS DE ESTUDIO, OBJETIVOS, MATERIAL Y MÉTODOS.

Las investigaciones se han centrado en tres sectores: Barranca Mauricio, en el departamento de San José, al SW de Montevideo; Atlántida, en las cercanías de la capital, en el departamento de Canelones y Cabo Polonio, al NE, en el departamen-

to de Rocha (Figura 1). Litológicamente dominan formaciones sedimentarias cenozoicas, compuestas, fundamentalmente, por bancos de arenas y arcillas, culminadas por depósitos de *loess*, potentes en el primer lugar, menor en el segundo, y por materiales graníticos en el tercero.

El objetivo fundamental ha sido conocer la tipología y la dinámica de los acantilados. Para ello se han llevado diferentes campañas de campo, entre 2001 y 2004. Junto a ello se han utilizado series fotográficas de diferentes procedencias, escalas y años.

DISCUSIÓN

El comportamiento de la costa es diferente de unos lugares a otros. En Barranca Mauricio dominan acantilados de remate plano, de unos 15 m de altura. La existencia de materiales arcillosos en la base propicia un perfil bastante regular, con áreas muy nítidas que han favorecido la formación de estrechas plataformas litorales. Estas aparecen cubiertas de cantos angulosos de arcilla o concreciones calcáreas, en este caso provenientes de la capa superior de *loess*. Los deslizamientos rotacionales son frecuentes y el retroceso de la costa es rápido. La orla arbórea que culmina las “barrancas” está siendo afectada y, al tiempo, está condicionando la movilidad de los acantilados, al favorecer la penetración del agua.

En la Atlántida, dominan acumulaciones arenosas. Se trata, como en el caso anterior, de depósitos aluviales, distales, compuestos en su mayor parte por arenas muy finas. Las estratigrafías cruzadas indican con claridad el medio sedimentario en el que acumularon: amplias planicies con canales *braided*.

En este sector no se observan ni los niveles arcillosos inferiores y los de *loess* superiores, muy edafizados, no llegan al metro de espesor. Los acantilados no alcanzan los 10 m aunque ofrecen características morfológicas semejantes a los anteriores. Su comportamiento, por el contrario es diferente, dominando claramente los procesos de incisión generándose escarpes acarcavados con la presencia de numerosos regueros (*rills*). Se observan numerosos procesos de subfusión, con la génesis de pequeños túneles a partir de los que se producen colapsos, que favorecen el retroceso de los acantilados. Como en el caso interior, los procesos de erosión afectan fuertemente al sector.

Un paisaje muy diferente lo encontramos en Cabo Polonio. La existencia de rocas graníticas motiva la existencia de una costa rocosa, caracterizada por acantilados de formas ruiformes, con alturas inferiores a los 15 m, en la que se puede ver un claro control estructural. Ello explica la existencia, por un lado, de corredores abiertos a partir de una intensa red de fracturas así como el arranque de bloques, lo que favorece la génesis de playas de bloques muy semejantes a las existentes en

el Noroeste de la Península Ibérica. E, igual que aquí, también son frecuentes las formas de exhumación graníticas o las plataformas litorales de perfil rugoso.

CONCLUSIONES

Si bien es cierto que existen diferencias entre los distintos sectores y a la espera de futuras investigaciones se puede comprobar, en primer lugar cómo los factores estructurales y litológicos tienen un papel de primer orden. La simple presencia o no de arcillas compactadas en la base de los acantilados marcan importantes diferencias. Por otra parte, se observa como los factores atmosféricos tienen un papel de gran importancia en la dinámica de los acantilados. Sin embargo su mayor o menor estabilidad está en íntima relación con los procesos de erosión marina. En el momento actual no sabemos hasta que punto interviene en el modelado de los acantilados de Barranca Mauricio y de Atlántida la presencia de componentes carbonatados.

A todo lo anterior hay que añadir que, en las áreas dominadas por acumulaciones sedimentarias, en donde la acción marina provoca la retirada de los sedimentos acumulados al pie de los acantilados los procesos de erosión son nítidos por lo que los acantilados se encuentran en una fase de retroceso claro. Por el contrario, en donde, la acción marina es menor, los acantilados se encuentran estabilizados. En los sectores graníticos, sin embargo, son los factores estructurales los que mandan la evolución de la línea de costa y su retroceso es menos evidente.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Galzerano, J., Piñeiro, G., Ramos, E. y Panario, D. (1993): *Dinámica de las playas Costa Azul, Bello Horizonte y Guazuvira. Propuesta de manejo*; Informe inédito.
- Martínez, S., Ubilla, M., Perea, D., Rojas, A., Guérequiz, R y Piñeiro, G. (2001): Paleogeology and Geochronology of Uruguayan Coastal Marine Pleistocene Deposits; *Quaternary Research*, 55: 246-254.
- Panario, D. (Dir.) (1993): *Dinámica sedimentaria y geomorfológica de dunas y playas en Cabo Polonio, Rocha*; Informe inédito.
- Panario, D. y Gutiérrez, O. (1999): The continental Uruguayan Cenozoic: an overview; *Quaternary International*, 62: 75-78.

MICRODINÁMICA DE LA SUPERFICIE ROCOSA EN AMBIENTES SUPRAMAREALES (Marengo, Australia)

Gómez-Pujol, L.¹, Stephenson, W.J.² y Fornós, J.J.¹

(1) Departament de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears, Cra. Valldemossa km 7.5, 07122 Palma (Illes Balears). E-mail: lgomez-pujol@uib.es y joan.fornos@uib.es

(2) Department of Geography and Environmental Studies, University of Melbourne, Victoria 3010, Australia. E-mail: wjs@unimelb.edu.au

RESUMEN

Mediante el uso de un microerosiómetro de dial móvil (TMEM) se ha levantado la microtopografía de una superficie de 40 cm² al pie de un acantilado, en el dominio supramareal, desde las 6:00 h a las 22:00h cada dos horas. El seguimiento de 188 cotas de altura relativa de la superficie rocosa pone de manifiesto el comportamiento dinámico de la superficie de la roca, puesto que varios puntos de la superficie experimentan ascensos y descensos respecto al primer registro de altura relativa. Los desplazamientos máximos para el signo positivo son de 0,261 mm y para el negativo de 0,126 mm. Los patrones de las variaciones no parecen estar relacionados con la expansión y la contracción térmica de la roca, puesto que las variaciones acontecen a primera hora de la mañana y al atardecer. Se atribuye tal comportamiento a la influencia de los líquenes que colonizan la roca.

Palabras Clave: costas rocosas, TMEM, meteorización, líquenes.

ABSTRACT

A traversing micro-erosion meter, TMEM, was used to measure rock surface microtopography over 40 cm² on a supratidal cliff face from early morning to late evening. From 6:00h to 22:00h the relative height of 188 coordinates were been obtained using the TMEM at two hours intervals. Monitoring shows that rock surfaces are dynamic entities with significant rise and fall relative to the first measurement. The maximum positive movement between readings was 0.261 mm and the negative 0.126 mm. The pattern of change did not relate as expected to thermal expansion and contraction rather the surface showed greater surface change in the early morning and late afternoon. We hypothesise that this pattern relates to the influence of lichens that colonize rock surface.

Key Words: rock coasts, TMEM, weathering, lichens

INTRODUCCIÓN

La erosión de las costas rocosas se entiende como el retroceso en la componente horizontal de los acantilados o la continua denudación de la superficie de la roca en la componente vertical. No obstante Kirk (1977), Mottershead (1989), Ste-

phenson y Kirk (1998) y Stephenson *et al.* (2004) registran mediante técnicas como el MEM o el TMEM el ascenso de puntos de la superficie rocosa respecto a lecturas anteriores de altura relativa sobre diferentes litologías, distancias respecto al nivel medio del mar. Las escalas en las que se ha detectado el suceso comprenden desde el registro diario y mensual, hasta el estacional y el anual. El fenómeno inicialmente fue bautizado como “rock surface swelling” aunque el avance de las investigaciones aconseja denominaciones más prudentes como “rock surface microtopographic change”. El presente trabajo aborda las variaciones de la microtopografía de las superficies rocosas en ambientes litorales a una escala aún no estudiada como son los cambios hora a hora. Paralelamente se monitorizan parámetros ambientales con el objeto de establecer relaciones y encontrar las causas a las cuales responde el fenómeno.

ZONA DE ESTUDIO Y MÉTODO

Las plataformas y acantilados de Marengo se localizan en la costa SW de Victoria (Australia) a 185 km de la ciudad de Melbourne. Se trata de un sector de costa micromareal con un rango mareal de 1,05 m, expuesto a los fuertes temporales y *swell* del SE dada su exposición al océano Antártico. La localidad de estudio se caracteriza por la presencia de una plataforma litoral subhorizontal (*type B platform*) de 30 m d'amplitud, desarrollada sobre areniscas arcóscicas de color grisáceo.

A mediados de primavera, en el dominio supramareal de la costa rocosa (2 m s.n.m) la microtopografía de una misma superficie rocosa, de 40 cm², se obtuvo cada dos horas de las 06:00h a las 22:00h mediante un microerosiómetro de dial móvil, TMEM, al que se le ha adaptado un dial digital y una conexión a ordenador de acuerdo con Stephenson (1997). Se desarrollaron varios tests para calibrar el error instrumental siguiendo a Spate *et al.* (1995). Los parámetros ambientales de temperatura y humedad relativa se registraron mediante un data logger HOBOb[®] 4235. La temperatura de la superficie de la roca y a profundidades de 1,5 y 3 cm se midió mediante un data logger HOBOb[®] 4238 siguiendo las indicaciones de Smith y McGreevy (1983). Se recogieron varios fragmentos de roca próximos a la superficie monitorizada para su caracterización mediante SEM y estudio petrográfico.

RESULTADOS

La humedad relativa y la temperatura ambiental, así como la temperatura de la roca a diferentes profundidades fueron registradas en intervalos de un minuto desde las 5:50h a las 22:00h. La temperatura ambiental osciló desde los 12,93°C a los 21°C mientras que el rango de la humedad relativa lo hizo de 57 a 86%. Las temperaturas de la roca en superficie y en profundidad presentan un rango mayor, de 12 a 23°C en superficie y a profundidades de 1,5 y 3 cm entre 12 y 29°C. La temperatura

ambiental y la humedad relativa presentan tendencias inversas (Fig. 1). De 10:30 a 17:00h las temperaturas rebasan los 18°C, alcanzándose el máximo de los 21°C a las 14:30h. Durante el mismo intervalo la humedad relativa no superó el 70% mientras que con anterioridad y tras el mismo periodo la humedad relativa registró valores del 86 y 82% respectivamente.

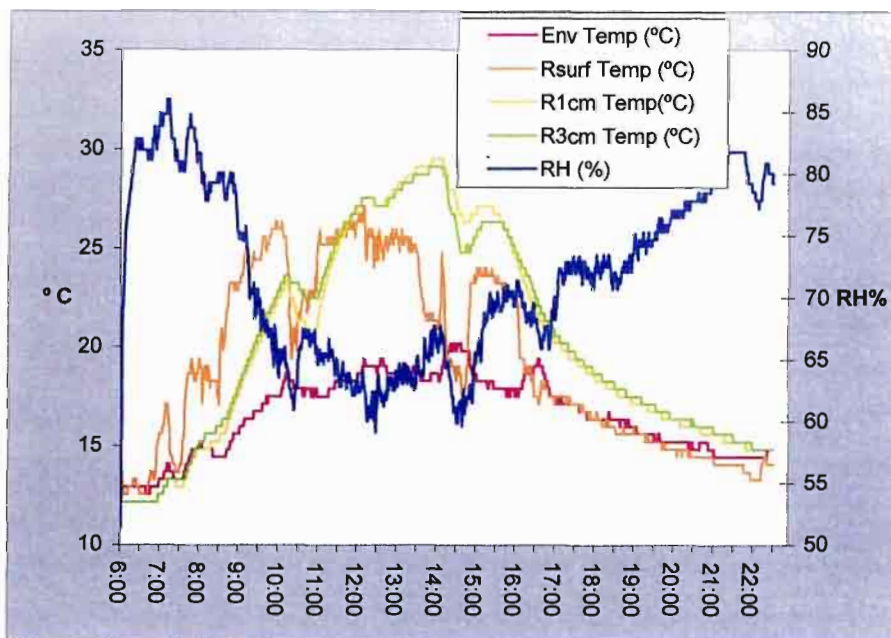


Figura 1. Parámetros ambientales de la superficie de roca estudiada.

Los 40 cm² de superficie rocosa supramareal fueron monitorizados durante 18 horas, lo que supone un conjunto de datos de altura relativa de 1607 observaciones. El análisis del conjunto de datos pone de manifiesto la existencia de variaciones significativas de microtopografía entre los periodos de muestreo ($H_0 =$ ausencia diferencias; $\chi^2_{\text{Friedman}} = 465, p = 0$). A fin y efecto de evaluar el comportamiento dinámico de la superficie de la roca se aplica un algoritmo sobre el diferencial de altura relativa entre registros de cota sucesivos. El signo del desplazamiento dado un filtro de $\pm 0,010$ mm se define como ascenso cuando la cota se halla por encima del registro inicial, de descenso cuando lo hace por debajo y estable bien cuando no hay movimiento; o bien dado el caso en que lo haya pero no supere los valores del filtro (Fig. 2). A primera hora de la mañana y al atardecer se registran los casos de

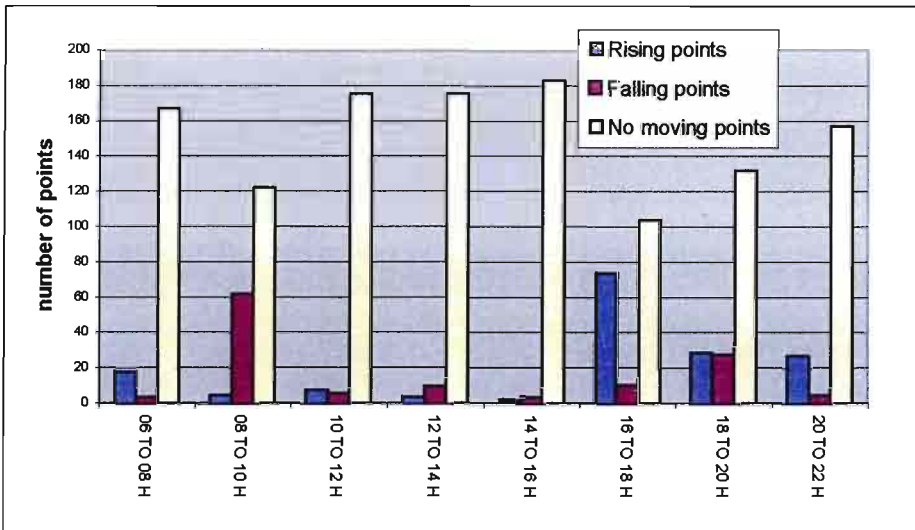


Figura 2. Comportamiento de la microtopografía de la superficie estudiada

movimientos ascendentes y descendentes de la superficie rocosa, mientras que durante las horas de máxima insolación (10:00h a 16:00h) aumentan hasta estabilizarse el número de puntos que no experimentan un desplazamiento significativo (Gómez-Pujol *et al.*, en prensa). Este comportamiento supone que oscilaciones de 5°C en la temperatura y 25 puntos en la humedad relativa son suficientes como para producir cambios en la microtopografía con un rango de -0,126 a 0,261mm respecto el registro inicial de altura relativa. El patrón registrado en la figura 2 es el opuesto al que cabe esperar de la expansión y contracción térmica de la roca, hecho al cual cabe sumar que el desplazamiento de los puntos no acontecen de forma anisotrópica. Por tanto, dado que los estudios mediante SEM revelan la presencia de un biofilm liquénico importante se atribuye el comportamiento dinámico de la microtopografía de la roca al control biológico favorecido por la naturaleza sedimentaria de la roca.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo es una contribución a los proyecto de la DGI BTE2002-04552-C03-02 y al Melbourne Research Development Grant Scheme (G.424925) de la University of Melbourne. LGP es becario FPI del Govern de les Illes Balears.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Gómez-Pujol, L.; Stephenson, W.J. y Fornós, J.J. (en prensa): Hourly surface change on supra-tidal rock (Marengo, Victoria, Australia); *Earth Surface Processes and Landforms*.
- Kirk, R.M. (1977): Rates and forms of erosion on intertidal platforms at Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand; *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 20: 571-613.
- Mottershead, D.N. (1989): Rates and patterns of bedrock denudation by coastal salt spray weathering: a seven year record; *Earth Surface Processes and Landforms*, 14: 383-398.
- Smith, B.J. y McGreevy, J.P. (1983): A simulation study of salt weathering in hot deserts; *Geografiska Annaler*, 65A: 127-133.
- Spate, A.P., Jennings, J.N., Smith, D.I., Greenaway, M.A. (1985): The micro-erosion meter: use and limitations; *Earth Surface Processes and Landforms*, 6: 85-94.
- Stephenson, W.J. (1997): Improving the traversing micro-erosion meter; *Journal of Coastal Research*, 13: 236-241.
- Stephenson, W.J. y Kirk, R.M. (2001): Surface swelling of coastal bedrock on inter-tidal shore platforms, Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand; *Geomorphology*, 41: 5-21.
- Stephenson, W.J., Taylor, A.J., Hemmingsen, M.A., Tsujimoto, H. y Kirk, R.M. (2004): Short-term microscale topographic changes of coastal bedrock on shore platforms; *Earth Surface Processes and Landforms*, 29: 1663-1673.

PROCESOS DE ABRASIÓN EN PLAYAS DE MATERIAL GRUESO ASOCIADAS A PLATAFORMAS INTERMAREALES ROCOSAS

Blanco-Chao, R.¹, Pérez-Alberti, A.¹, Costa-Casais, M.² y Valcárcel-Díaz, M.¹

(1) Departamento de Xeografía, Facultade de Xeografía e Historia, Universidade de Santiago. Praza da Universidade, 1. 15782, Santiago, A Coruña, España. rblanco@usc.es, xepalber@usc.es, marcosvd@usc.es

(2) CSIC. Instituto de Estudos Galegos Padre Sarmiento. Rúa San Roque, nº 2. 15704 Santiago, A Coruña, España. phnuec@usc.es

RESUMEN

La abrasión es uno de los procesos menos conocidos de todos los que operan en las costas rocosas. Este trabajo pretende mostrar algunos de los mecanismos básicos en este tipo de procesos, especialmente en playas de material grueso. Además del balance entre energía del oleaje y tamaño de los clastos, la morfología de las plataformas representa un factor de primer orden en su comportamiento.

Palabras Clave: Abrasión; playas de bloques; plataformas rocosas.

ABSTRACT

Abrasion is one of the less known processes operating on rocky coasts. This work tries to show some of the basic mechanisms in this type of processes, namely in coarse-grained beaches. The two main factors in the abrassive processes are the balance wave energy and clast size, but also the morphology of the rocky platforms.

Key Words: abrasion; coarse-grained beaches; shore platforms.

INTRODUCCIÓN

Las investigaciones llevadas a cabo acerca de los procesos que operan en las plataformas intermareales rocosas se han centrado en la importancia relativa de la erosión mecánica, principalmente arranques (*quarrying*) frente a la alteración vinculada a los ciclos de humectación/desecación (Sunamura, 1992; Stephenson and Kirk, 1998, 2000a, 2000b; Trenhaile, 1987, 2000, 2001). No se ha prestado igual atención a los procesos de abrasión en el modelado y evolución de las plataformas intermareales rocosas. La mayor parte de los trabajos sobre este aspecto se han

ocupado de la función protectora de las playas de material grueso (Robinson, 1977a, 1977b, 1977c; Trenhaile, 2004), o del estudio de la abrasión de los propios clastos (Dornbusch *et al*, 2002), pero no sobre las modalidades de los procesos abrasivos.

ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio es un tramo de costa de trazado rectilíneo situado entre la desembocadura del río Miño y la Ría de Vigo, litológicamente compuesto de granitos de dos micas, con numerosos diques de cuarzo y pegmatita. El patrón de diaclación es muy denso, con una separación media entre fracturas de 30-40 cm, y direcciones NE-SW y NW-SE. El rango mareal en mareas vivas supera habitualmente los 4 m por sobreelevación (Puertos del Estado. Mareógrafo de Vigo). Por su trazado N-S, el sector se caracteriza como un ambiente de alta energía, con un oleaje dominante del NW, seguido de SW y W, siendo el 34 % de las alturas significantes mayores de 3 m, registrándose olas de hasta 11 m (Puertos del Estado, Boya de Cabo Silleiro).

El estudio se ha realizado en una pequeña ensenada abierta a favor de las fracturas de dirección NW-SE, en la cual se observa la existencia de una plataforma intermareal rocosa, sobre cuyos segmentos superiores se dispone una playa de bloques y cantos, adosada a aun acantilado modelado sobre materiales sedimentarios de origen continental. La plataforma tiene una anchura total entre 40/50 m, con pendientes entre 2° y 3°, presentando una topografía irregular, ruiforme, en los niveles mareales inferiores, mientras que entre los niveles medios de marea y el extremo distal de la playa, aparecen progresivamente formas pulidas. La playa presenta una gradación granulométrica hacia el sur, disminuyendo el tamaño de los clastos desde bloques (eje b > 60 cm) hasta un predominio de cantos (media de 7.5 cm en el eje b). En correspondencia con la granulometría, y manteniéndose dentro del dominio reflectivo, la playa presenta un perfil más suave y una mayor anchura hacia el extremo sur.

DISCUSIÓN

La intensidad y frecuencia de los procesos de abrasión sobre los sectores rocosos, y especialmente sobre las plataformas intermareales rocosas, se encuentra condicionada por los factores que afectan al movimiento de los clastos en playas de material grueso, pero muy especialmente por la influencia de la geometría de las plataformas en la disipación de la energía de la ola. Pueden identificarse varios tipos de emplazamientos:

1. Márgenes y frentes distales con clastos de pequeño tamaño. Sectores de baja energía, que registran cambios de perfil rápidos en respuesta a los cambios energéticos del oleaje. En los extremos distales la abrasión se produce en una amplia franja de hasta 4-5 m, mientras que en los márgenes la abrasión se extiende en una franja vertical de unos 1-2m, por encima de la cual aparece una topografía rugosa.

2. Clastos confinados en canales estructurales poco profundos. Pueden localizarse en sectores de alta o baja energía, ya que el tamaño de los clastos se encuentra en equilibrio con el ambiente energético. Los clastos se movilizan sobre un área reducida, dependiendo de la morfología del canal. Puede observarse desde mecanismos de rodamiento hasta simples oscilaciones.

3. Clastos semiconfinados en canales estructurales profundos. Al tratarse de canales con una geometría más definida, tienden a producirse fenómenos de compresión y aceleración del agua, incrementando la energía del oleaje. Los movimientos de los clastos son más intensos y frecuentes, pudiendo producirse desplazamientos transversales de los clastos sobre distancias de varios metros. Igualmente, presentan una franja abrasiva vertical en las paredes de los tramos más profundos del canal.

4. Escarpes sobre la plataforma rocosa. Preferentemente en sectores de alta energía y clastos de tamaño medio o bloques, tras los que se localiza un escarpe, o en ocasiones grandes bloques, que impiden su desplazamiento hacia la playa. El mecanismo más habitual es la pivotación u oscilación, y generalmente la abrasión se reduce a una franja tanto más estrecha cuanto mayor sea el tamaño del bloque.

5. Marmitas de cavitación. Uno de los procesos más conocidos, en el que los clastos son capturados en una oquedad abierta a favor de una diaclasa. El tamaño de los clastos se encuentra en relación con la energía del oleaje, pudiendo variar desde cantos hasta bloques. Los clastos pueden ser evacuados de la marmita, cesando la abrasión hasta que otro clasto o grupo de clastos sea capturado. Conforme profundiza la marmita, si el clasto no es evacuado, puede producirse una reducción del tiempo de operación, hasta llegar a ser ocasional.

CONCLUSIONES

Los procesos de abrasión en playas de material grueso presentan mecanismos más complejos que los identificados en playas de material fino. A los factores de energía del oleaje y tamaño de los clastos debe sumarse la topografía de las plataformas, principal responsable de la distribución de la energía del oleaje. El tiempo durante el cual la abrasión es un proceso activo, así como su intensidad, juega un importante papel en el modelado de las plataformas intermareales rocosas, además

de en otros aspectos como el cubrimiento biológico y la reconstrucción de su evolución reciente.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto PGDIT03PXIB1003PR, Concellería de Innovación, Industria y Comercio.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Robinson, L.A. (1977a): The morphology and development of the northeast Yorkshire shore platform; *Marine Geology*, 23: 237-255.
- Robinson, L.A. (1977b): Marine erosive processes at the cliff foot; *Marine Geology*, 23: 237-255.
- Robinson, L.A. (1977a): Erosive processes on the shore platform of Northeast Yorkshire; *Marine Geology*, 23: 339-361.
- Stephenson, W.J. and Kirk, R.M. (1998): Rates and patterns of erosion on intertidal shore platforms, Kaikoura Peninsula, Southland Island, New Zealand; *Earth Surface Processes and Landforms*, 23: 1071-1085.
- Stephenson, W.J. and Kirk, R.M. (2000a): Development of shore platforms on Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand II: the role of waves; *Geomorphology*, 32: 21-41.
- Stephenson, W.J. and Kirk, R.M. (2000b): Development of shore platforms on Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand II: the role of subaerial weathering; *Geomorphology*, 32: 43-56.
- Sunamura, T. (1992): *Geomorphology or rocky coasts*; Chichester, John Wiley.
- Trenhaile, A.S. (1987): *The geomorphology or rock coasts*; Oxford, Oxford University Press.
- Trenhaile, A.S. (2000): Modelling the development of wave-cut shore platforms; *Marine Geology*, 166: 16-178.
- Trenhaile, A.S. (2001): Modelling the effect of weathering on the evolution and morphology of shore platforms; *Journal of Coastal Research*, 17: 398-406.
- Trenhaile, A.S. (2004): Modelling the accumulation and dynamics of beaches on shore platforms; *Marine Geology*, 206: 55-72.

LAS TERRAZAS MARINAS DE LOS ULTIMOS 140 KA, COMO GEO-BIO MARCADORES DE LA INESTABILIDAD CLIMÁTICA Y DEL NIVEL DEL MAR: ARCHIPIÉLAGOS DE CABO VERDE Y CANARIAS

Zazo, C.¹, Goy, J.L.², González, A.², Hillaire-Marcel, C.³, Dabrio, C.J.⁴, Bardaji, T.⁵, Cabero, A.¹, Ghaleb, B.³, Lario, J.⁶, Luque, L.⁷, Silva, P.G.⁸, Soler, V.⁹ y Gillot, P.Y.¹⁰

- (1) Dpto. Geología, Museo Nal. CC. Naturales, CSIC, 28002-Madrid. mcnzc65@mncn.csic.es
- (2) Dpto. Geología, Facultad de Ciencias, Univ. Salamanca, 37008-Salamanca
- (3) Université du Québec à Montréal, GEOTOP-UQAM, Montréal, QC, Canada H3C 3P8.
- (4) Dpto Estratigrafía-UCM e Inst. Geología Económica, CSIC, Univ. Complutense, 28040-Madrid
- (5) Dpto Geología, Edificio Ciencias, Universidad de Alcalá, 28871-Alcalá de Henares.
- (6) Departamento de Ingeniería Geológica y Minera, Facultad de Ciencias del Medio Ambiente, Universidad de Castilla La Mancha, Toledo.
- (7) Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel. Avda. Sagunto s/n, 44002 Teruel.
- (8) Dpto Geología, Univ. Salamanca, Escuela Politécnica Superior de Ávila. 05003-Ávila.
- (9) Estación Volcanológica de Canarias, Instituto de Productos Naturales-CSIC. Avda. Astrofísico Francisco Sánchez, 3. 38206-La Laguna, Tenerife.
- (10) Lab. de Geochronologie (UPS-IPGP), Sciences de la Terre, Université du Paris Sud, 91405 Orsay.

RESUMEN

El estudio morfosedimentario y paleontológico de las terrazas marinas del Último Interglacial en regiones situadas en el Atlántico tropical y subtropical, y su comparación con el registro contemplado en la región Mediterránea, permite deducir fuertes variaciones climáticas y del nivel del mar relacionados con cambios en las condiciones oceanográficas y atmosféricas que permitieron, durante algunos periodos, la entrada de "fauna cálida Senegalesa" en el Mediterráneo. Desplazamientos y cambios en la morfología e intensidad del Giro Atlántico subtropical y del centro de Altas presiones durante los últimos dos ciclos glaciares, son sugeridos como los responsables de la ausencia de dicha fauna cálida en los Archipiélagos de Azores, Canarias, costas del Golfo de Cádiz y del Mediterráneo, durante el Presente Interglacial.

Palabras Clave: Fauna senegalesa, OIS 5e, "highstand", Giro Atlántico subtropical

INTRODUCCIÓN

Al inicio de los noventa la publicación de los resultados obtenidos en los sondeos, realizados en el Atlántico Norte, de hielo (Dansgaard *et al.*, 1993) y marinos (Bond *et al.*, 1993) pusieron en entredicho algunas asunciones sobre el clima y el nivel del mar durante los períodos glaciares e interglaciares. Los sondeos no solo demostraron una variabilidad climática rápida (sub-Milankovitch), durante el Último período Glacial, sino también durante el Último Interglacial. En este caso el siempre considerado pico (OIS 5e) más cálido, con una duración de ~10 Ka, resultó ser bastante más inestable que el Presente Interglacial, y con una duración de casi el doble de lo que previamente se había considerado.

Los registros en la costa de los cambios climáticos y del nivel del mar, aunque más discontinuos, son de capital importancia por cuanto que el conocimiento de las respuestas de los litorales a dichos cambios influyen directamente en los asentamientos humanos.

El objetivo de este trabajo es aportar datos, y en muchos casos dudas, sobre los mecanismos que controlan las variaciones del nivel del mar, a partir del análisis de las terrazas marinas con su componente geológico y biológico, particularmente la “fauna Senegalesa”, según los registros obtenidos en las Islas de Cabo Verde y Canarias y su comparación con las del Mediterráneo Occidental (Fig.1), para los últimos 140.000 años.

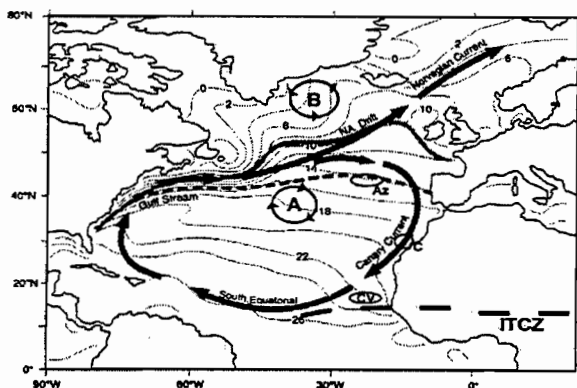


Figura 1. Mapa de la circulación actual del Atlántico Norte, con valores de SST del mes de enero. Posición actual del giro Atlántico sub-tropical. La línea gruesa gris, indica la posición actual del límite entre el giro subtropical y el subpolar, los trazos gruesos discontinuos señalan el límite durante el máximo del Último Glacial (según Pailler y Bard, 2001). (A) (B) Centros de altas y bajas presiones, ITCZ zona intertropical de convergencia, todos en la situación NAO + (C.V. Cabo Verde, C. Canarias, Az. – Azores).

ARCHIPIÉLAGO DE CABO VERDE – ARCHIPIÉLAGO CANARIO: SIMILITUDES Y DIFERENCIAS

El Archipiélago de Cabo Verde presenta un clima tropical seco, con medias anuales de temperatura y precipitación del orden del 24° C y 102 mm respectivamente. La media anual de la SST es de 23° C. Vientos dominantes: los Alisios del NE, y en menor medida el harmatan del Este.

El Ultimo Interglacial (Zazo *et al.*, 2004), dependiendo de la dinámica litoral presenta dos aspectos diferentes. En la zona Sur, dos estrechas terrazas marinas que hacia tierra pasan a cordones litorales, se presentan ligeramente encajadas a 1.5 y 2.5 m. En la costa Noroeste donde la dinámica marina es mucho más fuerte, los depósitos son escasos, y lo que se observa son estrechas plataformas, dos/tres, que llegan a alcanzar los 4 m de altura.

En la costa Sur los depósitos son biocalcareníicos, ricos en fauna, destaca la presencia de corales (*Siderastrea radians*, *Favia fragum*), *S. bubonius*, *Harpa rosae*, *G. cucullata*, *C. viverratus*, *Conus* (numerosas especies), etc. Los datos obtenidos a partir de las medidas de Th/U en corales, dan edades entre los 134 y 106 Ka, por lo que a estas terrazas se les asigna una edad correspondiente al OIS 5e.

En el Archipiélago Canario (Fuerteventura y Lanzarote) el clima de tipo árido, con temperaturas y precipitaciones medias anuales del orden de 19° C y 100 mm respectivamente. Vientos dominantes: los alisios del NE y los del Oeste atlánticos. La SST media anual es de 21°C.

Los depósitos marinos correspondientes al Ultimo Interglacial, se caracterizan por presentar escaso desarrollo, y en algunos casos, dependiendo de la orientación del sector costero, abundante fauna de la denominada “Senegalesa”. En el caso más completo, tres oscilaciones positivas del nivel del mar se registran durante el OIS 5e, con edades Th entre 137 y 105 Ka, los depósitos asociados a estos “highstands” están separados por fuertes superficies erosivas, o depósitos continentales poco potentes, de escorrentía.

En general los datos sedimentológicos y petrológicos, sugieren que durante las fases iniciales del OIS 5e el clima era algo más húmedo que el actual. Depósitos fluvio-marinos, en las dos islas, se observan en la base de la secuencia del Ultimo Interglacial.

En ambos archipiélagos la fauna cálida, se registra a lo largo de todo el Cuaternario, excepto en Canarias durante el Holoceno. En lo referente al Ultimo Interglacial, lo más común es el registro de dos highstands durante el subestadio isotópico 5e, lo que sugiere inestabilidad climática –cambios del nivel del mar. En el caso de Canarias, un clima más húmedo se registra durante el inicio del OIS 5e, mientras que en Cabo Verde el clima debió ser semejante durante dicho período.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La presencia durante el Ultimo Interglacial de fauna cálida “Senegalesa”, *S. bubonius* y “sus acompañantes” es común, no sólo en los archipiélagos de Canarias y Cabo Verde sino que también se registra en el Archipiélago de Azores (García-Talavera, 1990), Golfo de Cádiz (Zazo *et al.*, 2004) y ampliamente en el Mediterráneo (Goy *et al.*, 1993, Hillaire-Marcel *et al.*, 1996, Zazo *et al.*, 2003), con la salvedad de que tanto en Azores como en el Golfo de Cádiz, está ausente el *Strombus*. Durante el Presente Interglacial, de las áreas estudiadas, tan solo habita en las Islas de Cabo Verde. Esto se debe a que la circulación oceanográfica-atmosférica del Ultimo Glacial y Presente Interglacial han impedido la migración de la fauna tropical hacia la zona subtropical.

Parece lógico pensar que las migraciones de la “fauna Senegalesa” se han llevado a cabo a través de las corrientes superficiales que componen el denominado “Giro Atlántico Subtropical” (Figura 1), cuya morfología, extensión e intensidad ha variado con certeza a lo largo de los dos últimos ciclos glaciares (Calvo, 2001; Pailler y Bard, 2002; Rogerson *et al.*, 2004), variaciones que están directamente relacionadas con la posición del Frente Polar y con las posiciones de los centros de Altas y Bajas presiones (Fig. 1).

Los datos anteriormente señalados, junto con los deducidos de los sondeos en el Mar de Alborán (Martrat *et al.*, 2004), señalan un comportamiento climático y oceanográfico muy diferente durante el Penúltimo y Ultimo Glacial. Los problemas que aún quedan pendientes tales como: 1. Cuáles son los períodos, fríos o cálidos, que favorecen la entrada en el Mediterráneo de la “fauna Senegalesa”; 2. el comportamiento de las larvas de dichas especies, en particular en lo referente al tiempo que transcurre entre el estado larvario y el de juvenil-adulto.

AGRADECIMIENTOS

Proyectos BTE 2002-1065 y 1691, BTE 2003-2916, IGCP-495, INQUA Coastal and Marine Processes Comm.

BIBLIOGRAFÍA

Bond, G.C.; Broecker, W.; Johnsen, S.; McManus, J.; Labeyrie, L.; Jouzel, J. y Bonani, G. (1993): Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice; *Nature*, 365: 143-147.

- Calvo, E.; Villanueva, J.; Grimalt, J.O.; Boelaert, A., Labeyrie, L. (2001): New insights into the glacial latitudinal temperature gradients in the North Atlantic. Results from U_{37}^K sea surface temperatures and terrigenous inputs; *Earth and Planetary Science Letters*, 188: 509-519.
- Dansgaard, W.; Johnsen, S.J.; Clausen, H.B.; Dahl-Jensen, D.; Gundestrup, N.S.; Hammer, C.U.; Hvidberg, C.S.; Steffensen, J.P.; Sveinbjörnsdóttir, A.E.; Jouzel, J. y Bond, G. (1993): Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record; *Nature*, 364, 218-220.
- García-Talavera, F. (1990): Fauna Tropical en el Neotirreniense de Santa María (I. Azores); *Tai. Congr. Sorrento*, Napoli, 439-443.
- Goy, J.L.; Zazo, C.; Bardají, T.; Somoza, L.; Causse, C. y Hillaire-Marcel, C. (1993): Eléments d'une chronostratigraphie du Tyrrhénien des régions d'Alicante-Murcia. Sud-est de l'Espagne; *Geodin. Acta*, 6: 103-119.
- Hillaire-Marcel, C.; Gariépy, C.; Ghaleb, B.; Goy, J.L.; Zazo, C. y Cuerda, J. (1996): U-series measurements in Tyrrhenian deposits from Mallorca. Further evidence for two last interglacials high sea-levels in the Balearic Islands; *Quat. Sci. Rev.*, 15: 53-62.
- Moreno, A. (2002): Saharan dust transport and high-latitude glacial climatic variability: the Alboran sea record; *Quaternary Research*, 58: 318-328.
- Pailler, D. y Bard, E. (2002): High frequency palaeoceanographic changes during the past 140000 yr recorded by the organic matter in sediments of the Iberian Martin; *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaecology*, 181: 431-452.
- Rogerson, M.; Rohling, E.J.; Weaver, P.P.E. y Murray, J.W. (2004): The Azores Front since the Last Glacial Maximum; *Earth and Planetary Science Letters*, 222: 779-789.
- Zazo, C.; Goy, J.L.; Hillaire-Marcel, C.; Gillot, P.Y.; Soler, V.; González, J.A.; Dabrio, C.J. y Ghaleb, B. (2002): Raised marine sequences of Lanzarote and Fuerteventura revisited – a reappraisal of relative sea-level changes and vertical movements in the eastern Canary Islands during the Quaternary; *Quaternary Science Reviews*, 21: 2019-2046.
- Zazo, C.; Goy, J.L.; Dabrio, C.J.; Bardají, T.; Hillaire-Marcel, C.; Ghaleb, B.; González-Delgado, J.A. y Soler, V. (2003): Pleistocene raised marine terraces of the Spanish Mediterranean and Atlantic coasts: records of coastal uplift, sea-level highstands and climate changes; *Marine Geology*, 194: 103-133.
- Zazo, C.; Goy, J.L.; Bardají, T.; González, A.; Hillaire-Marcel, C.; Dabrio, C.J.; Lario, J.; Civis, J.; Luque, L., Ghaleb, B.; Borja, F., Silva, P.G.; González-Hernández, F.; Soler, V. y Gillot, P.Y. (2004): El efecto de los ciclos climáticos en las variaciones del nivel del mar; En: *Miscelánea en Homenaje a Emiliano Aguirre, vol. 1 Geología*, Museo Arqueológico Regional, Alcalá de Henares: 156-167.

SALIDAS DE CAMPO

RASGOS GEOLÓGICOS PRINCIPALES DEL ARCHIPIÉLAGO CANARIO Y DE LA ISLA DE GRAN CANARIA

Mangas Viñuela, J.

Dpto. de Física. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Campus de Tafira. 35.017 Las Palmas de Gran Canaria. jmangas@dfis.ulpgc.es

1) INTRODUCCIÓN

El archipiélago canario está constituido por 7 islas y varios islotes y montañas submarinas que se sitúan entre las latitudes 27 y 30° N y se extienden a lo largo de unos 500 Km, estando el límite oriental del archipiélago a tan sólo 100 Km de la costa africana (Fig. 1). Las islas oceánicas de origen volcánico suelen ser edificios que se levantan del fondo oceánico, primero por apilamiento de materiales de erupciones submarinas y luego subaéreas. Los edificios canarios se levantan sobre profundidades abisales de entre 3.000 y 4.000 m., por lo que las islas serían construcciones geológicas con alturas que pueden sobrepasar los 7.000 m. (el Teide tiene una altitud de 3.718 m.).



Figura 1. Mapa de situación de las Islas Canarias y edades del vulcanismo subaéreo más antiguo en cada una de ellas (Carracedo, 2003).

Las islas orientales de Fuerteventura y Lanzarote constituyen un solo edificio insular pues están separadas por el estrecho de la Bocaina que tiene fondos de menos de 40 m (Fig. 1). Este edificio tiene una orientación N-NE y es paralelo al margen conti-

mental africano. Los edificios insulares de Gran Canaria, Tenerife y La Gomera se distribuyen en una alineación E-O, pero el de La Palma situado al N y el de El Hierro al S constituyen una bifurcación de anterior alineación. Por otra parte, existen varias alineaciones de montañas submarinas en el área del archipiélago canario como son: el Banco de la Concepción al N de Lanzarote, los edificios de Amanay y el Banquete al SO de Fuerteventura, y Las Hijas al SE del El Hierro (Rihm *et al.*, 1998).

Desde el punto de vista geotectónico, el archipiélago canario son islas volcánicas intraplaca oceánica que se sitúan en el margen continental pasivo de la placa africana. La actividad magmática submarina más antigua en las islas comenzó en el Oligoceno (alrededor de 35 m.a. en Fuerteventura) y las erupciones se desarrollaron sobre una litosfera oceánica del Jurásico inferior, de unos 165 m.a. (Rothe, 1968; Robertson y Stillman, 1979; Ibarrola *et al.*, 1989; Steiner *et al.*, 1998). La litosfera oceánica presente en la zona se formó en la dorsal lenta del Atlántico central. Con relación al vulcanismo subaéreo de las islas, cabe resaltar que cada una tiene una historia distinta. Así, por ejemplo, el vulcanismo subaéreo más antiguo ha sido datado como Mioceno inferior en las islas más orientales de Fuerteventura y Lanzarote (Ancochea *et al.*, 1996), mientras que es Cuaternario en las islas más occidentales de La Palma y El Hierro (Guillou *et al.*, 1996 y 2001) (Fig. 1). Además, todas las islas, menos La Gomera, han tenido diversas erupciones volcánicas en el último millón de años y en las islas de Lanzarote, Tenerife, La Palma y El Hierro ha habido erupciones históricas en los últimos 500 años. La distribución de islas y montañas submarinas en el área de Canarias ha estado controlada por la estructura y propiedades de la litosfera oceánica en esta zona y por procesos magmáticos y esfuerzos y deformaciones tectónicas desarrollados, tanto a nivel regional como insular, a lo largo el tiempo geológico.

Los estudios de las rocas ígneas (plutónicas y volcánicas) llevados a cabo en Canarias desde la década de los 60 hasta la actualidad confirma que pertenecen a la serie alcalina subsaturada (Fuster *et al.*, 1968, ITGE, 1992; Carracedo *et al.*, 2002; Vera, 2004). Así, por ejemplo, es común encontrar lavas volcánicas clasificadas como nefelinitas, basanitas, basaltos alcalinos, tefritas, hawaitas, mugearitas, fonolitas tefríticas, fonolitas, traquitas, entre otros. Los análisis químicos llevados a cabo en estas lavas volcánicas indican que estos materiales se encuadran generalmente en el campo alcalino subsaturado, con escasos ejemplos saturados (Fig. 2). Así, en esta figura 2, se observa un agrupamiento bimodal en las islas con composiciones basalto-basanita y traquita-fonolita, y corresponden a materiales moderadamente alcalinos (basalto alcalino-traquita) o altamente alcalinos (basanita-fonolita). Rocas con tendencia toleítica sólo han sido identificadas ocasionalmente en lavas antiguas de Gran Canaria y en las históricas de Lanzarote. También, hay ciertas diferencias en la alcalinidad y la saturación en sílice de tipos de rocas entre las islas. Así, Gran Canaria tiene rocas que abarcan todas las composiciones desde muy poco alcalinas a muy alcalinas y con términos subsaturados y saturados, mientras que en otras islas la alcalinidad y la subsaturación

es más homogénea. Las islas que contienen menos rocas diferenciadas o sálicas son Lanzarote y El Hierro. Por otra parte, los estudios geoquímicos de isótopos radiogénicos llevados a cabo en rocas de Canarias en los últimos años confirman que los magmas canarios proceden de fusiones parciales de un componente mantélico HIMU mezclado con otros de manto enriquecido (EM) y empobrecido (DM) (Cousens *et al.*, 1990; Weaver, 1991; Hoernle y Tilton, 1991; Hoernle *et al.*, 1991; Hoernle y Schmincke, 1993; Neuman *et al.*, 1995; Thirwall *et al.*, 1997).

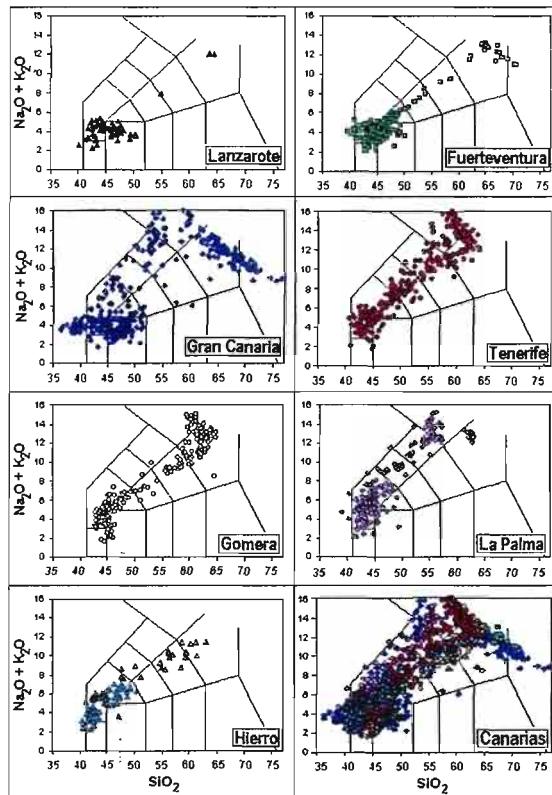


Figura 2. Diagramas TAS de rocas volcánicas analizadas en Canarias en general y en cada una de las islas (Vera, 2004).

Los datos geofísicos de refracción sísmica y de anomalías magnéticas sugieren que todas las islas están asociadas a una litosfera oceánica y que el límite con la continental estaría localizado entre las islas más orientales y la costa de África (Roest *et al.*, 1992). Este límite no es observable puesto que está cubierto por un apilamiento nota-

ble de sedimentos de unos 10 Km. de potencia. La anomalía magnética "S1" (175 m.a.) ha sido identificada entre las islas de Fuerteventura y Lanzarote, y el continente africano y la anomalía M25 (Jurásico Medio, 156 m.a.) está situada entre las islas de La Palma y el Hierro. Por otro lado, datos sísmicos en la zona del archipiélago confirman la discontinuidad de Mohorovicic a una profundidad de aproximadamente 13 Km. y la existencia de un abombamiento litosférico de unos 500 m. (Canales y Daño-beitia, 1998).

2) HIPÓTESIS GENÉTICAS DEL ARCHIPIÉLAGO CANARIO

El origen de las Islas Canarias sigue siendo aún controvertido, puesto que todas las hipótesis propuestas a lo largo del tiempo han sufrido objeciones y críticas (Carracedo *et al.*, 1998; Anguita y Hernán, 2000; Vera, 2004). Así, algunos autores apoyan la idea de que este archipiélago volcánico intraplaca está asociado a plumas del manto (Schmincke 1973; Hoernle y Schmincke, 1993; Hoernle *et al.*, 1995; Oyarzun *et al.*, 1997; Carracedo *et al.*, 1998; Canas *et al.*, 1998, entre otros, Fig. 3), otros han propuesto hipótesis como la de fractura propagante desde la cordillera del Atlas hasta la zona del archipiélago (Anguita y Hernán, 1975), la de dorsal extensional local activa desde el Cenozoico (Fuster, 1975), la de bloques levantados por tectónica compresiva (Araña y Ortiz, 1986), o últimamente se ha elaborado un modelo integrador de las anteriormente descritas (Anguita y Hernán, 2000).

Actualmente, nadie duda que Canarias es un hotspot pues es una región intraplaca con vulcanismo persistente. Ahora bien, existe controversia en determinar si el archipiélago canario es una anomalía de fusión producida por plumas mantélicas profundas o por mecanismos someros en una astenosfera que esta cerca de su punto de fusión y dominada por procesos tectónicos activos y/o por mecanismos pasivos como variaciones de fertilidad magmática (Fig. 3). Así, por ejemplo, Courtillot *et al.* (2003) estudian 49 puntos calientes y señalan 5 criterios para conocer a que profundidad del manto se originan las plumas y que mecanismos dan lugar al vulcanismo superficial intraplaca. Los criterios utilizados por estos autores son: 1) la existencia de una cadena de volcanes con progresión de edades; 2) la presencia de una LIP (Large Igneous Province) al principio de la rotura litosférica (presencia de basaltos plateau cerca de las islas más antiguas de la cadena volcánica); 3) el flujo ascendente mantélico por encima de 1×10^3 kg/s que produzca abombamiento litosférico; 4) las relaciones isotópicas altas de $^3\text{He}/^4\text{He}$ (de 7 a 10 veces la relación atmosférica RA); y 5) las bajas velocidades de ondas sísmicas S en el manto (a 500 Km. y a 2.850 Km. de profundidad). Estos autores, consideran que los hotspot analizados que cumplen más de 3 criterios pueden tener su origen asociado a plumas mantélicas profundas (en la discontinuidad D") y los denominan hotspot primario o "Morganiano" (como por ej., los de Hawai, Easter, Louisville en el Pacífico, e Islandia, Afar, Reunión y Tristan en el Índico-

Atlántico). Estos autores analizan el hotspot de Canarias e indican que sólo cumple los criterios 3 y 5, por lo que determinan que es un hotspot terciario (o “Andersoniano”), es decir con un origen superficial o astenosférico y/o asociado a esfuerzos tensionales en la litosfera y a fusiones parciales por descompresión. No obstante, indicaremos que Canarias también cumple el criterio (1), aunque ellos no lo consideraron, pues se observa que hay cierta progresión de edades del vulcanismo subaéreo desde las islas orientales más viejas a las occidentales más jóvenes. Por lo tanto, Canarias tendría también 3 criterios y su origen puede estar asociado a una pluma primaria (o Morgagniana), es decir originada en las zonas profundas del manto inferior terrestre.

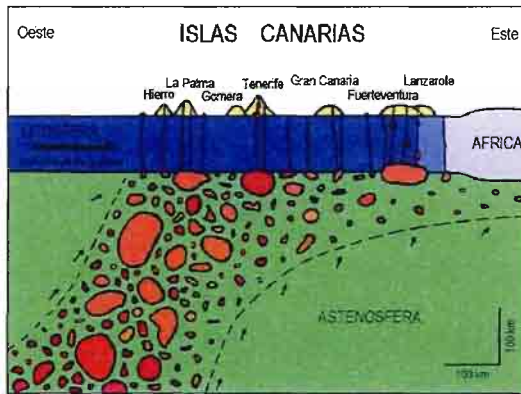


Figura 3. Modelo de pluma mantélica para el archipiélago canario caracterizada por burbujas (blobs) fértiles de magma que generarían el vulcanismo intraplaca oceánica (Hoernle y Schmincke, 1993; tomado de Vera, 2004).

Por otro lado, Anderson (2005) analiza 62 puntos calientes y amplía a 12 los criterios de caracterización del origen de estas anomalías de fusión. Los criterios que considera son: la progresión de edades en la cadena volcánica; el abombamiento importante en la zona; los valores isotópicos altos de ^3He (o $^3\text{He}/^{22}\text{Ne}$); el LIP asociado a la isla más antigua; las anomalías tomográficas a profundidades de 110, 290, 500, 1000 Km. y en el manto más inferior (con bajos valores de velocidad de ondas sísmicas); el adelgazamiento de la Zona de Transición; el alto flujo térmico; y la alta temperatura del magma. Además, distingue los criterios que son característicos “de pluma” (o profundos) de los “de placa” (o someros), para así determinar si los hotspot son producidos por influencia de una pluma termal profunda o por mecanismos someros con control litosférico y astenosférico. Por ejemplo, este autor considera como criterios a favor de la hipótesis de placa: la ausencia de abombamiento en el hotspot; la falta de anomalías tomográficas a varias profundidades; la no progresión de edades en

la cadena volcánica; la baja temperatura de magmas o sus fuentes (con relación a los MORB); el bajo flujo térmico; el emplazamiento magmático a lo largo de zonas de fractura preexistentes o transformantes, entre otros. Además, el indica que si el hotspot analizado cumple con 4 criterios de pluma (1/3 de los criterios) pueden considerarse un hotspot con relación a plumas de origen mantélico profundo y si tiene más de 5 de placa entonces el hotspot está influenciado por mecanismos someros de carácter tectónico o de fertilidad magmática.

Resulta que cuando este autor analiza el hotspot de Canarias, indica este archipiélago no tiene LIP en las islas más antiguas(las orientales); el flujo ascendente es de 1 Mg/s; el valor del geoide es de 6.8 m.; las relaciones isotópicas de $3\text{He}/4\text{He}$ y 3He son bajas; las velocidades de ondas sísmicas a 290 Km. son altas y bajas a 500 Km., en el manto inferior y en la base del manto D'' (Courtillot *et al.*, 2003; Montelli *et al.*, 2004; Garnero *et al.*, 1998) y el archipiélago esta asociado a una zona de fractura. Además, en esta caracterización no tuvo en cuenta ciertos datos en el archipiélago canario por su inexistencia, como por ejemplo, el espesor de la Zona de Transición en esta zona, el valor de fijación o movimiento del punto caliente a lo largo del tiempo, los valores de temperatura y el flujo térmico, o las tomografías en el manto superior a 110 Km. y 1000 Km. de profundidad. Por lo tanto, este autor concluye que Canarias obtienen una valoración de 4 criterios de pluma junto con 5 de placa. Por consiguiente, el origen del punto caliente de Canarias estaría influenciado tanto por ascensos mantélicos profundos (valoración de pluma) como por mecanismos someros en la litosfera y astenosfera (valoración de placa).

En conclusión, si tenemos en cuenta los estudios realizados sobre el origen del magmatismo de Canarias por numerosos investigadores, podemos resumir que el punto caliente de Canarias tuvo influencias tanto de una pluma con raíces en el manto inferior como de mecanismos someros ligados a la astenosfera y a la litosfera a lo largo del Cenozoico (ya a factores activos controlados por la tectónica regional y local, ya a características pasivas del manto superior como puede ser su fertilidad en este área). Ahora bien, son necesarios más estudios geológicos en las islas Canarias para conocer con más precisión las distintas influencias mantélicas, someras o profundas, y litosféricas en esta zona del océano Atlántico Central.

3) FORMACIÓN DE ISLAS OCEÁNICAS DE ORIGEN VOLCÁNICO: ARCHIPIÉLAGO CANARIO E ISLA DE GRAN CANARIA

Walter (1990) definió para las islas Hawai un modelo de formación insular en varias etapas (Fig. 4): 1) fase submarina profunda, donde se producen emisiones submarinas tranquilas de lavas masivas, pilowlavas y hialoclastitas de composición máfica alcalina, que dan lugar a un edificio submarino con la posibilidad de presentar una caldera en su parte sumital; 2) fase submarina emergente, la cima del edificio insular

submarino ha alcanzado ya menos de 700 metros de profundidad y presenta un vulcanismo más explosivo con formación de hialoclastitas, brechas volcánicas y pillows de composición máfica toleítica; 3) fase de construcción en escudo, donde el edificio insular subaéreo se ha desarrollado debido a la emisión de un volumen importante de coladas volcánicas toleíticas. Este volcán en escudo puede presentar caldera en la cima y la inestabilidad de sus laderas (subaéreas o submarinas) puede desencadenar deslizamientos gravitacionales gigantes; 4) fase de declive alcalino, caracterizado por la emisión de un volumen reducido de rocas volcánicas diferentes (intermedias y ácidas); 5) fase erosiva, desaparece la actividad volcánica en la isla y se genera su desmantelamiento progresivo, dando lugar a depósitos sedimentarios bio-detríticos; 6) fase de reactivación volcánica, caracterizada por la emisión puntual y reducida de rocas volcánicas ultramáficas y máficas que proceden de fuentes magmáticas diferentes a las fases anteriores; 7) fase de atolón, se produce la subsidencia del edificio insular hacia profundidades generándose construcciones coralinas en zonas litorales y de plataforma; y, por último, 8) fase de guyot, caracterizada por el hundimiento de la isla hasta aguas profundas, con la consiguiente muerte de los arrecifes de coral.

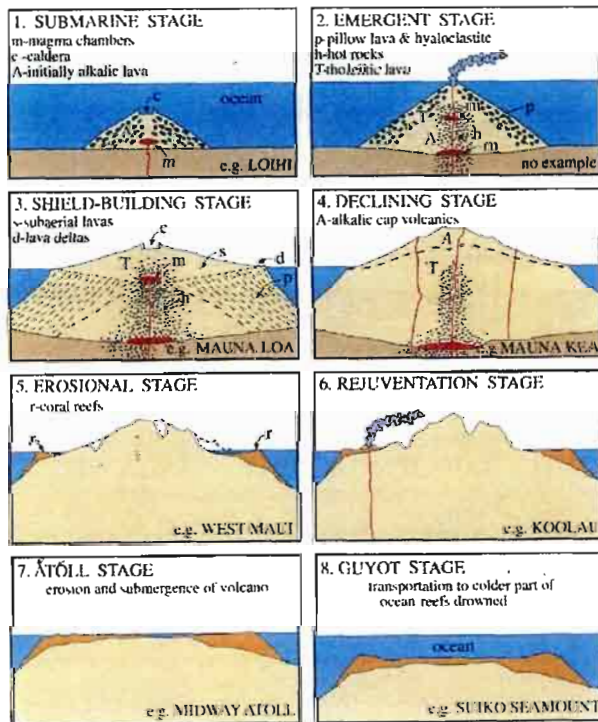


Figura 4. Etapas del modelo de formación de islas en el archipiélago hawaiano (Blay y Siemers, 1998, modificado de Walker, 1990)

3.1) El caso del archipiélago canario

Si analizamos las características geológicas de las islas Canarias con relación a las fases genéticas del modelo hawaiano descrito en el apartado anterior, comprobaremos que existen ciertas similitudes y diferencias que vamos a analizar a continuación. Así:

a) Las fases submarinas de las islas Canarias, al igual que en otros archipiélagos intraplaca, constituyen más del 90% del volumen total de los edificios insulares (Schmincke, 1982). Estos materiales y morfologías submarinas, correspondientes a las fases 1 y 2 del modelo de Walker (1990), han sido estudiados recientemente en Hawai en campañas oceanográficas centradas en el volcán submarino de Loihi, en los rift activos sumergidos de las islas y en sondeos profundos (Clague *et al.*, 1995; García *et al.*, 1998; Quane *et al.*, 2000; Moore, 2001; Johnson *et al.*, 2002). En Canarias no se han estudiado todavía a este nivel los materiales submarinos pero se pueden observar en afloramientos subaéreos debido a la importante tectónica regional-insular (esfuerzos compresivos y de cizalla dúctil) y a procesos de abombamiento magmático que ha producido levantamientos de orden kilométrico de bloques que contienen materiales de la litosfera oceánica mesozoica y de las fases de construcción submarina insular cenozoica (Cendrero, 1970 y 1971; Gastesi, 1973; Stilman *et al.*, 1975; Robertson y Stilman, 1979; Staudigel y Schmincke, 1984; Cantagrel *et al.*, 1984; Staudigel *et al.*, 1986; Ancochea *et al.*, 1996; Fernández *et al.*, 1997; Steiner *et al.*, 1998, entre otros). Además, el desmantelamiento insular posterior ha permitido mostrar mejor estos materiales a diferentes altitudes y así hoy día son observables en ciertos lugares de las islas de Fuerteventura (zonas de Ajui y Esquinzo en el oeste de la isla), La Gomera (zona de Vallehermoso en el norte de la isla) y La Palma (zona de Taburiente en el centro-oeste de la isla). Estos afloramientos se caracterizan por presentar ocasionalmente rocas sedimentarias turbidíticas de la litosfera oceánica y frecuentemente rocas volcánicas submarinas (Principalmente pillowlavas, pillowbrechas y/o hialoclastitas de carácter basáltico alcalino) junto con enjambres de diques e intrusiones subvolcánicas alcalinas de composición máfica y ultramáfica. Además de esta variedad litológica, los materiales suelen estar metamorfozados y mostrar cierta complejidad estructural, por lo que su estudio resulta complicado. Estos afloramientos se han denominado en la literatura "Complejos Basales" y están constituidos tanto por materiales mesozoicos (jurásicos y cretácicos) de las capas 1 y 2 de la litosfera oceánica (que afloran sólo en Fuerteventura) como por rocas magmáticas cenozoicas submarinas y subaéreas de los edificios insulares y por los materiales sedimentarios marinos asociados. Las rocas ígneas y sedimentarias de las fases de construcción insular submarina tienen génesis independientes puesto que en la isla de Fuerteventura presentan una edad oligocena y miocena (entre 36 y 18 m.a.), en La Gomera son miocenos (entre 15 y 20 m.a.) y en La Palma son pliocenos (entre 3 y 4 m.a.). En el archipiélago de Hawai no existe una tectónica regional-insular tan notable y por ello no tienen este tipo de aflo-

ramientos subaéreos con materiales correspondientes a las fases de construcción submarina.

b) La fase de construcción en escudo en islas oceánicas ha sido denominado así por la morfología que presentan los edificios volcánicos que se forman en Hawai (Walker, 1990). Las tasas eruptivas en esta fase de escudo que se han medido en los edificios de Kilauea o Mauna Loa en la isla de Hawai son muy altas, del orden de 1 m³/s (Walker, 1990). Además, las erupciones son de carácter fisural o central y presentan esencialmente composiciones geoquímicas de basaltos toleíticos. Como el hotspot hawaiano es muy activo y el movimiento de la placa litosférica es rápida, en pocos cientos de miles de años se construye el volcán en escudo y se configura una isla oceánica como es el caso de las islas de Lanai o Kauai, o se forman varios edificios volcánicos en una sola isla, como son los 5 volcanes en escudo de la isla de Hawai (Kilauea, Mauna Loa, Mauna Kea, Hualalai y Kohala) o los 2 de Oahu (Waianae y Koolau), Maui (Maui Oeste y Maui Este) o Molokai (Molokai Oeste y Molokai Este). Otra característica geológica a destacar durante esta etapa de construcción rápida son los gigantescos deslizamientos gravitacionales que se generaron en las laderas subaéreas y submarinas de los edificios, dando lugar a coladas de derrubios y aludes rocosos que se depositan en los fondos marinos próximos (Moore *et al.*, 1989).

En Canarias existen algunas diferencias con el modelo hawaiano puesto que las tasas eruptivas son más bajas y la dorsal atlántica que genera la placa litosférica es lenta (Carracedo *et al.*, 1998). Así, en esta fase en escudo se produjeron en las islas emisiones centrales o fisurales que dieron lugar a apilamientos de pueden alcanzar potencias de 1 km. Conteniendo esencialmente coladas de basaltos alcalinos, y emitidas en tan solo unos cientos de miles de años, como es el caso de Gran Canaria donde el edificio basáltico mioceno se construyó en unos 400.000 años (de 14,5 a 14,1 m.a.) o a lo largo de varios millones de años, como por ejemplo el edificio Famara en Lanzarote que tardó en formarse más de 6 m.a. (de 10,2 a 3,7 m.a.). Es difícil comprobar hoy día si los edificios volcánicos antiguos canarios mostraban morfologías de volcán en escudo (como los que se pueden ver en Hawai) puesto que durante esta etapa se produjeron diversos fenómenos geológicos que camuflan su forma. Como por ejemplo, largas fases de inactividad volcánica durante su construcción y con importantes procesos de desmantelamiento, emisiones volcánicas posteriores que taparon en parte a los edificios antiguos o gigantescos deslizamientos gravitacionales en sus laderas (Urgeles *et al.*, 1996; Krastel *et al.*, 2001; Masson *et al.*, 2002; Canals, 2003, Figs. 4 y 5). En este sentido, lo que si es frecuente observar en Canarias son morfologías en forma de ceja o herradura de dimensiones kilométricas y que corresponden con las cabeceras subaéreas de estos deslizamientos como, por ejemplo, la caldera de Las Cañadas y los valles de la Orotova y Güimar en Tenerife; Taburiente en La Palma; El Golfo y el Julán en el Hierro; o los arcos litorales de Güigüi y La Aldea de San Nicolás-Agaete en Gran Canaria y Jandía en Fuerteventura, entre otros. Estos deslizamien-

tos geológicos originaron sobre todo aludes rocosos y ocasionalmente colados de derrubios o deslizamientos translacionales y rotacionales (Canals, 2003, Fig. 4).

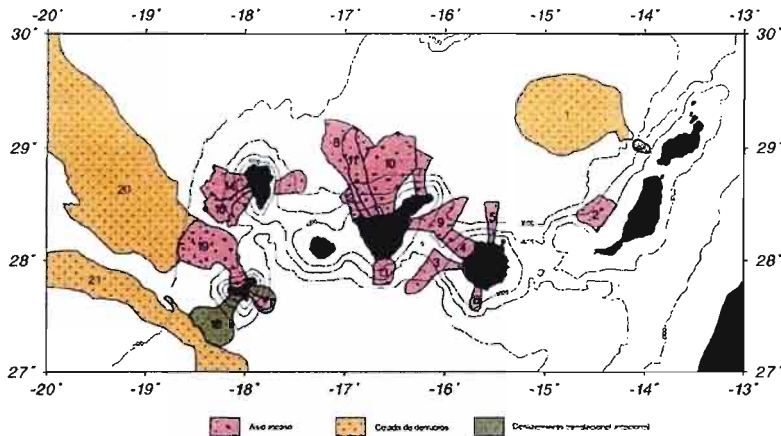


Figura 4. Depósitos asociados a deslizamientos gravitacionales en los flancos de las Islas Canarias (Canals, 2003).

Por otro lado, se han descrito en el archipiélago canario edificios volcánicos de carácter insular, al igual que en Hawái, como es el caso de Gran Canaria o La Gomera, o varios edificios volcánicos en una sola isla como, por ejemplo, los 3 de Fuerteventura o Tenerife (edificios Norte, Centro y Sur, y Anaga, Tenos y Roques del Conde, respectivamente) o los 2 de Lanzarote (edificios Agaches y Famara). Los centros de emisión son difíciles de ver en estos edificios volcánicos pero es de suponer que tendrían un carácter central y/o fisural y una tasa eruptiva alta. En este último caso, es de suponer que numerosos edificios estrombolianos se alinearían a lo largo de rift individuales, como el que se ven actualmente en el sur de La Palma (dorsal de Cumbre Vieja), o de sistemas de fractura triple (en forma de estrella de mercedes) como el que aparece en la isla de El Hierro (Carracedo, 1994).

En la cima de los edificios volcánicos en escudo del archipiélago hawaiano se forman calderas de colapso, como la del volcán Kilauea en la isla de Hawái y con 3 km. de diámetro. Igualmente, en Canarias se han desarrollado calderas de hundimiento pero de dimensiones más grandes, como la de Tejeda en Gran Canaria que tiene unos 20 km. de diámetro.

c) La fase de declive alcalino en Hawái está caracterizada por tasas eruptivas bajas del orden de 0,1 m³/s o 0,5 km³/siglo, como las medidas en los edificios Hualalai o Mauna Kea de la isla de Hawái (Walker, 1990). Así, en pocos miles de años se

emitió un volumen reducido de lavas diferenciadas con composiciones de andesitas a riodacitas. En Canarias, en cambio, el volumen emitido en algunos de los edificios volcánicos es muy notable (puede alcanzar los 1000 km³) y las erupciones correspondientes se desarrollaron a lo largo de varios millones de años. Esto se observa por ejemplo en las islas de Gran Canaria, Gomera y Tenerife donde el magma se diferenció, dando lugar a erupciones de carácter explosivo y a depósitos de coladas lávicas y piroclásticas (ignimbritas) de composición fofolítica y traquítica (y ocasionalmente, riolítica). Por otro lado, estas manifestaciones volcánicas subaéreas estaban conectadas en profundidad con sus respectivas cámaras magmáticas las cuales pueden ser observadas en superficie por el notable desmantelamiento erosivo insular. Así, aparecen afloramientos subvolcánicos de stocks, domos, diques individuales o sistemas cónicos de diques, como los que aparecen en las islas de Gran Canaria y La Gomera.

d) La **fase de inactividad volcánica** se produce por el alejamiento del edificio volcánico con relación al punto caliente y esta etapa puede durar varios cientos de miles de años (por ejemplo, en la isla de Lanai). En esta fase se producen procesos erosivos importantes con el desmantelamiento insular de tal manera que se crean barrancos e interfluvios en el edificio, depósitos detríticos en los barrancos y formaciones sedimentarias detríticas y organógenas en el litoral (arrecifes de coral). En Canarias, aparecen estas fases de inactividad volcánica pero con duraciones de varios millones de años, por lo que algunos edificios volcánicos se desmantelan en gran medida. Así, las fases sin vulcanismo llegó a durar unos 7 m.a. en el edificio Central de Fuerteventura, más de 2 m.a. en el edificio mioceno en La Gomera y unos 2 m.a. en Gran Canaria. Además, asociados a estas fases erosivas se formaron depósitos sedimentarios detríticos que pueden tener potencias superiores al centenar de metros, como por ejemplo la Formación Detrítica de Las Palmas en Gran Canaria. Por otro lado, en Canarias no se desarrollaron depósitos coralinos desde el mioceno hasta la actualidad debido a las condiciones oceanográficas adversas.

e) La **fase de reactivación volcánica** definida en las islas Hawai presenta unas tasas eruptivas muy bajas (de menos de 0,001 m³/s ó 0,001 km³/siglo, Walker 1990), como las que se ha medido en los volcanes recientes de Honolulu en la isla de Oahu (y asociados al edificio volcánico Koolau). Este rejuvenecimiento insular está relacionado con las deformaciones tensionales y extensionales que sufre la litosfera oceánica lejos del punto caliente y con nuevas fuentes magmáticas como lo demuestran los datos geoquímicos de sus materiales. El volumen de rocas emitidas en esta fase es anecdótico pues son erupciones volcánicas puntuales (estrombolianas o hidromagmáticas) con emisiones lávicas de composiciones ultrabásicas y básicas alcalinas (basanitas y basaltos).

Sin embargo en Canarias esta fase de reactivación volcánica duró varios millones de años como por ejemplo unos 5,3 m.a. en Gran Canaria o unos 4 m.a. en Tenerife. En estas islas se han emitido volúmenes importantes de materiales, del orden de varios

centenares de km³. Las emisiones tuvieron en esta fase un carácter efusivo o explosivo según la composición del magma en cada momento, pues se han analizado lavas de composición muy variada que oscilan desde rocas alcalinas ultrabásicas a sálicas (de basanita-nefelinita a fonolita-traquita, Carracedo *et al.*, 2002; Vera, 2004)). Las erupciones de esta fase se alinean a lo largo de un rift individual, como la alineación NO-SE del vulcanismo plio-cuaternario de Gran Canaria o la NE-SO del vulcanismo cuaternario de Lanzarote, o de un rift múltiple como las erupciones del Pleistoceno superior y Holoceno de las dorsales NO y NE en Tenerife. Además, las erupciones también se pueden concentrar en una zona determinada y dar lugar a estratovolcanes que puede alcanzar varios km de altitud. Como es el caso del estratovolcán plioceno Roque Nublo en Gran Canaria (con unos 3.000 m. de altura, Pérez-Torrado, 1992 y 2000) o el edificio cuaternario Teide-Pico Viejo en Tenerife (con 3.718 m. de altitud).

Teniendo en cuenta que las fracturas activas en cada isla del archipiélago canario tienen orientaciones y peculiaridades volcánicas diversas, éstas tienen que estar asociadas a directrices estructurales regionales originadas por esfuerzos tectónico-magmáticos, tanto a nivel regional en la litosfera oceánica subyacente como a escala local en los edificios insulares. Así, las anomalías de fusión están en la astenosfera pero su reflejo volcánico superficial depende de los mecanismos someros que se desarrollan en la litosfera oceánica infrayacente y en el edificio insular superpuesto.

f) Las fases de atolón y guyot tienen importancia en las cadenas volcánicas de Hawái y Emperador (Clague y Dalrymple, 1987), donde existen unos 107 edificios volcánicos sumergidos a lo largo de unos 5.750 km.. Así, las islas se alejan del abombamiento del punto caliente (este tiene unos 1.000 km de diámetro en Hawái) y se produce la subsidencia insular. En este sentido, es frecuente encontrar depósitos coralinós en las zonas litorales y de plataforma de los edificios volcánicos sumergidos (fase de atolón). Mas tarde la subsidencia de la litosfera oceánica prosigue y los edificios insulares se hundan a aguas profundas (fase de guyot). Sin embargo, en Canarias la subsidencia ha sido nula o mínima ya que, por ejemplo, en las islas afloran a nivel del mar actual, o muy próximo a este, depósitos detríticos marinos plio-cuaternarios junto con materiales volcánicos subaéreos (como por ejemplo, los depósitos costeros que aparecen en las islas de Fuerteventura y Lanzarote). Además, las condiciones oceanográficas miocenas y plio-cuaternarias en Canarias no han sido las adecuadas para desarrollar estructuras de arrecifes de coral sobre los edificios insulares.

3.2) El caso de la isla de Gran Canaria

La isla de Gran Canaria se levanta sobre fondos marinos de unos 3.000 m. de profundidad, por lo que estamos hablando del edificio insular de unos 5.000 m. de altitud (Fig. 5). Este edificio se presenta como una columnata en el océano puesto que

su plataforma continental es reducida, se pasa a fondos de 2000 m. de forma muy drástica y luego aparece una pendiente más suave hasta los 3.000 m. de profundidad.

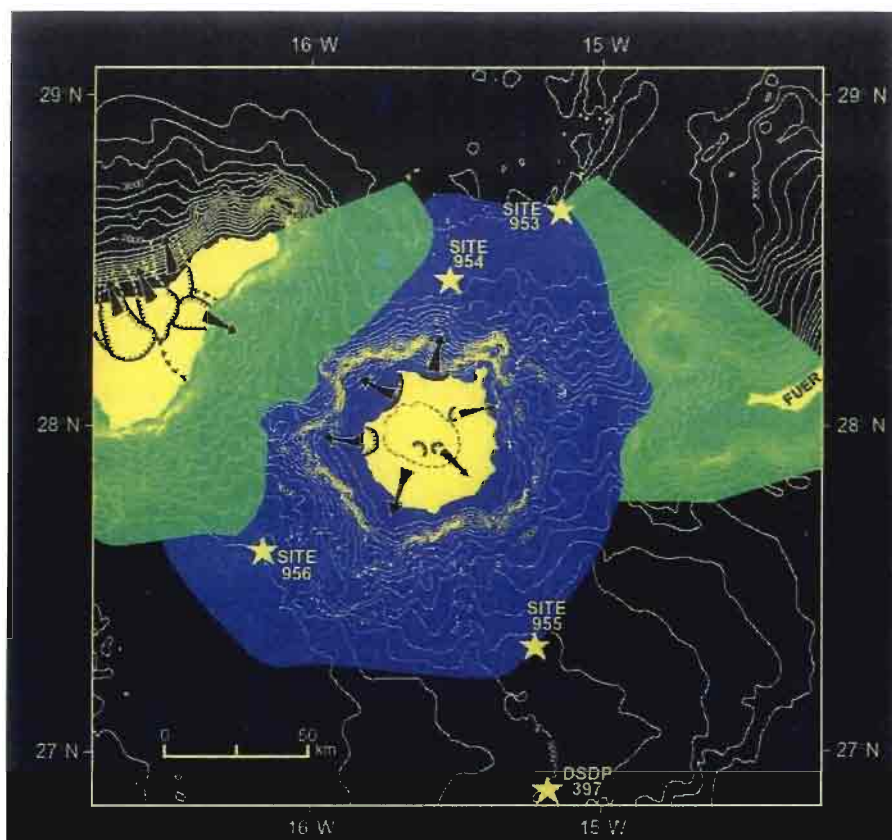


Figura 5. Mapa batimétrico del edificio de Gran Canaria definido sísmicamente (en azul) y situación de los 4 sondeos del ODP en 1995 (Funcck *et al.*, 1996). Flancos de parte de los edificios de Fuerteventura y Tenerife (en verde):

Los materiales volcánicos de la fase volcánica submarina de Gran Canaria están sin estudiar y sólo se han llevado a cabo 4 sondeos del programa internacional “Ocean Drilling Project” en los flancos distales de la isla (Leg 157, sondeos 953, 954, 955 y 956, ODP 1995 y 1998). Estas perforaciones sólo han encontrado materiales vulcanosedimentarios relacionados con las fases constructivas y destructivas subaéreas de la isla (Figs. 5 y 6). Aunque uno de los sondeos alcanzó más de 700 metros de perforación, nunca se llegó a dar con los materiales volcánicos de las etapas submarinas profundas y someras de la construcción insular. Esta fase de volcanismo submarino de

Gran Canaria supone más del 90% del volumen del total de la isla, lo que equivale a unos 22.000 km³ (Schmincke, 1982; Tabla 1). Para muestrear estos materiales submarinos habría que hacer sondeos profundos en la propia isla, tal y como se está haciendo en Hawai (García *et al.* 1998; Moore, 2001, entre otros).

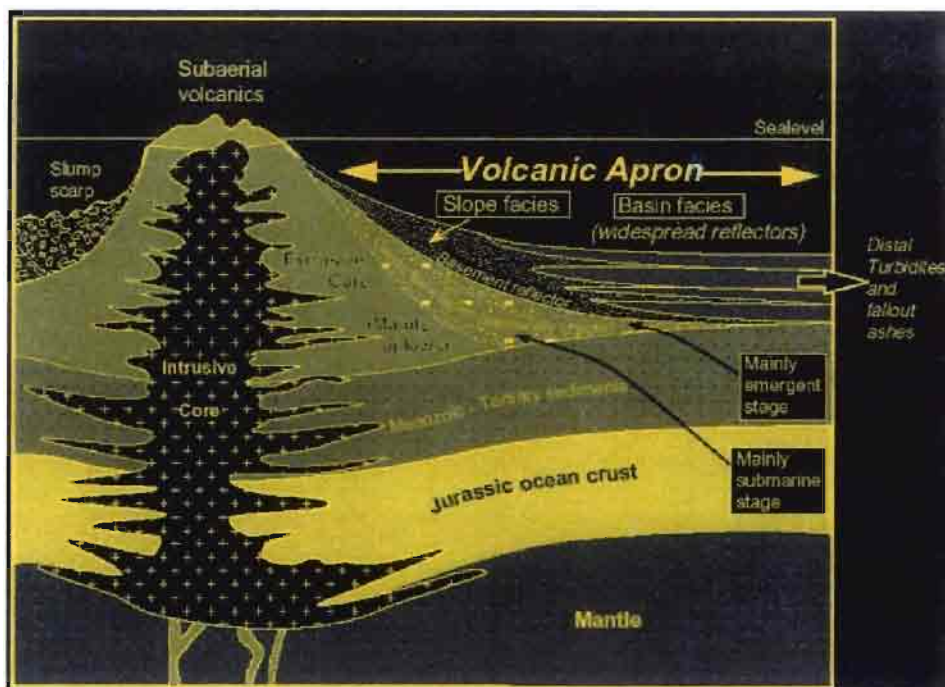


Figura 6. Estructura de la corteza oceánica y materiales vulcano-sedimentarios de los flancos submarinos de la isla de Gran Canaria (ODP, 1998)

Por lo que se refiere a los materiales subaéreos, tanto ígneos (volcánicos y plutónicos) como sedimentarios, estos se distribuyen en la isla de Gran Canaria en una superficie de unos 1.560 km², con una forma casi circular de unos 50 Km de diámetro y una altitud máxima de 1.950 m.. Estos materiales subaéreos han sido estudiados por numerosos científicos desde la década de los 60 (Fuster *et al.*, 1968; McDougall y Schmincke, 1976; Araña y Carracedo, 1978; ITGE, 1992; Schmincke, 1993; ODP, 1998; Carracedo *et al.*, 2002; Vera, 2004; entre otros). La actividad magmática y sedimentaria de la isla se desarrolló desde el Mioceno Medio hasta la actualidad (unos 14,5 m.a.) en varios episodios constructivos y destructivos que describiremos a continuación, siguiendo las fases del modelo hawaiano de Walker (1990).

Tabla 1. Cuadro resumen de la evolución geológica de Gran Canaria

FASES	PROCESOS	MATERIALES	MORFOLOGÍAS	NOMENCLATURA	EDAD (m.a.)	SERIES	VOL. (Km ³)
SEDIMENTARIAS	Erosivos/Sedimentarios	Detríticos y carbonatados	Depósitos aluviales y coluviales, barrancos, suelos, aludes rocosos, playas, dunas, acantilados, etc.	Depósitos sedimentarios cuaternarios	1,7/hoy	Pleistoceno a Holoceno	
REACTIVACIÓN VOLCÁNICA	Erupciones efusivas/explosivas	Nefelinitas a fonolitas	Coladas lávicas, depósitos piroclásticos y freatomagmáticos, diques	Grupo Plioceno Superior-Cuaternario	1,5/hoy	Pleistoceno Inferior a Holoceno	10
	Erupciones efusivas	Nefelinitas a tefritas	Plataformas lávicas, coladas, depósitos piroclásticos, diques Coladas lávicas, depósitos piroclásticos, diques		1,7/1,5 3,6/1,7	Plioceno Superior a Pleistoceno Inferior	
	Erosivos/Sedimentarios	Detríticos y carbonatados	Depósitos aluviales, lahares, depósitos marinos, barrancos, etc.		Miembros Medio y Superior de la FDLP	4,4/2,9	
	Erupciones efusivas/ Explosivas/ intrusiones subvolcánicas	Nefelinitas a fonolitas	Estratovolcán, coladas lávicas y piroclásticas, depósitos piroclásticos, diques, stocks, domos, alud rocosos, etc.	Grupo Roque Nublo	5,3/2,9	Plioceno Inferior a Medio	200
INACTIVIDAD VOLCÁNICA	Erosivos/Sedimentarios	Detríticos	Depósitos aluviales, barrancos	Miembro Inferior de la FDLP	7,3/5,3	Mioceno Superior	
DECLIVE ALCALINO	Intrusiones subvolcánicas	Traquitas a fonolitas / sienitas	Stocks y sistema cónico de diques	Sienitas / Cone sheet de Tejeda	12,3/7,3	Mioceno Medio a Superior	1.000
	Erupciones explosivas	Traquitas a fonolitas	Coladas lávicas y piroclásticas	Formación traquítica-fonolítica	13/9,6	Mioceno Medio a Superior	
		Traquitas a riolitas		Formación traquítica-riolítica	14,1/13		
		Mugaritas a riolitas	Coladas piroclásticas y caldera	Capa composite flow y caldera de Tejeda	14,1	Mioceno Medio	
EN ESCUDO	Erupciones efusivas	Hawaitas a mugaritas	Coladas lávicas, depósitos piroclásticos y diques	Formación basáltica superior	14,5/14,1		>1.000
		Basaltos		Formación basáltica inferior			
SUBMARINA Y EMERGENTE	Erupciones hidromagmáticas	Desconocidos	Desconocidas	Fase de construcción submarina	>14,5	¿Mioceno Medio?	>22.000

a) **La fase de construcción en escudo** en la isla de Gran Canaria tuvo un carácter efusivo con erupciones fisurales o centrales que se desarrollaron durante unos 400.000 años (de 14,5 a 14,1 m.a., Mioceno Medio). Estas erupciones volcánicas dieron lugar a un gran número de coladas básicas, con escasas intercalaciones piroclásticas, formando apilamientos con potencias que pueden alcanzar el kilómetro y con un volumen total estimado de más de 1000 km³ (Tabla 1). Estos apilamientos conformaron un edificio volcánico que pudo alcanzar unas alturas de unos 2.000 m y ocupar una superficie semejante a la de la isla actual, aunque pudo extenderse algunos kilómetros más hacia el O (Fúster *et al.*, 1968; Schmincke, 1993). Además, Schmincke (1993) ha señalado la existencia de tres centros de emisión en la isla durante esta fase: uno cerca de Agaete, en el NO; otro al Sur de San Nicolás de Tolentino, en el O, y el tercero cerca de Agüimes, en el SE. No obstante, es dudoso confirmar esta hipótesis con los afloramientos que se tienen hoy en día en la isla. En este sentido, otros autores señalan un solo edificio volcánico (ITGE, 1992) por la disposición radial hacia el centro de la isla que presentan los diques basálticos de esta fase. Los materiales basálticos emitidos en esta fase en escudo se han nombrado de manera diferente a lo largo del tiempo. Así, Fúster *et al.* (1968) la llamó Serie Basáltica I o Antigua, Schmincke (1993) definió dos Formaciones que son Güigüi y Horgazales, en la cartografía geológica del ITGE (1992) aparecen estas como Formaciones Basálticas inferior y superior, respectivamente, y Episodio basáltico en Vera (2004, Fig. 7).

Durante las erupciones basálticas de esta fase pudo existir un deslizamiento gravitacional pues existe una discordancia angular en el oeste de la isla (entre la playa de Güigüi y el Peñón Bermejo), donde se observa coladas de basaltos alcalinos de la Formación Güigüi (en la base) discordantes con coladas basálticas, hawaíticas y mugaríticas de la Formación Horgazales (en el techo). Además, hay acantilados de varios cientos de metros de altura desarrollados en los materiales basálticos del oeste de la isla (costa de Güigüi y arco de La Aldea de San Nicolás-Agaete) que corresponden con las cicatrices de deslizamientos gravitacionales gigantes, los cuales no están muy estudiados todavía y se encuentran aun sin datar (Canals, 2003, aludes rocosos 3 y 4, respectivamente, en la Fig. 4).

b) **La fase de declive alcalino** se desarrolla entre 14,1 y 7,3 m.a. (Mioceno Medio a Superior). Así, Freundt y Schmincke (1992) señalaron que a los 14,1 m.a. tuvo que haber una mezcla de magmas en el edificio insular grancanario y esta dio lugar a una serie de erupciones muy explosivas cuyos depósitos son muy significativos. Así, estos depósitos son ignimbritas vitrofídicas constituidos por términos composicionales que van desde riolitas a mugaritas que se extendieron por toda la isla, y presentan potencias que alcanzan los 30 m. y un volumen de unos 45 km³. Estos depósitos particulares se han denominado capa P1 por Schmincke (1993) y “composite flow” en la cartografía del ITGE (1992) (Tabla 1). También, Freundt y

Schmincke (1992) indicaron que la emisión de forma rápida de estos materiales volcánicos supuso un vaciado de la cámara magmática y el hundimiento del centro del edificio insular con la formación de la caldera de Tejeda. Esta caldera de Tejeda presenta forma elíptica con unas dimensiones de 20x16 Km. (Schmincke, 1967).

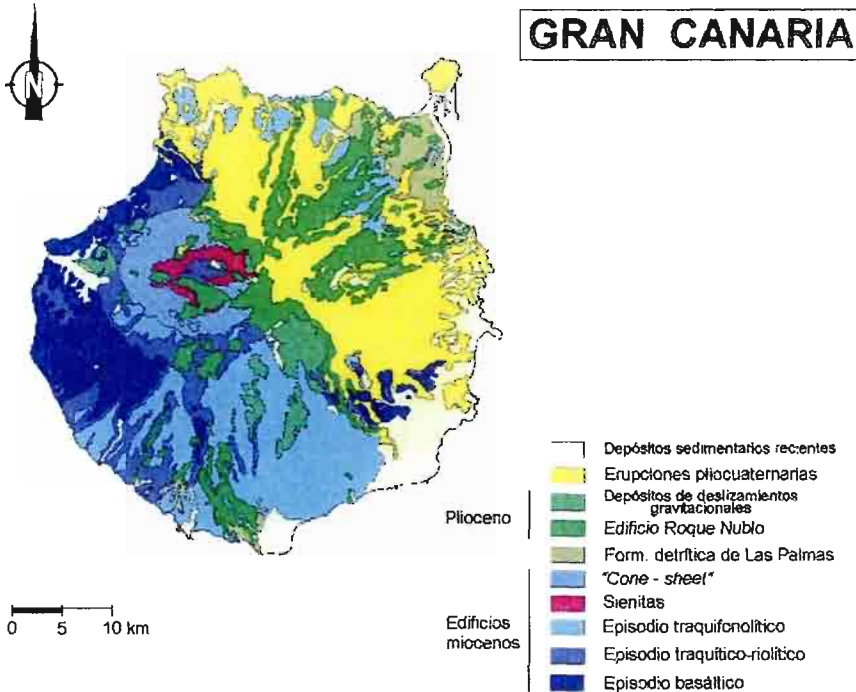


Figura 7. Mapa geológico de la isla de Gran Canaria (Vera, 2004)

Más tarde, entre los 14,1 y los 13 m.a. se produjeron numerosas erupciones explosivas en el edificio insular, dando lugar a coladas piroclásticas y lávicas de composición traquítico-riolítica con espesores de varios centenares de metros (Formación traquítico-riolítica, Tabla 1)), las cuales se extendieron tanto por zonas internas de la caldera de Tejeda como por áreas externas, llegándose a rellenar por completo (McDougall y Schmincke, 1976; ITGE, 1992). Posteriormente, entre los 13 y los 9,6 m.a., continuaron las erupciones de carácter explosivo pero de composición principalmente fonolítica (Formación traquítico-fonolítica, Tabla 1), generándose abundantes depósitos lávicos y piroclásticos. Schmincke (1993) supone que los centros de emisión de estas coladas diferenciadas se situaron en los alrede-

dores de caldera de Tejeda y pudieron conformar un estratovolcán en el centro-SO de esta caldera y que ha denominado de Cruz Grande.

Por otra parte, mientras se producían en superficie las emisiones volcánicas descritas, en condiciones subvolcánicas del edificio insular se formaron una serie de intrusivos particulares (Schmincke, 1967; Hernán, 1976; McDougall y Schmincke, 1976; Schirnack *et al.*, 1999). Así, 1) entre 12,3 y 8,9 m.a. se consolidaron varios cuerpos sieníticos en las partes central y anular de la caldera; 2) entre 11,7 y 7,3 m.a. se intruyeron atravesando las rocas intracaldera cerca de 500 diques con una disposición que configuran un cono invertido (cone sheet), con forma elipsoidal y con dimensiones en el afloramiento de unos 14x10 km.. Los diques precoces y más abundantes son de composición traquítica y los tardíos fonolíticos; 3) alrededor de 8,5 m.a. y en los límites externos del "cone sheet" se intruyen domos de composición fonolítico-nefelinitico.

El volumen de materiales emitidos en esta fase de declive alcalino superaron los 1000 km³ (Vera, 2004). Por otro lado, estos materiales volcánicos y subvolcánicos diferenciados se han denominado en la bibliografía de diversa manera, por ejemplo, Complejo Traqui-Sienítico y Serie Fonolítica por Fúster *et al.* (1968), Formaciones Tejeda, Mogán y Fataga de Schmincke (1976 y 1993), Formaciones Sálidas (Traquítica-riolítica y Fonolítica) en la cartografía del ITGE (1992), y Episodios traquítico-riolítico y traquifonolítico, sienitas y cone-sheet en Vera (2004, Fig. 7).

c) **La fase de inactividad volcánica** se produce entre 7,3 y 5,3 m.a. (Mioceno Superior), puesto que la última actividad ígnea en el edificio antiguo grancañario esta datada en 7,3 m.a. y la siguiente actividad volcánica, pero con características geoquímicas diferentes como explicaremos más tarde, tuvo lugar a los 5,3 m.a.. Por lo que durante estos 2 m.a. se desarrolla un desmantelamiento el edificio volcánico, erosionándose sobre todo las rocas fonolíticos emitidas en la fase final de declive alcalino. Así, se generan notables acumulaciones detríticas en las desembocaduras de los barrancos que estaban funcionales en ese momento y los depósitos aluviales correspondientes se han agrupado en el denominado Miembro Inferior de la Formación Detrítica de Las Palmas (FDLP) por el ITGE (1992). Este miembro está constituido esencialmente por areniscas y conglomerados con cantos fonolíticos y afloran principalmente en las desembocaduras de los barrancos del Guiniguada, al noreste de la isla, y Arguineguín, en el suroeste.

d) **La fase de reactivación volcánica** tuvo lugar en Gran Canaria entre 5,3 m.a. y 1.935 años antes del presente (Plioceno y Cuaternario). Así, en el Plioceno Inferior se reactiva volcánicamente la isla con erupciones monogénicas localizadas en zonas del sureste, suroeste (datadas en 5.3 m.a por McDougall y Schmincke, 1967) y centro, y que dieron lugar a conos estrombolianos y coladas basaníticas-

nefelínicas. Estos escasos y puntuales depósitos volcánicos se han denominado como Serie Pre-Roque Nublo por Fuster *et al.* (1968), Formación El Tablero por Schmincke (1993) o Formación Pre-Roque Nublo en el ITGE (1992).

Más tarde, hacia los 4,6 m.a., la actividad magmática se focalizó en zonas centrales de la isla donde se mantuvo hasta los 2,9 m.a. (Fuster *et al.*, 1968; Anguita 1973; Hoernle, 1987; Pérez Torrado, 1992 y 2000; Pérez-Torrado *et al.*, 1995; Mehl y Schmincke, 1999; Guillou *et al.*, 2004). En este periodo de tiempo se desarrolla un proceso completo de diferenciación magmática en el edificio insular puesto que se emitieron primeramente lavas de carácter ultrabásico-básico para terminar con productos sálicos (de basanita-basalto a fonolita-traquita) y presentando un volumen total de unos 200 km³ (Tabla 1). Así, en los primeros momentos hubo mecanismos eruptivos efusivos con la emisión de coladas lávicas pero cuando el magma se fue diferenciando se produjeron erupciones muy explosivas que dieron lugar a singulares coladas piroclásticas, que se han denominado en la bibliografía como aglomerados o brechas Roque Nublo. Además, aparecen en sectores centrales de la isla ciertos cuerpos subvolcánicos asociados a esta actividad magmática, como son: una apófisis gabroica, una red de diques radiales y varios domos fonolíticos. Con todo ello, y de forma progresiva, se fue construyendo en la isla un estratovolcán que pudo sobrepasar el 2.500 m. de altura, asimétrico con laderas suaves en el N y pendientes en el S, y que se ha llamado Roque Nublo. Algunas coladas lávicas y piroclásticas de este estratovolcán se canalizaron por los barrancos existentes hasta alcanzar el mar, formando llamativos depósitos de pillowlavas, hialoclastitas y brechas volcánicas (Navarro *et al.*, 1969; Schmincke y Staudigel, 1976; Schneider *et al.*, 2005). La asimetría del estratovolcán junto con su actividad magmática pudo desencadenar deslizamientos gravitacionales como, por ejemplo, el que se ha estudiado en la ladera S-SO del edificio insular en zonas subaéreas y submarinas (García Cacho *et al.*, 1994; ODP, 1998; Mehl y Schmincke, 1999). Este conjunto de materiales volcánicos pliocenos se ha denominado como Series Roque Nublo y Ordanchítica por Fúster *et al.* (1968), Grupo Roque Nublo por Schmincke (1993), Ciclo Roque Nublo por ITGE (1992) y Edificio Roque Nublo por Vera (2004, Fig. 7).

También cabe indicar que durante esta fase precoz de actividad volcánica pliocena se produjo una trasgresión marina en la isla que dio lugar a depósitos detríticos marinos de varios metros de potencia y que se sitúan en zonas cercanas a la costa entre los 50 y 110 m. de altura. En la bibliografía estos materiales sedimentarios pertenecen al Miembro Medio de la Formación Detrítica de Las Palmas (Galdón *et al.*, 1989; ITGE 1992). Además, el desmantelamiento del edificio insular continua en este periodo de tiempo, por lo que se formaron depósitos aluviales (areniscas y conglomerados) y lahares que se intercalaron entre los materiales volcánicos Roque Nublo que se estaban emitiendo en esos momentos o se dispusieron

encima de los depósitos sedimentarios de los Miembros Inferior y Medio de la FDLP. Estos materiales sedimentarios se han definido como Miembro Superior de la FDLP (Gabaldón *et al.*, 1989; ITGE, 1992).

En el Plioceno Superior, entre 3,6 y 2,9 m.a., continua la actividad volcánica en el edificio insular (Tabla 1). Así, en las zonas centrales de la isla se produjeron de forma coetánea tanto las fases eruptivas tardías del estratovolcán Roque Nublo de carácter sálico como nuevas erupciones ultrabásicas y básicas desarrolladas a lo largo de un rift NO-SE (Guillou *et al.*, 2004). Estas nuevas erupciones básicas asociadas al rift van a continuar hasta los 1,7 m.a., con una migración de sus centros eruptivos hacia zonas N y E de la isla y conformando apilamientos volcánicos importantes de varios cientos de metros, como los que aparecen en el barranco de Guayadeque en el E o el de Silva en el N (Guillou *et al.*, 2004). Con el paso del tiempo la actividad volcánica disminuye, de tal manera que entre los 1,7 y los 1,4 m.a., los centros eruptivos estaban dispersos y los que se situaban en cotas topográficas bajas desarrollaron llamativas plataformas lávicas, como por ejemplo las que aparecen en las zonas de Gáldar, en el N, o las de Arinaga en el E de la isla.

En el último millón de años, se reanuda la actividad volcánica en la isla con mecanismos eruptivos estrombolianos dispersos, por lo que se forman conos piroclásticos y se emiten coladas que se canalizan por los barrancos presentes. Localmente existieron erupciones freatomagmáticas, como las que se desarrollaron en los edificios volcánicos de Bandama, Los Marteles, Pino Santo, entre otros. Las últimas erupciones datadas en Gran Canaria aparecen en el noroeste de la isla, a lo largo de una fractura de unos 9 Km. y comprende los conos volcánicos de Montañón Negro (datado en 2.970 años antes del presente), Caldera de Pinos de Galdar (2.830 años a.p.), Hondo de Fagagesto (2.210 años a.p.), entre otros (Mangas *et al.*, 2002), y en el noreste de la isla el cono y la caldera de Bandama con una edad de 1.935 años a.p. (comunicación personal F.J. Pérez-Torrado).

En general, los materiales emitidos durante esta actividad volcánica plio-cuaternaria (de 3,6 m.a hasta la actualidad) presentan sobre todo composiciones ultrabásicas y básicas (basanita, nefelinita, basalto alcalino o tefrita) y en menor proporción sálica (tefrita fonolítica o fonolita tefrítica) (ITGE, 1990). El volumen de materiales en este periodo es de unos 10 km³, por lo que se observa un descenso progresivo del aporte magmático en el edificio insular de Gran Canaria (Tabla 1). Todos estos materiales volcánicos plio-cuaternarios corresponden a las Series Basálticas II, III y IV definidas por Fúster *et al.* (1968), a las Formaciones Llanos de la Pez, Los Pechos y La Calderilla de Schmincke (1993), a los Ciclos Post-Roque Nublo y Reciente de ITGE (1992) y a las Erupciones plio-cuaternarias en Vera (2004, Fig. 7).

Contemporáneamente a esta actividad volcánica plio-cuaternaria continuó el desmantelamiento insular con el encajamiento de los barrancos existentes y con la sedimentación de sus aluviales en las desembocaduras, destacando los depósitos de areniscas y conglomerados asociados a los barrancos de La Aldea de San Nicolás, Fataga y San Bartolomé de Tirajana (Fig. 7, Tabla 1). Además, en las zonas de cabecera de estos barrancos se desarrollaron deslizamientos gravitacionales (ITGE, 1990; Lomoschitz *et al.*, 2002, Fig. 7). También es común encontrar depósitos coluviales en las laderas de los numerosos barrancos grancanarios. En zonas litorales son significativas las playas, acantilados y las acumulaciones eólicas como, por ejemplo, el campo de dunas de Maspalomas en el S de la isla, el de Tufia en el E desaparecido por procesos extractivos o el que existía en el istmo arenoso que unía la Isleta con el resto de la isla y que ha desaparecido por la construcción de la ciudad de Las Palmas de Gran Canaria.

En conclusión, podemos resaltar que la historia geológica de la isla Gran Canaria no es corta ni sencilla, comenzando en el Mioceno Medio (>14,5 m.a.) con las fases eruptivas submarinas, las cuales emitieron un volumen importante de materiales volcánicos (90% del total de la isla) que están aún sin estudiar. Posteriormente se produjo la emersión de la isla con la fase de construcción en escudo (entre 14,5 a 14,1 m.a.) y la emisión de rocas básicas alcalinas. Luego vino la fase de declive alcalino (entre 14,1 y 7,3 m.a.) caracterizada por la aparición de la caldera de colapso de Tejeda y los materiales diferenciados de las formaciones traquítico-riolítica y traquifonolítica, intrusiones sieníticas y fonolíticas, y el sistema cónico de diques traquítico-fonolíticos. Más tarde acaeció la fase erosiva (entre 7,3 y 5,3 m.a.) durante la cual se generaron materiales sedimentarios que se han asociado al Miembro Medio de la FDLP. Por último, la fase de reactivación volcánica (entre 5,3 m.a. y la actualidad) está caracterizado por la emisión de materiales volcánicos diversos que configuraron el estratovolcán Roque Nublo en el Plioceno y las erupciones plio-cuaternarias que están representadas por una primera etapa volcánica asociada a un rift NO-SE con apilamientos lávicos importantes, luego erupciones puntuales que conformaron plataformas lávicas y, finalmente, con un vulcanismo reciente disperso de carácter esencialmente estromboliano.

Cabe destacar que las fases de declive alcalino y de rejuvenecimiento volcánico en la isla de Gran Canaria son muy importantes, tanto por la duración temporal como por el volumen emitido, si las comparamos con las de otras islas volcánicas oceánicas intraplaca. Además, Gran Canaria continúa en fase de reactivación volcánica puesto que hemos tenido varias erupciones durante el holoceno, aunque ninguna en tiempos históricos.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ancochea, E.; Brändle, J.L.; Cubas, C.R.; Hernán, F. Y Huertas, M.J. (1996): Volcanics complexes in the eastern ridge of the Canary Islands: The miocene activity of the islands of Fuerteventura. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 70: 183-204.

Anderson, D.L. (2005): Scoring hotspots: the plume and plate paradigms. En: Foulger, G.R., Anderson, D.L., Natland, J.H. and Presnall, D.C. (Eds): *Plates, Plumes & Paradigms*. Geological Society of America Special Paper 338 (en prensa).

Anguita, F. (1973): La evolución magmática en el ciclo Roque Nublo (Gran Canaria). *Estudios Geol.*, 28: 377-482.

Anguita, F. y Hernán, F. (1975): A propagating fracture model versus a hot spot origin for the Canary Islands. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 27: 11-19.

Anguita F. y Hernán, F. (2000): The Canary Islands origin: a unifying model. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 103: 1-26.

Araña, V. y Carracedo, J.C. (1978): *Los volcanes de las Islas Canarias. III - Gran Canaria*. Ed.: Rueda, Madrid, 175 pp.

Araña V. y Ortiz, R. (1986): Marco geodinámico del volcanismo canario. *An. Física*, 82: 202-231.

Blay, C. y Siemers, R. (1998): *Kauai's. Geological history. A simplified guide*. Ed. Teok investigations. USA: 43 pp.

Brey, G. y Schmincke, H.U. (1980): Origin and diagenesis of the Roque Nublo Breccia, Gran Canaria (Canary Islands) - Petrology of Roque Nublo Volcanics, II. *Bull. Volcanol.* 43-1: 15-33.

Canales, J.P. y Dañobeitia, J. (1998): The Canary Islands swell: a coherence analysis of bathymetry and gravity. *Geophys. J. Int.*, 132: 479-488.

Canals, M. (2003): Grandes deslizamientos en los flancos de las Islas Canarias. En: J. Mangas (Ed). *II Jornadas Canarias de Geología*. Las Palmas de Gran Canaria: 41-55.

Canas, J.A.; Ugalde, A.; Pujades, L.G.; Carracedo, J.C.; Soler, V. y Blanco, M.J. (1998): Intrinsic and scattering seismic wave attenuation in the Canary Islands. *J. Geophys. Res.*, 103: 15.037-15.050.

Cantagrel, J.M.; Cendrero, A.; Fúster, J.M.; Ibarrola, E. y Jamond, C. (1984): K-Ar chronology of the volcanics eruptions in the canarian archipelago: Island of La Gomera. *Bull. Volcanol.*, 47: 597-609.

Carracedo, J.C. (1994): The Canary Islands: an example of structural control on the growth of large oceanic island volcanoes. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 60, 3/4: 225-242.

Carracedo, J.C. (2003): Una visión actualizada de la Geología en Canarias. En: J. Mangas (Ed): *II Jornadas Canarias de Geología*. Las Palmas de Gran Canaria: 1-21.

Carracedo, J.C.; Day, S.; Guillou, H.; Rodríguez-Badiola, E.; Canas J.A. y Pérez-Torrado, F.J. (1998): Hotspot volcanism close to a passive continental margin: the Canary Islands. *Geol. Mag.*, 135: 591-604.

Carracedo, J.C.; Pérez, F.J.; Ancochea, E.; Meco J.; Hernán, F.; Cubas C.R.; Casillas, R.; Rodríguez, E. y Ahijado, A. (2002): Cenozoic volcanism II: The Canary Islands. En: Gibbons, W. y Moreno, T. (Ed). *The Geology of Spain*. The Geological Society of London: 439-472.

Cendrero, A. (1970): The volcano-plutonic complex of La Gomera (Canary Islands). *Bull. Volcanol.*, 34: 537-561.

Cendrero, A. (1971): Estudio geológico y petrológico del Complejo Basal de la isla de La Gomera (Islas Canarias). *Estudios Geol.*, 27: 3-73.

Clague, D. A. y Dalrymple, G.B. (1987): The Hawaiian-Emperor volcanic chain Part I: Geological evolution. En: Decker, W., Wright, T.L., Stauffer, P.H. (Eds.), *Volcanism in Hawaii*, U.S. Geological Survey Prof. Pap. 1350-1: 5-54.

Clague, D.A.; Moore, J.G., Dixon, J.E. y E. Friesen (1995): Petrology of submarine lavas from lilauea's Puna Ridge, Hawaii. *Journal of Petrology*, 36, 2: 299-349.

Courtillot, V.; Davaille, A.; Besse, J. y Stock, J. (2003): Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth and Plan. Sc. Let.*, 205: 295-308.

Cousens, B.L.; Sphera, F.J. y Tilton, G.R. (1990): Isotopic patterns in silicic ignimbrites and lava flows of the Mogan and lower Fataga Formations, Gran Canaria, Canary Islands: Temporal changes in mantle source composition. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 96: 319-335.

Fernández, C.; Casillas, R.; Ahijado, A.; Perelló, V. y Hernández-Pacheco, A. (1997): Shear zones as a result of intraplate tectonics in oceanic crust: the example of the Basal Complex of Fuerteventura (Canary Islands). *J. Struct. Geol.*, 19: 41-57.

Freundt, A. y Schmincke, H.U. (1992): Mixing of rhyolite, trachyte and basalt magma erupted from a vertically and laterally zoned reservoir, composite flow P1, Gran Canaria. *Contr. Min. Petrol.*, 112: 1-19.

Funck, T.; Dickmann, T. Rhim, R. Krastel, S. Lykke-Andersen H. y Schmincke H.U. (1996): Reflection seismic investigations in the volcanoclastic apron of Gran Canaria and implications for its volcanic evolution., *Geophys. J. Int.*, 125: 519-536.

Fuster, J.M. (1975): Las Islas Canarias: un ejemplo de evolución temporal y espacial del vulcanismo oceánico. *Estudios Geol.*, 31, 439-463.

Fuster, J.M.; Hernández Pacheco, A.; Muñoz, M.; Rodríguez Badiola, E. y García Cacho, L. (1968): *Geología y volcanología de las Islas Canarias. Gran Canaria*. Ed.: Instituto Lucas Mallada (CSIC), Madrid: 243 pp.

Gabaldón, V.; Cabrera, M.C. y Cueto, L.A. (1989): Formación Detrítica de Las Palmas. Sus facies y evolución sedimentológica. *ESF Meeting on Canarian volcanism*, Lanzarote: 210-215.

García, M.O.; Rubin, K. H.; Norman, M. D.; Rhodes, M.; Graham, D. W.; Muenow, D. y Spencer, K. (1998): Petrology and geochronology of basalt breccia from the 1996 earthquake swarm of Loihi Seamount, Hawaii: Magmatic history of its 1996 eruption. *Bull. Volcanology*, 59: 577-592.

García Cacho, L; Díez-Gil, J.L. y Araña, V. (1994): A large volcanic debris avalanche in the Pliocene Roque Nublo stratovolcano, Gran Canaria, Canary Islands. *Jour. Volcanol. Geoth. Res.*, 63: 217-229.

Garnero, E.J.; Revenaugh, J.S.; Williams, Q.T.; Lay, T. y Kellogg, L. (1998): Ultralow velocity zone at the core-mantle boundary. En: *The Core-Mantle boundary*, AGU: 319-334.

Gastesi, P. (1973): Is the Betancuria Massif, Fuerteventura, Canary Islands, an unlifted piece of oceanic crust?. *Nature Phys. Sc.*, 246: 102-104.

Guillou, H.; Carracedo, J.C., Pérez-Torrado, F.J. y Rodríguez-Badiola, E. (1996): K-Ar ages and magnetic stratigraphy of hotspot-induced, fast grown oceanic island: El Hierro, Canary Islands. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 73, 141-155.

Guillou, H.; Carracedo, J.C. y Duncan, R. (2001): K-Ar, ⁴⁰K/³⁹Ar ages and magnetostratigraphy of Bruñes and Matuyana lava sequences from La Palma Island. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 106: 175-194.

Guillou, H.; Pérez-Torrado, F.J.; Hansen, A.R.; Carracedo, J.C. y Gimeno, D. (2004): The Plio-Quaternary volcanic evolution of Gran Canaria based on new K-Ar ages and magnetostratigraphy, *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 135: 221-246.

Hernan, F. (1976): Estudio petrológico y estructural del complejo traquítico-sienítico de Gran Canaria. *Estudios Geol.*, 36: 65-73.

Hoernle, K.A. (1987): General geology and petrology of the Roque Nublo volcanics on Gran Canaria, Canary Islands, Spain. M.A. Thesis; Univ. Santa Barbara (Estados Unidos); 191 pp. (Inédita).

Hoernle K., y Tilton G., (1991): Sr-Nd-Pb isotope data for Fuerteventura (Canary Islands) basal complex and subaerial volcanics: application to magma genesis and evolution. *Schweiz. Mineral. Petrogra. Mitt.*, 71: 3-18.

Hoernle, K. y Schmincke, H.U. (1993): The role of partial melting in the 15-Ma geochemical evolution of Gran Canaria: A blob model for the Canarian hot-spot. *J. Pet.*, 34: 599-626.

Hoernle, K.; Tilton G. y Schmincke H. U. (1991): Sr-Nd-Pb isotopic evolution of Gran Canaria: Evidence for shallow enriched mantle beneath the Canary Islands. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 106: 44-63.

Hoernle, K.; Zhang, Y.S. y Schmincke, H.U. (1995): Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe. *Nature*, 374: 34-39.

Ibarrola, E.; Fúster, J.M. y Cantagrel, J.M. (1989): Edades K-Ar de las rocas volcánicas submarinas en el sector norte del Complejo Basal de Fuerteventura. *ESF Meeting on Canarian volcanism*, Abstracts: 124-129.

ITGE (1992): *Proyecto MAGNA. Memoria y mapa geológico de España a escala 1:100.000. Gran Canaria: hoja nº 21-21/21-22.*

Jonhson, K.T.M.; Reynolds, J.; Smith, D.K.; Kong, L.S.L y Vonderhaar, D. (2002): Petrological systematics of submarine lavas from the Puna Ridge, Hawai'i: Implications for rift zone plumbing and magmatic processes. En: E. Takahashi *et al.*: *Evolution of Hawaiian volcanoes: Recent Progress in Deep Underwater Research*. Geophys. Monogr. Ser. 128, Washington, D.C.: 143-160.

Krastel, S.; Schmincke, H.U.; Jacobs, C.L.; Rihm, R.; Le Bas, T.P. y Alibés, B. (2001): Submarine landslides around the Canary Islands. *Jour. Geophys. Res.*, 106, 3977-3998.

Le Bas, M.J.; Rex D.C y Stillman, C.J. (1986): The Early magmatic chronology of Fuerteventura, Canary Islands. *Geol. Mag.*, 123: 287-298.

Lomoschitz, A.; Meco, J. y Corominas, J. (2002): The Barranco de Tirajana basin, Gran Canaria (Spain). A major erosive landform caused by large landslides. *Geomorphology*, 42: 117- 130

Mangas, J.; Pérez-Torrado, F.J.; F.J., Gimeno, D.; Hansen A.; Paterne M. y Guillou H. (2002): Caracterización de los materiales volcánicos asociados a las

erupciones holocenas de la Caldera de Pinos de Galdar y conos volcánicos adyacentes (Gran Canaria)". *Geogaceta*, 32: 49-52

Masson, D.G.; Watts, A.B.; Gee, M.J.R. Urgelés, R. Mitchell, N.C. Le Bas T.P. y Canals, M. (2002): Slope failures on the flanks of the western Canary Islands, *Earth-Sc. Reviews*, 57: 1-35.

McDougall, I. y Schmincke, H.U. (1976): Geochronology of Gran Canaria, Canary Islands: Age of shield building volcanism and other magmatic phases. *Bull. Volcanol.*, 40: 1-21.

Mehl, K.W. y Schmincke, H.U. (1999): Structure and emplacement of the Pliocene Roque Nublo debris avalanche deposit, Gran Canaria, Spain; *Journ. Volc. Geoth. Res.*, 94: 105-134.

Montelli, R.; Nolet, G.; Dahlen, F.A.; Masters, G.; Engdahl, E.R. y Hung, S.H. (2004): Finite-frequency tomography reveals a variety of plumes in the mantle. *Science*, 303: 338-343.

Moore, J.G.; Clague, D.A.; Holcomb, R.T.; Lipman, P.W.; Normark, W.R. y Torresan, M.E. (1989): Prodigious submarine landslides on the Hawaiian ridge. *J. Geophys. Res.*, 94 (B12): 17465-17484.

Moore, J.G. (2001): Density of basalt core from Hilo drill hole, Hawaii. *Journ. Volc. Geoth. Res.*, 112, 1-4: 221-230.

Navarro, J.M.; Aparicio, A. y García Cacho, L. (1969): Estudio geológico de los depósitos sedimentarios de Tafira-Las Palmas. *Estudios Geol.*; vol. 25; pp. 235-248.

Neumann, E.-R.; Wulff-Pedersen, E.; Johnsen, K.; Andersen, T. y Drogh, E. (1995): Petrogenesis of spinel harzburgite and dunitite suite xenoliths from Lanzarote, eastern Canary Islands: Implications for the upper mantle. *Lithos*, 35: 83-107.

Oyarzun, R.; Doblas, M.; López-Ruiz, J. y Cebriá, J.M. (1997): Opening of the central Atlantic and asymmetric mantle upwelling phenomena: Implications for long-lived magmatism in western North-Africa and Europe. *Geology*, 25: 727-730.

ODP Leg 157 (1995): Gran Canaria volcanic apron and Madeira abyssal plain drilled. *EOS*, 76-40: 394-395.

ODP (1998): *Scientific results of Gran Canaria and Madeira Abyssal Plain*. Ed. Weaver *et al.*. Vol. 157, ODP publications: 637 pp.

Pérez Torrado, F.J. (1992): *Volcanoestratigrafía del Grupo Roque Nublo (Gran Canaria)*. Tesis Doctoral, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 510 pp.

Pérez Torrado, F.J., (2000): *Volcanoestratigrafía del Grupo Roque Nublo, Gran Canaria*. Servicio de Publicaciones, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Ediciones del Cabildo de Gran Canaria: 457 pp.

Pérez Torrado, F.; Carracedo, J.C. y Mangas, J. (1995): Geochronology and stratigraphy of the Roque Nublo Group, Gran Canaria, Canary Islands. *Journal of the Geological Society of London*, 152: 807-818.

Quane, S.L.; García, M.O.; Guillou, H. y Hulsebosch, T.P. (2002): Magmatic history of the East Rift zone of Kilauea volcano, Hawaii based on drill core from SOH 1. *Journ. Volc. Geoth. Res.*, 102 (3-4): 319-338.

Rihm, R., Jacobs, L., Krastel, S., Schmincke, H.U. y Alibés, B. (1998): Las Hijas Seamounts. The next Canary Islands?. *Terra Nova*, 10: 121-125.

Robertson, A.H.F. y Stillman, C.J. (1979): Submarine volcanic and associated sedimentary rocks of the Fuerteventura Basal Complex, Canary Islands. *Geol. Mag.*, 116: 203-214.

Roest, W.R.; Dañobeitia, J.J.; Verhoef, J. y Collette, B.J. (1992): Magnetic anomalies in the Canary Basin and the Mesozoic evolution of the Central North Atlantic. *Mar. Geophys. Res.*, 14: 1-24.

Rothe, P. (1968): Mesozoische flysch-ablagerungen auf der Kanariensinsel Fuerteventura. *Geo. Rundschau*, 58: 314-322.

Schirnick, C.; Bogaard P.V.D. y Schmincke H.U. (1999): Cone sheet formation and intrusive growth of an oceanic island: the Miocene Tejeda complex on Gran Canaria (Canary Islands). *Geology*, 27, 207-210.

Schmincke, H.U. (1967): "Cone sheet swarm, resurgence of Tejeda Caldera, and the early geologic history of Gran Canaria". *Bull. Volcanol.*, 31: 153-162.

Schmincke, H.U. (1968): Faulting versus erosion and the reconstruction of the Mid-Miocene shield volcano of Gran Canaria. *Geol. Mediterr.*, 8: 23-50.

Schmincke H. U., (1973) Magmatic evolution and tectonic regime in the Canary, Madeira and Azores Island groups. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84: 633-648.

Schmincke H.U. (1982): Volcanic and chemical evolution of the Canary Islands. En: *Geology of the northwest african margin*. U. Von Rad, K. hinz, M. Sranthein, E. Seibold (Eds.) Springer, Berlin, 273-306.

Schmincke, H.U. (1993): *Geological field guide of Gran Canaria*. Ed. Pluto-Press, Kiel (Alemania): 227 pp.

Schmincke, H.U. y Staudigel, H. (1976): Pillow lavas on central and eastern Atlantic Islands (La Palma, Gran Canaria, Porto Santo, Santa Maria). *Bull. Soc. Geol. France*; 7: 871-883.

Schneider, J.L.; Pérez Torrado, F.J.; Gimeno, D.; Wassmer, P.; Cabrera, M.C. y Carracedo, J.C. (2005): Sedimentary signatures of the entrance of coarse-grained volcanoclastic flows into the sea: the example of the breccia units of the Las Palmas Detritic Formation (Mio-Pliocene, Gran Canaria, eastern Atlantic, Spain). *Jour. Volcan. Geoth. Res.* (en prensa).

Staudigel, H y Schmincke, H.U (1984): The Pliocene seamount series of La Palma, CI. *J. Geophys. Res.*, 89, B-13: 11.190-11.215.

Staudigel H.; Feraud G. y Giannerini G. (1986): The history of intrusive activity of the island of La Palma (Canary Islands). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 27: 299-322.

Steiner, C.; Hobson, A.; Favre, P. y Stampfli, G.M. (1998): Early Jurassic sea-floor spreading in the central Atlantic – The Jurassic sequence of Fuerteventura (Canary Islands). *Geol. Soc. Am. Bull.*, 110: 1304-1317.

Stillman, C.J.; Fúster, J.M.; Benell-Baker, M.J.; Muñoz, M.; Smewing, J.D. y Sagredo, J. (1975): Basal Complex of Fuerteventurais an oceanic intrusive complex with rift-system affinities. *Nature*, 257: 469-471.

Thirwall, M.F.; Jenkins, C.; Vroon, P.C. y Matthey, D.P. (1997): Crustal interaction during construction of oceanic islands: Pb-Sr-Nd-O isotope geochemistry of the shield basalts of Gran Canaria, Canary Islands. *Chem. Geol.*, 135: 233-262

Urgeles, R., Canals, M.; Baraz, J. y Alonso, B. (1996): The submarine El Golfo debris avalanche and the Canary debris flow, West Hierro Island: The last major slides in the Canary archipelago. *Geogaceta*, 20: 390-393.

Vera, J.A. (editor) (2004): *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 890 pp.

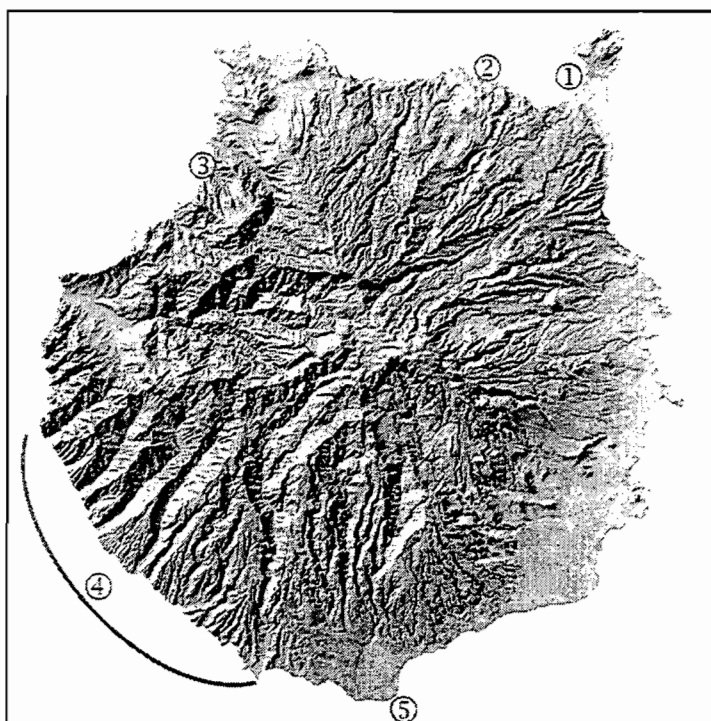
Walker, G.P.L. (1990): Geology and volcanology of the Hawaiian Islands. *Pacific Sc.*, 44: 315-347.

Weaver, P.P.E. (1991): The origin of ocean island basalt end-member composition: Trace-element and isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104: 381-397.

SALIDAS DE CAMPO

En el marco de las III Jornadas de Geomorfología Litoral se realizan dos salidas de campo, en las que se visitan diversos aspectos relevantes sobre la geomorfología costera de Gran Canaria. La primera de estas salidas se realiza por la costa Norte, en la que está previsto realizar las paradas 1 a 3. La segunda salida de campo se desarrolla por la costa S y SO de la isla, y en ella se visitan las localidades 4 y 5. Los distintos enclaves a visitar son los siguientes:

- Parada 1: Playa de Las Canteras
- Parada 2: Cuevas del Guincho
- Parada 3: Depósitos de tsunami de Agaete
- Parada 4: Recorrido en barco por la costa SO
- Parada 5: Dunas de Maspalomas



Localización de las salidas de campo en el mapa de sombras de Gran Canaria, elaborado por GRAFCAN, S.A.

COSTA NORTE: PLAYA DE LAS CANTERAS

Alonso Bilbao, I.

Dpto. Física. Edificio de Ciencias Básicas. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 35.017 Las Palmas de Gran Canaria. E-mail: ialonso@dfis.ulpgc.es

RESUMEN

Este trabajo constituye una revisión de estudios previos sobre las características más destacadas de la playa de Las Canteras desde el punto de vista geomorfológico y sedimentológico. Respecto al primero de estos aspectos se presta especial atención al beachrock que constituye *la barra* y que también aflora en distintos puntos del frente de playa.

Tras una somera descripción del entorno geológico en que se encuadra y de las características oceanográficas de la zona, se presenta una caracterización granulométrica y composicional de los sedimentos de la playa, haciendo hincapié en las variaciones espacio-temporales que presentan. Se hace igualmente un análisis de la variabilidad sedimentaria de esta playa, sometida a cambios estacionales muy marcados, pero donde lo más llamativo es la tendencia a acumular sedimentos a largo plazo, sedimentos que proceden de un banco submarino localizado en los fondos de la bahía del Confital.

ABSTRACT

This paper is a review of previously published studies on the geomorphological and sedimentological characteristics at Las Canteras beach. Regarding the former aspect, special focus is pointed out at *la barra*, a beachrock that extends 200 meters offshore parallel to the shoreline and that also crop out at different sectors of the beach face.

Once the geological setting and the oceanographic conditions in the area are presented, the grain size and compositional properties of the beach sediments are described, focussing on the time-space variations. Regarding the sediment dynamics, this beach shows a very strong seasonality with opposite patterns in the northern and southern sectors of the beach, which denotes and intense longshore transport. Apart from that, the beach shows a long term tendency to accumulate sands in the northern sector, sediments that come from a submarine bank located in Confital bay.

INTRODUCCIÓN

La playa de Las Canteras se encuentra situada en el extremo SE de la Bahía del Confital, apoyada en el istmo que une La Isleta con el resto de Gran Canaria (figura 1). Tiene unas dimensiones próximas a los 3 km de longitud y está encajada entre el promontorio de La Puntilla en el extremo norte y la escollera artificial situada en el límite sur denominada *los muellitos*.



Figura 1. Mapa de localización de la playa de Las Canteras

La bahía del Confital ocupa una extensión de unos 9 km² y está abierta al oleaje del NW. Considerando que nos encontramos en una isla volcánica oceánica, los fondos de la bahía son relativamente someros, pues la profundidad máxima está en la batimétrica de 50 metros (figura 2). La batimetría no es uniforme, pues está interrumpida por varios bajas submarinas (como el Bajo Fernando y los Roquerillos). Los fondos de toda la bahía están prácticamente cubiertos de arenas, si bien, en zonas donde aflora el sustrato rocoso apenas hay una fina lámina de sedimento (Ojeda et al., 1996).

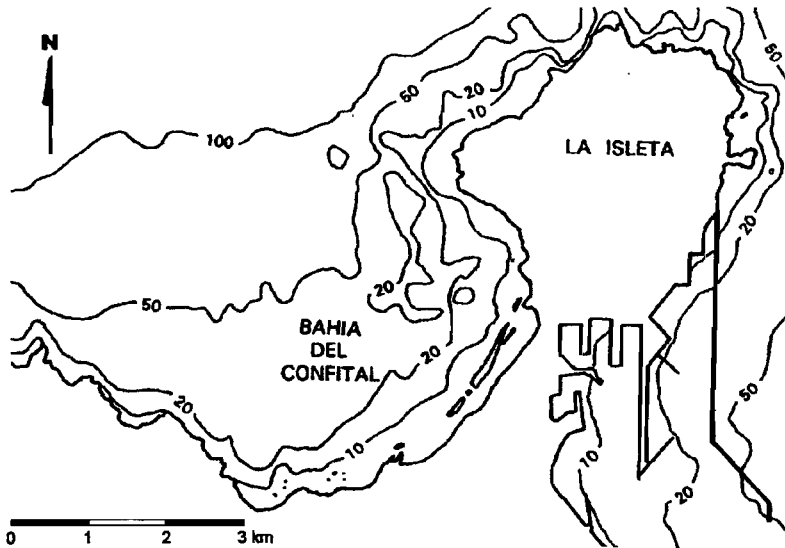


Figura 2. Mapa batimétrico de la bahía del Confital.

Esta playa es de carácter eminentemente urbano y está retranqueda en toda su extensión por un paseo marítimo. El sector septentrional de la playa está muy resguardado de los oleajes dominantes, por lo que presenta unas características excepcionales para el baño y el disfrute humano. Por el contrario, el sector meridional está mucho más expuesto al oleaje incidente (Alonso y Vilas, 1994). Ello es debido a la presencia de dos elementos naturales:

- La punta del Confital, situada en el extremo occidental de La Isleta y que protege la playa de los oleajes del N y NE, en particular al sector más oriental.
- El beachrock localmente denominado *la barra* y que se extiende de modo paralelo al frente de playa, del que dista unos 200-250 m, indicando la posición de una paleolínea de costa (figura 3). Esta barra presenta una cota de coronación muy próxima a la del nivel medio del mar, por lo que durante las bajamares determina la formación de una zona de aguas calmas donde la acción del oleaje es prácticamente nula. De hecho, según AHINCO (1979), a la zona más resguardada solo llegaría el 24% de la energía total de un año medio en comparación con la que se recibiría en la zona más expuesta.



Figura 3. Vista general de la playa desde el sur. Nótese la triple concavidad de la playa y la continuidad que presentan los distintos fragmentos de *la barra*.

Este beachrock está formado por paquetes calcareníticos con leve buzamiento hacia el mar entre los que hay intercalados niveles con lentejones de conglomerados (Pérez Torrado y Mangas, 1992). El buzamiento entre 5° y 8° sería el que tuviese el frente de playa original. AHINCO (1979) cita incluso la existencia de “huellas de oleaje” (supuestamente de trata de ripples) en los planos de estratificación de las areniscas, cuya longitud de onda es de 8–12 cm. En bajamares equinociales se aprecia que *la barra* está prácticamente unida al beachrock que aflora en distintos puntos del frente de la playa, el cual presenta el mismo buzamiento (figura 4).

La calcarenita que constituye el beachrock está formada por arenas medias. La presencia restos de organismos marinos (conchas, caparazones, rodolitos, etc.) es escasa, si bien es muy llamativa la existencia de un nivel arcilloso de color rojizo y que presenta distintos grados de compactación dependiendo de la zona en que se encuentre. Este material suele presentarse a muro de la calcarenita, y se localiza no solo en el frente de la playa sino también en la zona sumergida. Destaca en él la gran abundancia de caparazones de gasterópodos terrestres (figura 5).

Por otra parte, este beachrock es prácticamente inexistente a lo largo del tercio meridional de la playa, lo que determina que esta zona esté mucho más expuesta al oleaje y que en consecuencia, esté sometida a una dinámica diferente del resto de la playa (Alonso y Vilas, 1994).

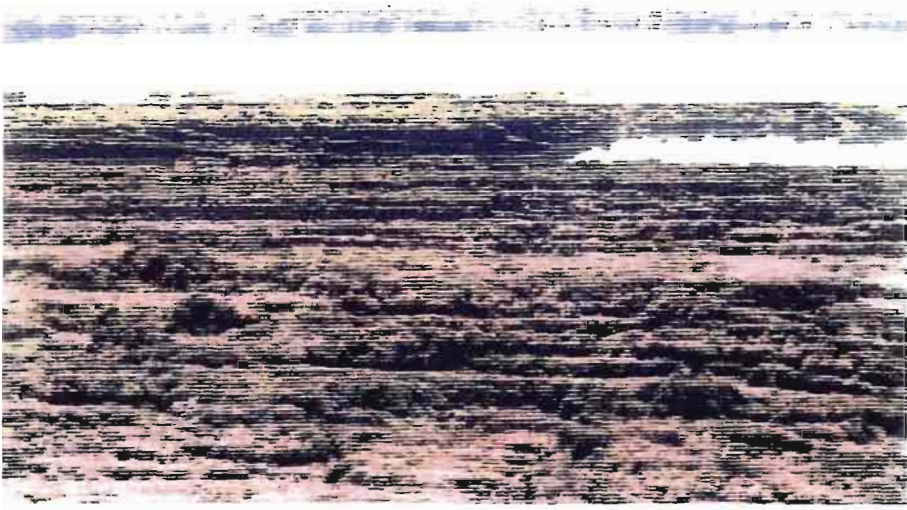


Figura 4. Paquetes calcareníticos con buzamiento hacia el mar en el beachrock que aflora en la playa durante la bajamar. Al fondo *la barra*.

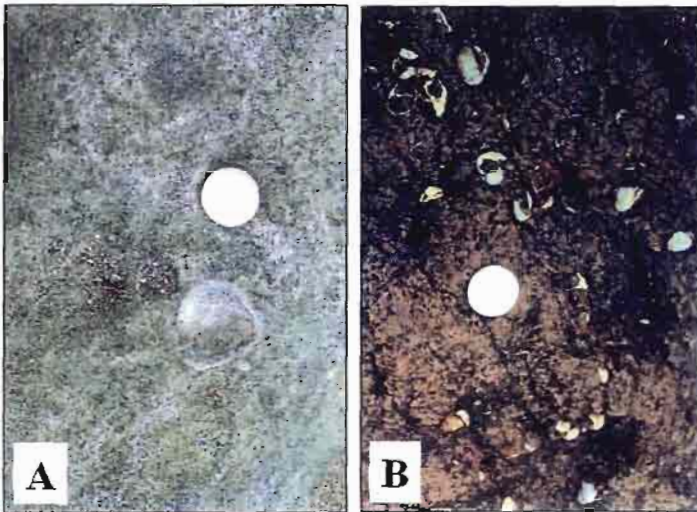


Figura 5. Detalles de la calcarenita (A) y del nivel arcilloso (B) que afloran en distintos puntos del arco central de la playa.

Otro elemento geomorfológico característico de la playa lo constituye la presencia de grandes bloques de naturaleza basáltica, seguramente procedentes de los volcanes de la isleta, entre los que el más característico es el denominado *Peña de la vieja*.

ENTORNO GEOLÓGICO

La figura 6 muestra el mapa geológico del entorno de la playa (ITGE, 1990), donde los principales materiales presentes son:

a) **Fonolitas.** Son depósitos lávicos e ignimbríticos emitidos en los estadios finales del Ciclo Magmático I (Mioceno). Se localizan a lo largo del tramo de costa situada al oeste de la playa, y destacan por su contenido en feldespato potásico y clinopiroxenos (augita-egirínica). Presentan tonos anaranjados en el mapa geológico.

b) **Formación Detrítica de Las Palmas -F.D.L.P.-** Estudiada entre otros por Gabaldón *et al.*, 1989 y Pérez Torrado *et al.*, (2000), comprende tres miembros: el Miembro Inferior, compuesto por depósitos aluviales con arenas y conglomerados de cantos fonolíticos producto de la erosión de los materiales del Ciclo I; el Miembro Medio, representativo de un nivel areno-limoso marino Plioceno, y el Miembro Superior formado por materiales aluviales, lahares, brechas volcánicas y piroclastos, que se formó contemporáneamente al Ciclo II (Plioceno). Se corresponde con los colores amarillos oscuros del mapa geológico.

c) **Lavas del Ciclo Roque Nublo.** En este sector se corresponden a pillow-lavas y lavas subaéreas de carácter básico (colores morados en la figura 5). Son materiales ricos en olivinos ligeramente iddingsitizados, clinopiroxenos del tipo augita y feldespato cálcico (plagioclasas), y en menor proporción anfíboles (Gimeno, *et al.*, 2000; Pérez Torrado, 2000).

d) **Basaltos Recientes.** Corresponden a las últimas emisiones volcánicas en la isla y son materiales de carácter básico. Se localizan en la Punta de Arucas y bastante diseminados por el interior, pero especialmente destacan en La Isleta por estar en la costa y particularmente próximos a la playa en estudio (colores verdes). Son ricos en los mismos minerales que las lavas del Ciclo Roque Nublo, pero con la salvedad de presentar anfíboles marrones y olivinos bastante ideomorfos y prácticamente nada iddingsitizados (ITGE, 1990).

e) **Terraza Baja de Las Palmas.** Son depósitos calcareníticos con intercalaciones de niveles conglomeráticos a los que se les atribuye una edad de unos 100.000 años (Meco, 1986). Sobre estos materiales se asienta hoy día la ciudad de

Las Palmas de Gran Canaria, y son los que constituyen la barra y los distintos afloramientos rocosos presentes en la playa (colores amarillos claros).

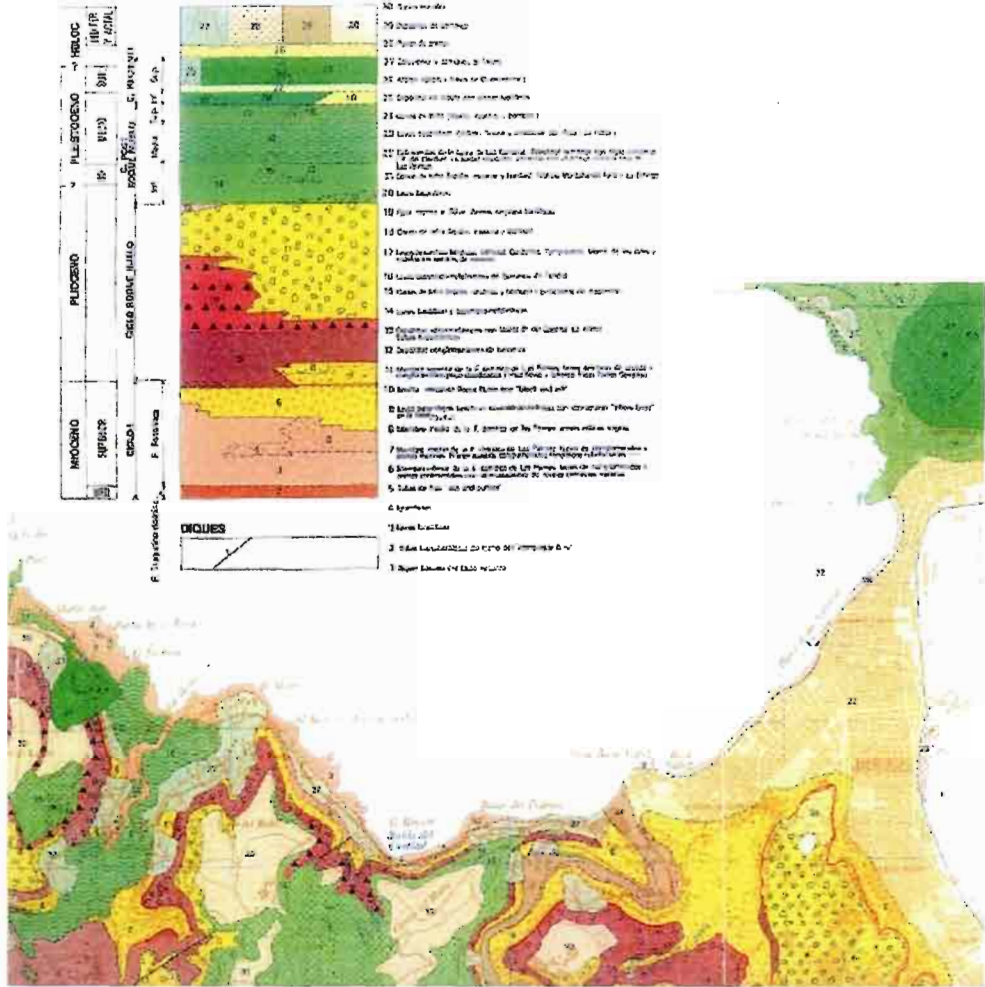


Figura 6. Mapa geológico del entorno de la bahía del Confital (ITGE, 1990).

CARACTERÍSTICAS OCEANOGRÁFICAS

El oleaje dominante en Canarias presenta una marcada estacionalidad, estando caracterizado por temporales durante los meses de octubre a marzo, tal como

se aprecia en la figura 7, que muestra la evolución de la altura de ola significativa y el período de pico del oleaje registrado en la boya Las Palmas I, situada en el límite externo de la bahía del Confital, desde 1987 a 2004. Prácticamente en todos los inviernos se alcanzan alturas de ola superiores a 4 m, mientras que durante las épocas estivales apenas se superan los 1.5 m de altura.

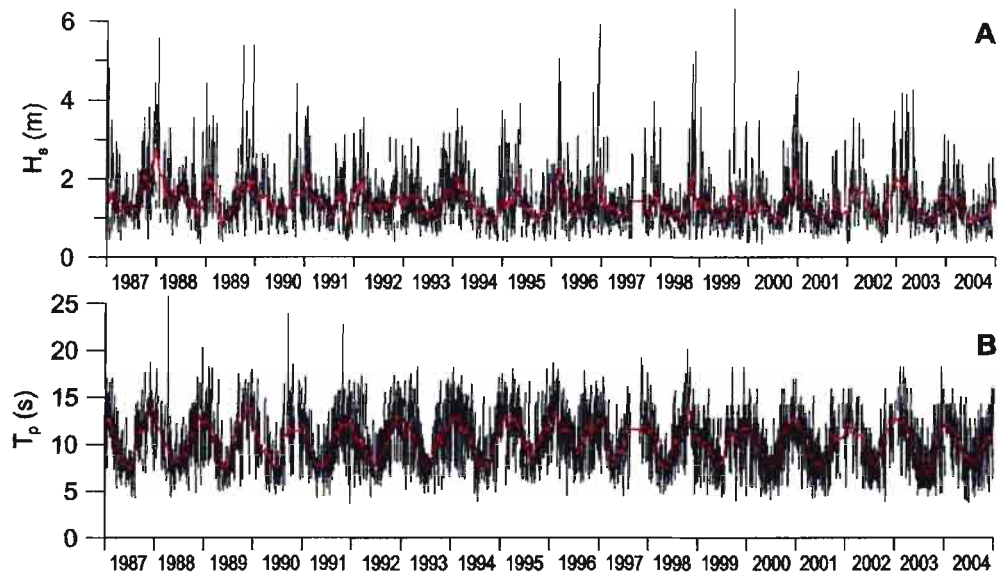


Figura 7. Evolución del oleaje en la boya Las Palmas I. A) Altura de ola significativa, B) Período de pico espectral. La línea roja representa los datos suavizados con una media móvil de 299 puntos.

La dirección de aproximación del oleaje es de componente N, si bien los mayores temporales al norte de Gran Canaria, en los que la altura de ola significativa es superior a 5 metros de altura, son siempre de componente NW, y más concretamente entre las direcciones 324-354° N. Es más, desde que existe el registro WANA 1018013 (desde 22/10/1995 hasta la actualidad), sólo en 9 ocasiones se han obtenido datos de altura de ola superiores a dicho valor, y todas las ocasiones han estado comprendidos entre los meses de noviembre y febrero, excepto en una de ellas que fue en abril, lo que confirma la estacionalidad antes comentada.

A efectos meramente ilustrativos de la energía de los temporales en Canarias, la figura 8 muestra la evolución de 2 de los más importantes temporales acaecidos en Gran Canaria, donde en ambos casos se superó el umbral de 6 metros de

altura de ola significativa, y se registraron valores en torno a 12 metros de altura de ola máxima.

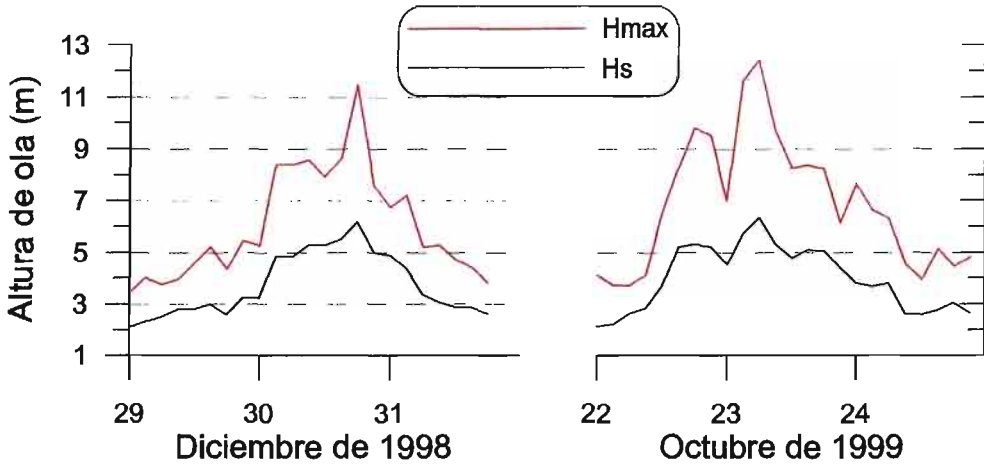


Figura 8. Evolución la altura de ola máxima y significativa en dos de los mayores temporales registrados en la boya Las Palmas I.

El régimen de corrientes en el entorno de la playa está muy condicionado por la marea, de modo que en el interior de la dársena durante la pleamar se dan las mayores corrientes hacia el NE, mientras que durante la bajamar las corrientes fluyen hacia el SW. A ello hay que añadir la influencia directa del viento sobre la corriente en esta agua poco profundas (Díaz-Llanos *et al.*, 1997).

CARACTERÍSTICAS GRANULOMÉTRICAS Y COMPOSICIONALES DE LOS SEDIMENTOS

Las características de los sedimentos de la playa han sido abordadas en diversos estudios, entre los que destacan los realizados por AHINCO, 1979; PROINTEC, 1984; Alonso y Pérez Torrado, 1992 y Alonso, 1993; siendo probablemente este último el más completo de todos. En este trabajo se analizaron las características texturales y composicionales de los materiales no sólo desde una perspectiva espacial sino también temporal.

Para ello se diseñó un muestreo consistente en 14 puntos de muestreo repartidos a lo largo de la franja intermareal de toda la playa, otras 2 muestras en la

zona supramareal en el arco N de la playa, y otra muestra adicional muy próxima a la desembocadura del barranco de la Ballena (Figura 9).

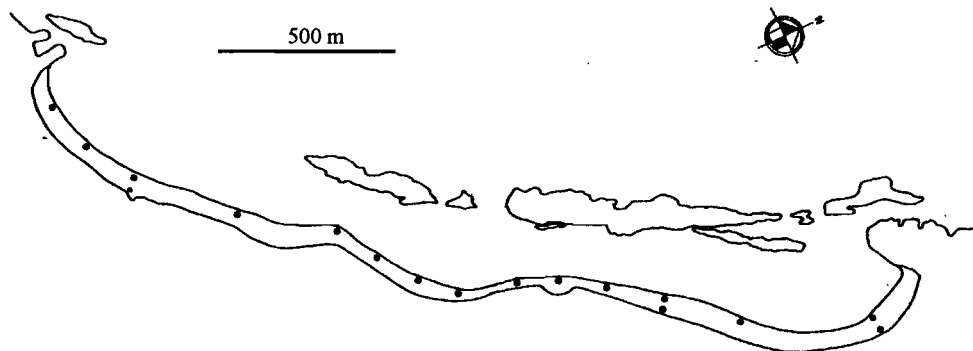


Figura 9. Plano de localización de los puntos de muestreo.

Este muestreo se repitió en tres ocasiones distintas a fin de determinar la variabilidad de las características de los sedimentos ante los cambios estacionales que se producen en el clima marítimo. El primero de los muestreos se realizó a principios del otoño (3 de octubre de 1991), el segundo durante el invierno (21 de febrero de 1992) y el tercero a final de la primavera y comienzo del verano (16 de junio de 1992).

Las condiciones oceanográficas los días previos a cada muestreo se obtuvieron a partir de los datos suministrados por el registrador de oleaje Las Palmas I, situado en la zona externa de la bahía del Confital. La figura 10 muestra cómo era el oleaje durante los 5 días previos a cada muestreo, donde se aprecia que el muestreo I fue el que se realizó en las condiciones más energéticas durante los tres días previos. Este hecho indudablemente se detectó en los resultados granulométricos de las muestras.

Documentos de los autores. Digitalización realizada por ULPGC. Biblioteca Universitaria. 2000

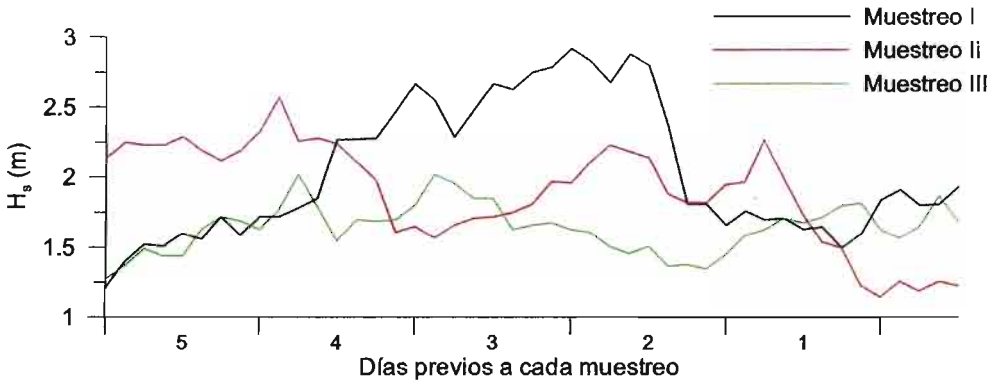


Figura 10. Condiciones de oleaje durante los días previos a los tres muestreos.

Los resultados obtenidos por Alonso (1993) se muestran en la figura 11, donde se muestra la variación espacio-temporal del tamaño medio, grado de clasificación y contenido en carbonatos de las muestras. Lo primero a destacar de dicha figura es que el tamaño medio de casi todas las muestras oscila entre 1.6-2.4 ϕ . Es decir, la playa en su conjunto e independientemente de la época del año se compone de arenas cuyo tamaño medio está entre arenas medias y finas.

Una excepción es el punto situado a 1750 metros del extremo sur, y que coincide con la *playa chica*, que en los tres muestreos se clasifica como de arenas gruesas, mientras que la otra excepción es la muestra tomada en la desembocadura del barranco que corresponde a arenas finas.

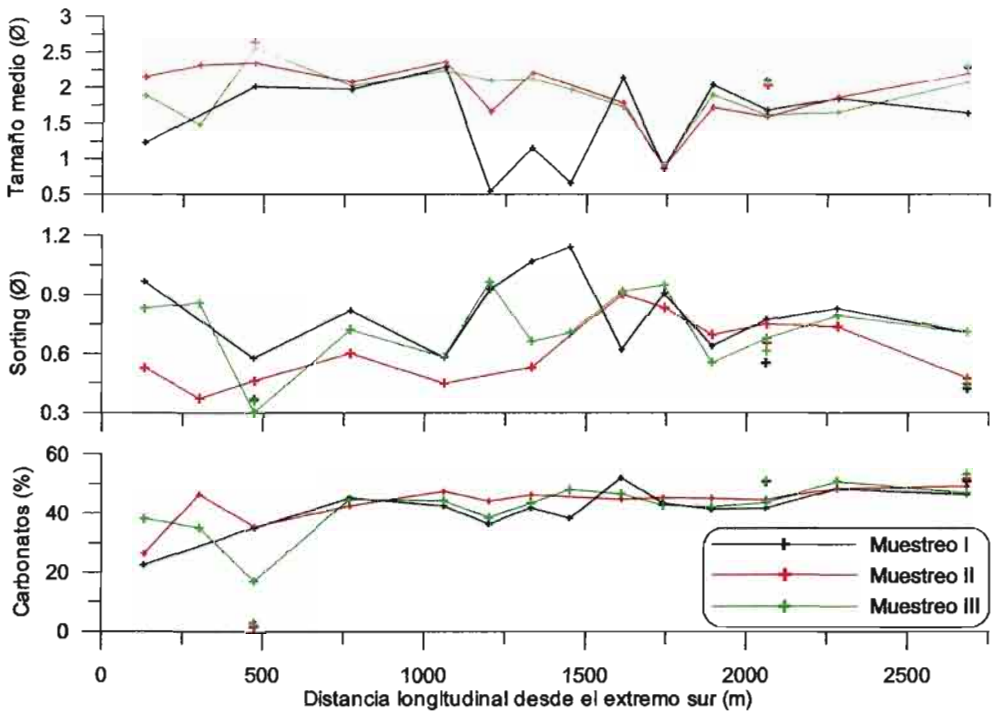


Figura 11. Variación espacial del tamaño medio, grado de clasificación y contenido en carbonatos durante los tres muestreos. Los puntos unidos con líneas corresponden a la zona intermareal, mientras que los puntos aislados indican las muestras tomadas en la zona supramareal y el barranco.

Respecto a la variación estacional del tamaño medio, se observa que aumenta significativamente durante el muestreo I en comparación con los otros muestreos. Esto es debido a que en los días previos al primer muestreo se registró un oleaje bastante energético que incidió especialmente en el arco central de la playa.

Este aumento de la granulometría en la concavidad central se debe a que es en esta zona donde más aflora el beachrock en el frente de la playa, y a que es frente a la bocana central entre los dos principales fragmentos de *la barra* donde se dan las mayores cotas batimétricas a menor distancia de la orilla. Por ello el oleaje experimenta en esta zona menores pérdidas energéticas por fricción con el fondo, con lo que cuando incide con la suficiente energía, rompe directamente sobre el afloramiento rocoso haciendo que éste se fracture y disgregue (figura 12).



Figura 12. Detalles de la fracturación del beachrock en el arco central de la playa.

El grado de clasificación de casi todas las muestras está en el rango 0.35-1 \emptyset , por lo que oscila entre bueno y moderado según la clasificación de Folk y Ward (1957). También en este caso se aprecia que las muestras son menos homogéneas durante el muestreo I, si bien estas diferencias son irrelevantes en el arco septentrional de la playa.

En cuanto a las muestras de la zona supramareal y la localizada frente a la desembocadura del barranco (puntos aislados en la figura 11), son más finas y homogéneas que las de la zona intermareal próxima. Ello es efecto del transporte eólico que afecta estas muestras, así como del continuo machaqueo a que se ven sometidas fruto de las labores cotidianas de limpieza que realiza el ayuntamiento.

Por lo que respecta a la composición de los sedimentos, la figura 11 muestra el contenido en carbonatos de las muestras. Este carbonato procede en su totalidad de restos de bioclastos marinos, y representa un 43 % de los sedimentos de la playa. No obstante hay ciertas diferencias zonales, ya que en el arco meridional la proporción carbonatada es menor y los cambios estacionales son significativos, mientras que en el resto de la playa el contenido bioclástico se mantiene constante a lo largo del año.

En cuanto a la composición petrográfico-mineralógica de las arenas, sí que hay una enorme variación espacial entre los distintos componentes de las arenas. En la zona sur predominan los olivinos, clinopiroxenos, anfíboles y minerales opacos (óxidos de Fe-Ti), cuya proporción disminuye conforme nos desplazamos hacia el norte. En esta zona, por el contrario, aumenta la proporción de feldespatos y fragmentos de rocas. Respecto a estos últimos materiales Alonso y Pérez Torrado (1992) y Alonso (1993) diferenciaron entre líticos de carácter fonolítico, líticos



calcareníticos y líticos básicos (figura 13), procedentes respectivamente de la erosión de las fonolitas, el beachrock y de las lavas Roque Nublo y basaltos recientes.

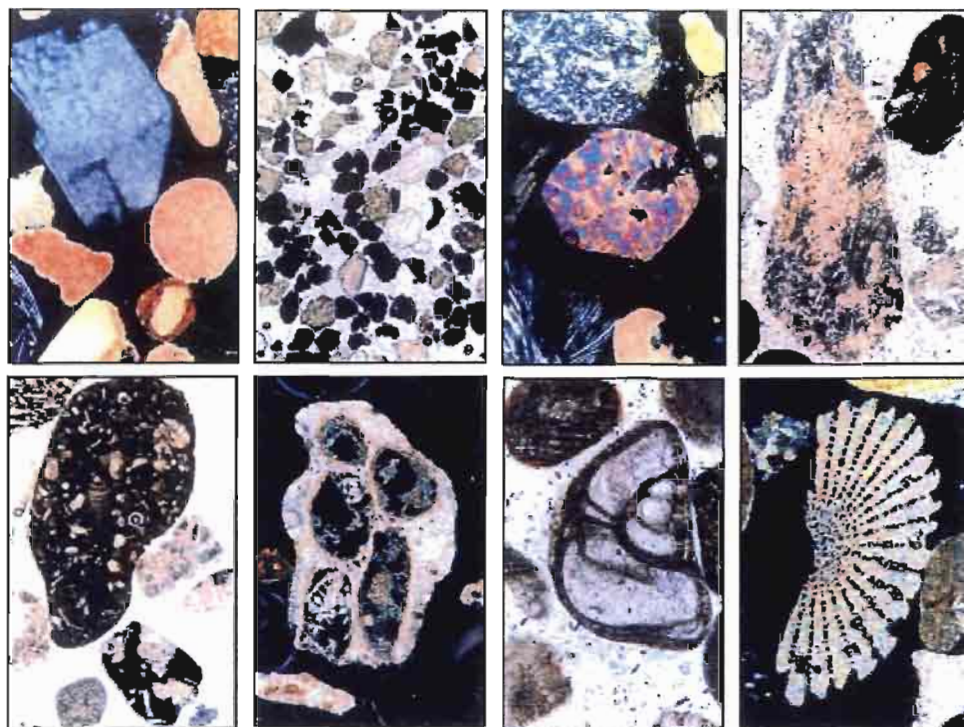


Figura 13. Fotografías al microscopio petrográfico de distintos componentes de las arenas de la playa.

VARIABILIDAD SEDIMENTARIA

Ya se comentó anteriormente el carácter dual que presenta esta playa en cuanto a la variabilidad sedimentaria, como consecuencia de la presencia en un sector y la ausencia en otro de *la barra*. Esta variabilidad ha sido analizada por Alonso *et al.*, (2000) a distintas escalas de tiempo, desde una escala de décadas, años, estaciones y días.

Es particularmente significativa la variabilidad estacional de la playa (figura 14) fruto de la marcada estacionalidad ya comentada del oleaje incidente. Consecuencia de ello, el sector expuesto se erosiona durante el otoño-invierno, ya que la alta energía del oleaje removiliza los sedimentos, transportándolos bien a zonas

más profundas, bien a lo largo de la playa hacia zonas más resguardadas. Durante la primavera-verano el proceso es inverso, ya que los sedimentos son paulatinamente devueltos a la playa, produciéndose una deposición neta en la playa emergida. Esta basculación alternante coincide con los perfiles típicos de invierno-verano descritos en la literatura (véase por ejemplo Komar, 1998; Short, 1999).

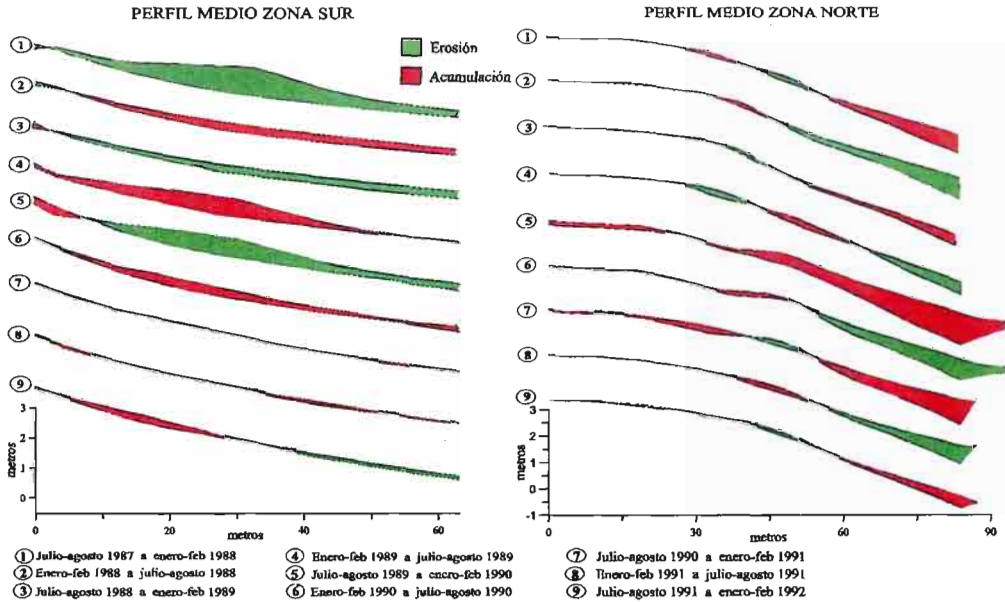


Figura 14. Variabilidad estacional para el perfil medio de las zonas S (expuesta) y N (protegida).

En la zona protegida el comportamiento es inverso: hay acumulación de sedimentos en otoño-invierno y erosión el resto del año. Esta pauta evidencia un fuerte transporte a lo largo de la playa, de modo que cuando la zona expuesta se erosiona por el oleaje incidente, una parte considerable de estos sedimentos son transportados al sector resguardado. El desarrollo de cúspides de playa (*beach cusps*) sumamente rítmicos y persistentes en este sector de características típicamente reflectivas sugiere la existencia de ondas de borde (Guza and Inman, 1975, Komar, 1998). Ello podría favorecer que parte de estos sedimentos vayan siendo removilizados durante la primavera-verano hacia la zona expuesta, aprovechando que se trata de una época generalizada de calmas (Alonso y Vilas, 1996).

La figura 14 muestra esta estacionalidad para las dos zonas. El perfil de la zona sur es un promedio de los perfiles medidos en el sector más expuesto de la

playa durante todas las campañas realizadas por Alonso (1993) del 15 de enero al 15 de marzo y del 15 de julio al 15 de septiembre de cada año, mientras que en la zona norte es un promedio de los perfiles medidos en la zona más resguardado durante las mismas épocas.

Por otra parte, no es menos cierto que esta estacionalidad invierno/verano puede verse alterada como consecuencia de situaciones anómalas en el clima marítimo, como puedan ser las provocadas por inviernos inusualmente suaves o por periodos de temporales particularmente energéticos y prolongados en el tiempo. El efecto de un determinado temporal sobre la playa de Las Canteras fue analizado por Alonso y Vilas (1996), donde se determinó que volúmenes muy significativos de sedimento (superiores a 4000 m³) fueron removilizados en apenas 3 días.

No obstante lo anterior, probablemente el hecho más llamativo de la playa de Las Canteras sea la tendencia natural que presenta a la acumulación de sedimentos a largo plazo. Este es un fenómeno perfectamente conocido desde hace más de tres décadas (Florez del Cueto, 1975), y que está originado por una conjunción de factores. De un lado, un volumen muy considerable de sedimentos que año a año van llegando a la playa; y de otro, la interrupción de la libre dinámica de estos sedimentos, que antaño eran removilizados por el viento y formaban el importante campo dunar de Guanarteme-Arenales. Hoy día ese transporte eólico está completamente impedido por el paseo marítimo y la barrera de edificios que bordean la playa.

La tasa de acumulación de sedimentos fue inicialmente calculada por PROINTEC (1984) en unos 8.100 m³/año. Posteriormente Alonso (1993) rebajó esta cantidad a unos 2.700 m³/año, si bien con posterioridad Alonso *et al.*, (2000) reajustaron esta cantidad a unos 5.000 m³/año.

Con independencia de la cantidad concreta, lo que es palpable es que la arena se acumula en la playa, y concretamente en el sector septentrional, el más resguardado. Esta tendencia a acumular sedimentos es lo que motivó a que por fin en 2002, en una acción conjunta entre el Ayuntamiento de Las Palmas de Gran Canaria y la Dirección General de Costas se decidiese acometer el problema, retirándose varios miles de metros cúbicos de arenas. Esta actuación fue en general bien entendida y valorada por la ciudadanía, buenos conocedores de la citada problemática.

ORIGEN DE LOS SEDIMENTOS

Para explicar los aportes de sedimentos a la playa sólo caben dos posibles fuentes: aportes por los barrancos y aportes marinos.

Respecto a la primera de estas hipótesis, es de destacar que el conjunto de barrancos de La Ballena y La Palma, siendo el segundo tributario del primero, atraviesan a lo largo de su recorrido los tres miembros de la F.D.L.P. y los basaltos del Ciclo Roque Nublo, desembocando directamente en la playa de Las Canteras. Dado que estos materiales no están situados en la costa, pero por el contrario sí los encontramos como componentes de los sedimentos de la playa, indica que bien han sido arrastrados por la escorrentía de los barrancos a lo largo de tiempos geológicos, o que existen afloramientos submarinos ricos en estos materiales, los cuales han sido y están siendo erosionados por la acción de los agentes de la dinámica marina y están siendo paulatinamente removilizados por el oleaje y las corrientes hacia la playa.

A pesar de que los procesos de escorrentía en Gran Canaria son bastante ocasionales y en ningún caso suponen grandes caudales (figura 15), el grado de encajamiento provocado por la erosión es elevado.



Figura 15. Escorrentías del barranco de la Ballena en febrero de 2005, drenando los materiales arrastrados directamente en la playa de Las Canteras.

Según ITGE (1990) este fuerte encajamiento de los barrancos es consecuencia de los movimientos en la vertical sufridos por la costa y especialmente al bajo grado de cohesión que presentan los materiales implicados, dando como resultado el arrastre de sedimentos erosionados a lo largo del cauce. Sin embargo, no

parece razonable que los aportes actualidades del barranco sean significativos en cuanto al volumen de sedimentos de la playa.

Por lo que respecta a aportes marinos, Ojeda *et al.*, (1996) realizaron un exhaustivo muestreo de toda la bahía del Confital, del que obtuvieron que los fondos de la bahía están recubiertos en su mayor parte por sedimentos arenosos, a pesar de que en ciertos sectores afloran los mismos materiales calcareníticos que constituyen la barra. Estos autores determinaron las características granulométricas de las muestras sumergidas, lo que les permitió sectorizar hasta seis zonas donde la granulometría de los sedimentos era homogénea. A partir de ello, así como de las propiedades del oleaje en esta zona, obtuvieron que los sedimentos que recubren los fondos son de la bahía son perfectamente removilizables por el oleaje medio anual, y que por tanto constituyen la fuente actual de nuevos aportes hacia la playa.

Alonso (1993) estimó los aportes de materiales terrígenos considerando las posibles áreas fuente y los resultados del análisis petrográfico efectuado. Fruto de ese estudio se determinó que la erosión de los basaltos recientes de La Isleta sería responsable de un 20.9 % de los sedimentos de la playa; los acantilados fonolíticos situados al oeste aportarían un 17.6 %; la disgregación del beachrock tanto de *la barra* como el que aflora en la playa contribuirían con un 9.8 % y los materiales drenados por el barranco darían cuenta del 8.8 %. El restante 43 % corresponde a los fragmentos carbonatados de bioclastos marinos.

Estos valores hay que tomarlos con cautela, pues no indican que los sedimentos hoy día llegan a la playa procedan directamente de esas fuentes, sino que esa sería la proporción de terrígenos en los sedimentos que recubren los fondos de la bahía y que son susceptibles de ser transportados.

Por tanto, a falta de estudios más detallados sobre las características petrológicas de los sedimentos de la bahía, así como de la potencia que tienen, parece indudable que la playa seguirá recibiendo aportes marinos hasta que se agote el banco del que se nutre.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a Puertos del Estado la cesión de los datos de oleaje utilizados en este trabajo.

REFERENCIAS

AHINCO, S.A. (1979): *Estudio sobre la evolución y condiciones de estabilidad de la playa de Las Canteras*; Excmo. Ayuntamiento de Las Palmas de Gran Canaria, 196 pp.

Alonso, I. (1993): *Dinámica sedimentaria en la playa de Las Canteras*; Tesis Doctoral, Departamento de Física, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 333 pp.

Alonso, I. y Pérez Torrado, F.J. (1992): Estudio sedimentológico de la playa de Las Canteras (Gran Canaria). Datos preliminares; *Actas III Congreso Geológico de España*, tomo 2, 131-135.

Alonso, I. y Vilas, F. (1994): The influence of boundary conditions on beach zonation; *Proc. Coastal Dynamics '94*, ASCE: 417-431.

Alonso, I. y Vilas, F. (1996): Variabilidad sedimentaria en la playa de Las Canteras (Gran Canaria), *Geogaceta*, 20 (2): 428-430.

Alonso, I.; Vilas, F. y Alcántara-Carrió, F. (2000): Importancia de la escala temporal en estudios de dinámica litoral; En: J.R. de Andrés y F.J. Gracia (eds), *Geomorfología litoral. Procesos activos*, SEG y Universidad de Cádiz, 31-43.

Díaz-Llanos, M.S.; Gutiérrez, L.; Fernández palacios, Y.; Morató, R.; Pérez-Lezcano, R.; Alonso, I. y Pelegrí, J.L. (1997): Mediciones lagrangianas y eulerianas en la playa de Las Canteras y bahía del Confital, isla de Gran Canaria, *XXVI Reunión Bienal R.S.E.F.*, Universidad de las Palmas de Gran Canaria, 462-463.

Florez del Cueto, S. (1975): Un peligro aún no atajado. La arena sigue subiendo en Las canteras, *Diario La Provincia*, 10 de Junio de 1975.

Folk, R.L. y Ward, W.C. (1957): Brazos river bar. A study in the significance of grain size parameters; *J. Sedim. Petrol.* 27, 3-26.

Gabaldón, V.; Cabrera, M.C. y Cueto, L.A. (1989): Formación detrítica de Las Palmas. Sus facies y evolución sedimentológica. *Meeting on Canarian Volcanism*. E.S.F. Abstract book, 210-215.

Gimeno, D.; Pérez Torrado, F.J.; Schneider, J.L. y Wassmer, P. (2000): Transformaciones de coladas básicas alcalinas subaéreas en lavas almohadilladas en ambiente litoral: un ejemplo del Plioceno, Norte de la isla de Gran Canaria; *Geotemas*, 1(3): 325-328.

Guza, R.T. e Inman, D.L. (1975): Edge waves and beach cusps; *J. Geophys Res.*, 80 (21): 2997-3012.

ITGE. (1990): *Mapa geológico de España a escala 1:25.000 (Proyecto MAGNA)*. Hoja 1101-II, Las Palmas de Gran Canaria.

Komar, P. (1998): *Beach processes and sedimentation*; Prentice Hall, 544 pp.

Meco, J. (1986): La fauna pre-Jandiense y su evolución durante el Cuaternario superior de Canarias; En: J. Meco y N. Petit-Maire (eds.), *El Cuaternario de Canarias*, pp. 51-71.

Ojeda, M.A.; Alonso, I. y Alcántara-Carrió, J. (1996): Cartografía sedimentaria de la bahía de El Confital (Gran Canaria). Consideraciones sobre el transporte de sedimentos hacia la playa de Las Canteras; *Geogaceta*, 20 (2): 374-377.

Pérez Torrado, F.J. (2000): *Volcanoestratigrafía del Grupo Roque Nublo (Gran Canaria)*; Ed. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria y Cabildo de gran Canaria, 459 pp.

Pérez Torrado, F.J. y Mangas, J. (1992): Origen y evolución geológica de la barra de las Canteras; *Vector Plus*.

Pérez Torrado, F.J.; Schneider, J.L.; Gimeno, D.; Wassmer, P. y Cabrera, M.C. (2000): Mecanismos de transporte y emplazamiento de depósitos volcánico-clásticos en el litoral NE de Gran Canaria (Islas Canarias); *Geotemas*, 1(3): 329-333.

PROINTEC, S.A. (1984): *Toma de datos sobre estabilidad de la playa de Las Canteras y comportamiento del arrecife*; Jefatura de Puertos y Costas de Las Palmas, D.G. Puertos y Costas, MOPU.

Short, A.D. (ed). (1999): *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*; Jhon Willey, 379 pp.

COSTA NORTE: CUEVAS DEL GUINCHO Y VALLE DE AGAETE

Pérez Torrado, F.J. y Cabrera Santana, M.C.

Departamento de Física-Geología, Ciencias Básicas, Campus de Tafira, ULPGC. 35017-Las Palmas de Gran Canaria. fperez@dfis.ulpgc.es; mcabrera@dfis.ulpgc.es

INTRODUCCIÓN

El crecimiento y evolución de una isla volcánica intraplaca representa una competición dinámica entre los procesos constructivos (actividad magmática) y los destructivos (erosión, fundamentalmente marina, y deslizamientos gravitacionales). La mayor parte de las huellas de esta dura competencia se van a localizar en las faldas sumergidas (apron) de las islas, siendo pocas las observables en afloramientos subaéreos. Las Islas Canarias, sin embargo, suponen una fantástica excepción a esta regla. Localizadas muy cerca del margen continental pasivo del oeste africano, por tanto sobre una corteza oceánica vieja y gruesa que las dota de una relativa estabilidad isostática, muestran una dilatada historia volcánica (> 20 Ma en Fuerteventura) en la que es posible observar todos los estadios evolutivos propios de la construcción de estas islas intraplacas: submarino, subaéreo inicial -shield-, reposo volcánico y rejuvenecimiento (Carracedo *et al.*, 2002). Por ello, son numerosos los afloramientos de formaciones marinas (incluso las ligadas a la etapa de construcción submarina) que han permitido el estudio y comprensión de esa competición entre el crecimiento volcánico de las islas y la acción del mar, marcando sucesivos episodios transgresivos y regresivos que, consecuentemente, han ido remodelando continuamente el relieve litoral.

En las dos paradas aquí propuestas de la excursión geológica por el litoral norte de Gran Canaria, se observarán depósitos marinos de edades y génesis diferentes, testigos de episodios transgresivos que en la actualidad se localizan a cotas muy elevadas (más de 160 m en el valle de Agaete).

CUEVAS DEL GUINCHO

El crecimiento subaéreo de Gran Canaria se caracteriza por la existencia de un intervalo de inactividad volcánica hacia finales del Mioceno (entre 8,5 a 5 m.a., aproximadamente) que separa los estadios de crecimiento inicial (que incluye la construcción de un complejo edificio en escudo, caldera de colapso y resurgencia

caldérica) del de rejuvenecimiento (construcción del estratovolcán Roque Nublo y actividad volcánica residual Plio-Cuaternaria) (Schmincke, 1994; Pérez Torrado *et al.*, 1995; Carracedo *et al.*, 2002). Es en este intervalo cuando tiene lugar el inicio de una importante acumulación de depósitos sedimentarios en los sectores costeros del NE, E y, en menor medida, S, N y O de la isla, dando lugar a la denominada Formación Detrítica de Las Palmas –FDLP– (Gabaldón *et al.*, 1989; ITGE, 1992). Esta formación se divide en tres miembros, correspondiendo el Miembro Inferior a depósitos aluviales (arenas y conglomerados de cantos fonolíticos Miocenos) originados exclusivamente durante el hiato volcánico, mientras que el Miembro Medio comprende depósitos marinos de características litorales formados al final del hiato volcánico (entre los 5 a 4 m.a., aproximadamente), fruto de un periodo transgresivo en el que se encontraba inmersa Gran Canaria. Finalmente, el Miembro Superior incluye una sucesión de depósitos aluviales, laháricos y piroclásticos, con ocasionales lavas intercaladas, formados contemporáneamente al crecimiento del estratovolcán Roque Nublo en el centro de la isla (Pérez Torrado *et al.*, 1995; Pérez Torrado, 2000).

Relacionados con los depósitos marinos del Miembro Medio de la FDLP, a cotas que oscilan entre los 50 a 110 m, se localizan en los sectores costeros del NE de Gran Canaria una amplia gama de materiales y estructuras producto de la transformación de flujos volcánicos subaéreos (ya fueran lávicos o piroclásticos) al penetrar en el mar (Figura 1).

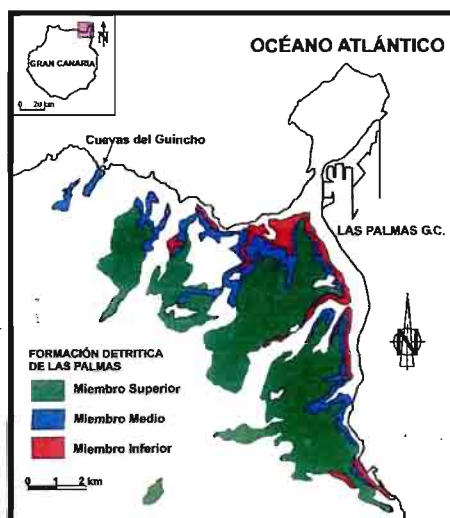


Figura 1. Mapa geológico simplificado de la Formación Detrítica de Las Palmas (modificado de ITGE, 1992) y localización de las Cuevas del Guincho.

Concretamente, en esta parada de las Cuevas del Guincho se localizan una serie de excepcionales afloramientos por la calidad de la exposición de sus materiales, la gran variedad de estructuras sedimentarias y volcánicas existentes y todo en un área de reducidas dimensiones. En conjunto, representan un episodio transgresivo marino que paulatinamente se va somerizando hacia techo y que se ve alterado por la entrada de materiales volcanoclasticos en dos diferentes momentos (Cabrera y Pérez Torrado, 1988; Pérez Torrado *et al.*, 2000; Schneider *et al.*, 2004). Por otro lado, toda esta secuencia volcanosedimentaria se encuentra irregularmente cubierta por lavas del volcán Montaña de Arucas (datado en 152 ± 11 ka por Guillou *et al.*, 2004) que se disponen en posición “cantil”, diferente a la disposición “plataforma” observada más al oeste en la zona denominada Punta del Camello. Ello da idea de una costa inmadura con cantiles y “bajas”, similar a la observada en la actualidad en esta misma área.

A continuación se describen las principales características de estos materiales, cuya columna estratigráfica sintética se observa en la figura 2. Respecto a los depósitos sedimentarios, se distinguen tres tipos de facies (Cabrera y Pérez Torrado, 1988):

- **Facies de arenas laminadas.** Consiste en secuencias granodecrecientes de 0,5 m de espesor en arenas medias a limos muy bien seleccionadas. Las bases son erosivas y pueden estar remarcadas por cantos fonolíticos y/o estructuras de “scour and fill”. La secuencia de estructuras indica un decrecimiento de energía a techo, pasando de estratificación cruzada planar o surcos muy tendidos a laminación debida a ripples de oscilación de media a pequeña escala y laminación paralela en los finos. Existe numerosas huellas de bioturbación que, en ocasiones, pueden llegar a destruir las estructuras tractivas. Todas estas estructuras son producidas por el oleaje y por tanto son indicativas de un subambiente de “shoreface medio”.
- **Facies de arenas bioturbadas.** Capas de arenas finas poco seleccionadas, sin superficies claras de estratificación y estructuras sedimentarias difusas. En ocasiones se observan hiladas de cantos de 1-5 cm de tamaño, así como restos de laminaciones, rodolitos y fragmentos de moluscos. El rasgo principal de esta facies lo constituye la bioturbación que borra casi totalmente las estructuras sedimentarias. Se trata de tubos de hasta 4-5 cm de diámetro en todas las direcciones. El mecanismo dominante sería el oleaje (marcado por restos de laminación debida a ripples de oscilación), con tormentas esporádicas (hiladas de cantos) en un medio de baja energía (Shoreface inferior), donde los organismos destruyen todas las estructuras sedimentarias y homogenizan el sedimento.
- **Facies conglomeráticas.** A techo de toda la secuencia sedimentaria y de manera muy irregular, aparecen unos conglomerados con cantos de fonolitas

(algunos rubefactados) y basaltos muy redondeados, abundantes rodolitos y restos de moluscos. Se disponen según estratificaciones cruzadas en surco o imbricaciones de cantos que marcan direcciones hacia el N (el mar). Representan un medio de alta energía donde el proceso dominante es la batida del oleaje (playa de cantos).

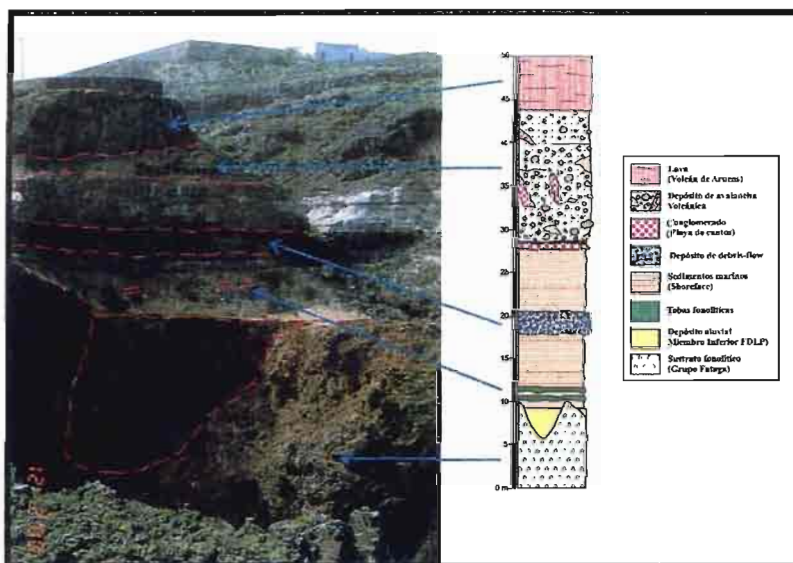


Figura 2. Vista general y columna estratigráfica sintética de las Cuevas del Guincho (modificado de Pérez Torrado *et al.*, 2000)

Por su lado, se distinguen los siguientes depósitos volcánicos (Pérez Torrado *et al.*, 2000; Schneider *et al.*, 2004):

- Lavas fonolíticas. Constituyen el sustrato de la columna volcanoclástica superior. Estas lavas, casi omnipresentes a lo largo de toda la costa N de la isla, representan los episodios finales de actividad volcánica Miocena.
- Tobas fonolíticas. Intercaladas entre los sedimentos marinos en la parte baja de la columna, se presentan en dos capas de 1 m aproximado de espesor cada una. La apariencia es muy similar a la de los depósitos de “flujo de bloques y cenizas” (block & ash flow), con un alto porcentaje de material juvenil (muy vesiculados), de color blanco, anguloso a subanguloso, con tamaños medios de unos 5 cm y ausencia total de texturas de soldadura térmica. Los líticos son también de naturaleza fonolítica, subangulosos y con tamaños algo menores que los juveniles. Tanto las bases como los techos de estas capas son

en general planos. Su característica más destacada es la existencia de restos fósiles marinos (moldes y fragmentos de bivalvos y gasterópodos) incorporados en la capa inferior. Por ello, estos depósitos pueden interpretarse como el resultado de la llegada de flujos piroclásticos subaéreos a un ambiente marino poco profundo en el que son capaces de penetrar y fluir, ingiriendo agua y bioclastos pero sin mostrar grandes modificaciones en la estructura final del depósito (Gimeno y Onnis, 1987). Las características litológicas de estas tobas permiten englobarlas dentro de la Formación Fonolítica Miocena (ITGE, 1992), lo que implicaría la existencia de discretos periodos explosivos de los volcanes de este grupo de forma casi contemporánea al inicio de la actividad volcánica del Grupo Roque Nublo.

- **Brecha intermedia.** Forma un cuerpo de espesor variable (3 a 4 m), con alto contenido en clastos (fonolíticos, basálticos, “juveniles” y “cantos blandos”), con diámetros muy variables (desde submilimétricos hasta 70 cm) y ordenados en secuencia granodecreciente. En la base de este depósito se observa el desarrollo de un nivel de espesor centimétrico (5-10 cm), granulometría fina y gradación inversa. A techo se localizan algunos moldes de restos vegetales. Todas sus características indican que este material ha sido transportado y emplazado mediante un mecanismo de “debris flow” en un ambiente marino somero. Sin embargo, los estudios paleomagnéticos de sus diferentes clastos indican que en origen se trataba de un flujo piroclástico (pyroclastic flow) generado en erupciones altamente explosivas del volcán Roque Nublo en el centro de la isla (Pérez Torrado *et al.*, 1997). Durante su transporte subaéreo, el flujo piroclástico debió incorporar los clastos fonolíticos del lecho del barranco por donde venía encauzado, así como los fragmentos vegetales. Una vez penetra en el mar, incorpora cantidades importantes de agua, lo que provoca procesos de liquefacción en la matriz y elutriación de sus componentes más finos. Consecuentemente, el nivel basal de gradación inversa desaparece y la relación clastos/matriz se incrementa, pudiendo adquirir el flujo un comportamiento “granular” en sus zonas más distales.
- **Brecha superior.** Se trata de un cuerpo irregular con un espesor promedio de 15 m, compuesto por bloques angulosos, muy heterométricos (incluso de varios metros de tamaño), de naturaleza lávica o brecha volcánica (ambas derivadas de materiales del volcán Roque Nublo), rodeados de una matriz escasa y gruesa. Los aspectos más destacados de este depósito son: i) la intensa deformación que provoca en ciertos puntos a los sedimentos marinos infrayacentes; ii) la inyección de diques “neptunianos” de varios metros de longitud por succión ascendente de sedimento marino, así como estructuras de escape de fluidos (pipes); iii) la amplia presencia de fracturación tipo “jig-saw” en la mayoría de los bloques. Estas características son típicas de los depósitos de avalanchas volcánicas (Ui y Glicken, 1986). En este caso, debe tratarse de una ava-

lancha originada por el colapso lateral de parte del flanco N del estratovolcán Roque Nublo en el centro de la isla (a más de 25 km de distancia), de igual modo que ha sido ampliamente reconocido para sus flancos meridionales (García Cacho *et al.*, 1994). La presencia de líticos en forma de “bombas” podría indicar un desencadenamiento del colapso por actividad volcánica y, por tanto, la avalancha pudo ser emplazada a altas temperaturas. En el momento en que penetra en el mar, ingiere agua y sufre procesos de dilatación, lo que permite la inyección de “diques neptunianos” y la presencia de “pipes”.

VALLE DE AGAETE

Los depósitos del Valle de Agaete (NO de Gran Canaria) objeto de esta parada, fueron citados por primera vez por Denizot (1934) y posteriormente descritos por Lecointre *et al.* (1967), Meco (1989), ITGE (1992) y Meco *et al.* (2002), entre otros. En todos estos trabajos se catalogan como terrazas marinas a partir, casi exclusivamente, de criterios paleontológicos. Sin embargo, los datos estratigráficos, sedimentológicos y geomorfológicos que a continuación se describen permiten caracterizarlos como depósitos de tsunamis.

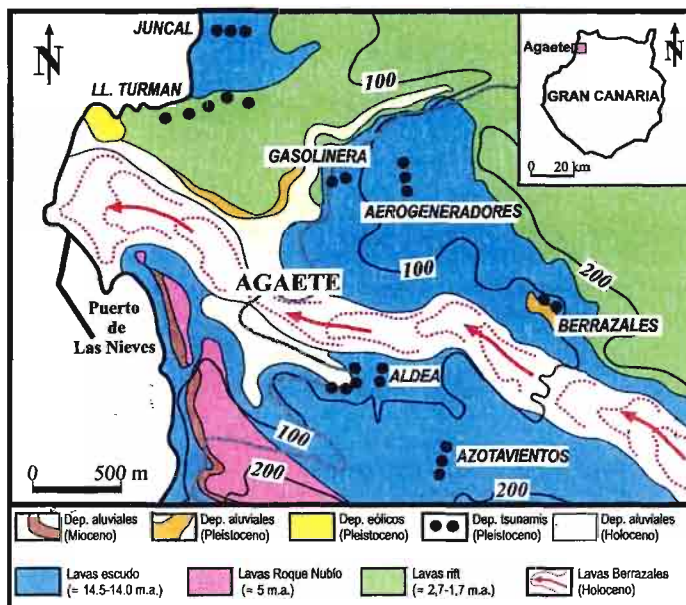


Figura 3. Mapa geológico simplificado del Valle de Agaete y localización de los depósitos de tsunamis (modificado de Pérez Torrado *et al.*, 2002)

El Valle de Agaete se excava en materiales volcánicos de diversas edades, fundamentalmente lavas básicas de la etapa inicial de crecimiento en escudo de la isla en el Mioceno (Figura 3). Discordantemente sobre estas lavas se encuentran otras pertenecientes a la etapa de rejuvenecimiento. Así, de forma local en su ladera meridional, afloran lavas ligadas al volcanismo Roque Nublo, que aquí han sido datadas en unos 5 m.a. (ITGE, 1992; Guillou *et al.*, 2004). Por el contrario, las lavas Plio-Cuaternarias ligadas al volcanismo tipo rift y que en este valle muestran edades comprendidas entre 2,75 y 1,75 m.a. (Guillou *et al.*, 2004) afloran con gran extensión en las vertientes septentrionales Intercalados entre estas secuencias de lavas o adosados a las laderas del valle, afloran de forma dispersa depósitos sedimentarios de distinta naturaleza. Finalmente, por el fondo del barranco discurre una colada de lava proveniente de pequeños conos estrombolianos situados en Los Berrazales (cabecera del valle), los cuales por su grado de conservación y alineación con otros conos estrombolianos de edad conocida se consideran holocenos (Mangas *et al.*, 2002).

Los depósitos marinos se localizan en siete distintos afloramientos a lo largo del valle y con cotas que oscilan entre 50 y 160 m (Figura 4) La extensión de estos afloramientos es muy variable, si bien muestran en general geometrías lenticulares de escala métrica a decamétrica y potencias entre 1 a 5 m, observándose una disminución progresiva de las mismas hacia el interior del valle. Se apoyan sobre lavas miocenas pertenecientes al edificio en escudo, a excepción del afloramiento de Llanos de Turman (cota 41-58 m), donde se apoyan sobre lavas Plio-Cuaternarias de la etapa de rift y que han sido datadas en 1,75 m.a. (Guillou *et al.*, 2004). En la mayoría de los afloramientos, intercalados entre el sustrato volcánico y los depósitos marinos se disponen materiales sedimentarios coluvionares, fragmentos de los cuales son incorporados en los conglomerados marinos. Por último, en afloramientos como Llanos de Turman, Gasolinera, Aerogeneradores y Aldea, los depósitos marinos son cubiertos por sedimentos coluvionares o suelos. ITGE (1992) cita una edad de 32 ka en gasterópodos terrestres incorporados en sedimentos coluvionares similares a los que recubren los depósitos marinos del Valle de Agaete. Por tanto, la edad de estos depósitos puede estimarse comprendida entre 1,75 m.a. y 32 ka.

Sus principales características son (Pérez Torrado *et al.*, 2002):

- **Geomorfológicas.** Los distintos afloramientos muestran siempre geometrías lenticulares adaptadas a un relieve muy similar al actual, por tanto, de carácter aluvial. Pendientes y orientaciones de las pendientes van variando de acuerdo con la ladera del valle en la que se encuentren los afloramientos, apuntando hacia el eje principal del valle (Figura 4).

- Sedimentológicas. Se trata de conglomerados heterométricos, pobremente clasificados, con cantos angulosos a redondeados de naturaleza volcánica (en su mayoría lavas miocenas) y con fósiles marinos muy fragmentados. Internamente muestran una estratificación grosera en dos o más capas, normalmente con marcadas granoselecciones negativas, imbricación de sus cantos y estructuras de erosión y relleno. El tamaño de los cantos disminuye hacia el interior del valle, mientras que en ese mismo sentido aumenta algo la proporción de matriz arenosa, sin superar nunca valores del 20%. Las direcciones de imbricación de los cantos muestran orientaciones variables dependiendo de la capa que se trate, así como de la orientación de los afloramientos. Sin embargo, existe un sentido predominante hacia el interior del valle en las capas inferiores, mientras que en las superiores es hacia el mar.

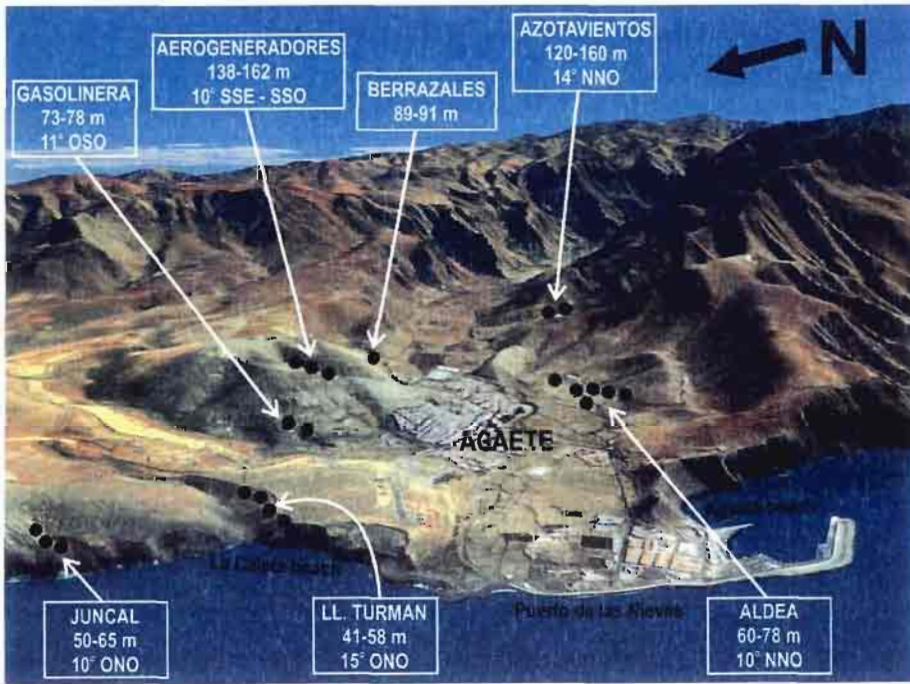


Figura 4. Vista en relieve del Valle de Agaete, con la localización de los 7 afloramientos de tsunamis encontrados y sus distintos valores de altura, pendiente y orientación de las pendientes.

- Paleontológicas. Se han distinguido unas 50 especies de macrofósiles, de las que una gran parte aún viven en aguas más cálidas que las existentes en

la actualidad en Canarias (e.g., Meco, 1989; Meco *et al.*, 2002). Tres aspectos tafonómicos llaman la atención: i) los fósiles, en general, están bastante fragmentados, observándose un incremento en el grado de fragmentación hacia los afloramientos más distales de la costa; ii) los fósiles no se encuentran nunca en posición de vida, incluso para ejemplares de bivalvos que han sido hallados con las dos valvas juntas y iii) mezcla de fósiles, unos muy erosionados y otros con la ornamentación externa muy bien conservada.

Una primera característica que apunta hacia un origen por tsunami para los depósitos estudiados viene dada por la propia distribución de sus afloramientos. Las cotas, pendientes y orientaciones de sus pendientes que presentan son fruto exclusivo de su adaptación a un relieve muy similar al actual, por tanto, de carácter aluvial. No se han encontrado evidencias de fallas que pudieran sugerir una compartimentación tectónica. Por el contrario, en la ladera septentrional del valle, las lavas de la etapa rift exhiben una gran continuidad lateral que puede seguirse por kilómetros, lo mismo que ocurre con la lava holocena de los Berrazales. Ciertas características sedimentológicas, como la mezcla de cantos de diferentes morfologías (desde casi esféricos hasta muy angulosos), sorting muy pobres, capas siempre de grano grueso (conglomerados) en todas las cotas, disminución del centil hacia los depósitos de mayor cota, etc. son incompatibles con procesos marinos litorales comunes. Por otro lado, las acotaciones de edad de estos depósitos, así como la asociación fosilífera que presentan, permiten encuadrarlos en el Pleistoceno. En este periodo, todas las terrazas marinas localizadas en Canarias, especialmente en las islas orientales de Fuerteventura y Lanzarote que se encuentran en un estadio evolutivo similar al de Gran Canaria, presentan cotas con valores máximos de unos 70 m, estando en debate además la participación de movimientos isostáticos (Zazo *et al.*, 2002).

En cuanto a la génesis de estos tsunamis, son varios los mecanismos que pueden producirlos, entre los que se encuentra los deslizamientos gigantes de los flancos de un edificio volcánico (una extensa revisión puede encontrarse en Keating *et al.*, 2000). En Canarias se reconocen 9 deslizamientos gigantes producidos en el Pleistoceno (Figura 5a), de los que el generado en el Valle de Güímar (SE de Tenerife) resulta el más apropiado como origen del tsunami y los depósitos descritos, ya que:

- Es el único de esos deslizamientos que se orienta contra otra isla (Gran Canaria).
- La edad de este deslizamiento (< 0,83 m.a.; Ancochea *et al.*, 1990) es compatible con la horquilla de edades estimadas para los depósitos marinos del Valle de Agaete.

- El volumen de material generado en el deslizamiento (>30 km³; Teide Group, 1997) fue lo suficientemente elevado para provocar estos tsunamis y sus depósitos submarinos han sido cartografiados a pocos kilómetros de distancia de la costa de Gran Canaria (Figura 5b).
- La topografía del Valle de Agaete, localizado sobre una amplia plataforma insular (costa Oeste de Gran Canaria) y justo enfrente del Valle de Güímar, favoreció la concentración de la energía del tsunami y, como consecuencia, su run-up (inundación) hasta cotas elevadas, incluso si la amplitud de las olas fue pequeña y considerando un nivel del mar similar al actual o en posición más elevada.

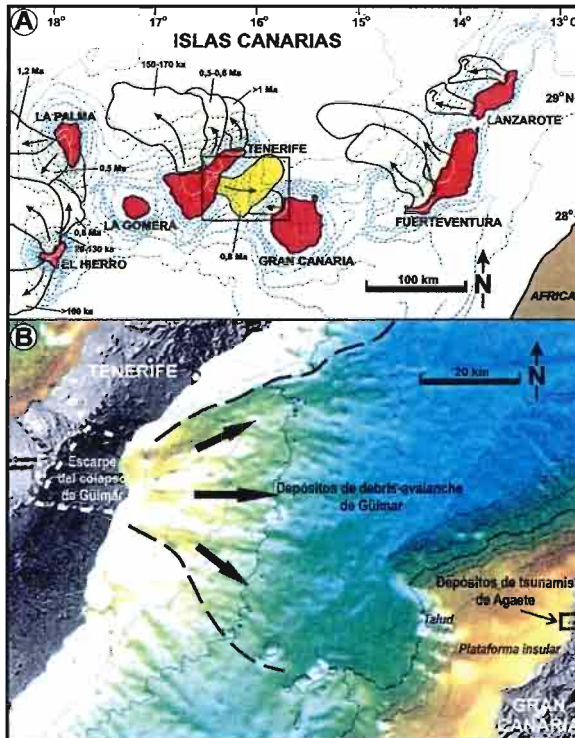


Figura 5. A) Situación espacial de los deslizamientos gigantes identificados en Canarias con indicación de edad de los deslizamientos Pleistocenos (modificado de Carracedo *et al.*, 2002). B) Mapa del relieve submarino en el pasillo Gran Canaria-Tenerife, con localización de los depósitos de debris-avalanche ligados al deslizamiento de Güímar (modificado de Teide Group, 1997). Obsérvese además la amplia plataforma existente en la costa oeste de Gran Canaria que actuaría de rampa de lanzamiento para las olas del tsunami

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ancochea, E., Fuster, J.M., Ibarrola, E., Cendrero, A., Coello, J., Hernan, F. y Cantagrel, J.M. (1990): Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Islands) in the light of new Kr/Ar data; *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44: 231-249.
- Cabrera, M.C. y Pérez Torrado, F.J. (1988): Estudio de los materiales sedimentarios y piroclásticos de “las Cuevas del Guincho” (Gran Canaria, Islas Canarias); *II Congreso Geológico de España*, Granada, volumen 1: 55-58.
- Carracedo, J.C., Pérez-Torrado, F.J., Ancochea, E., Meco, J., Hernán, F., Cubas, C.R., Casillas, R. y Rodríguez Badiola, E. (2002): Cenozoic volcanism II: the Canary Islands; En: F.A.W Gibbons y T. Moreno, T. (Eds.), *The Geology of Spain*; The Geological Society, London : 438-472.
- Denizot, G. (1934) : Sur la structure des Iles Canaries, considérée dans ses rapports avec le problème de l'Atlantide ; *Compte Rendus d'Académie des Sciences*, 199: 372-373.
- Gabaldón, V.; Cabrera, M.C. y Cueto, L.A. (1989): Formación detrítica de Las Palmas. Sus facies y evolución sedimentológica; *ESF Meeting on Canarian Volcanism*, Lanzarote, 210-215.
- García Cacho, L.; Diez-Gil, J.L. y Araña, V. (1994): A large volcanic debris avalanche in the Pliocene Roque Nublo stratovolcano, Gran Canaria, Canary Islands; *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63: 217-229.
- Gimeno, D. y Onnis, G. (1987): Procesos de incorporación y preservación de bioclastos en flujos piroclásticos subacuáticos: dos ejemplos y un modelo genético; *Acta Geológica Hispánica*, 21-22: 569-575.
- Guillou, H., Pérez-Torrado, F.J., Hansen, A., Carracedo, J.C. y Gimeno, D. (2004): The Plio-Quaternary volcanic evolution of Gran Canaria based on new K-Ar ages and magnetostratigraphy; *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 135: 221-246.
- ITGE (1992): *Proyecto MAGNA. Memoria y mapa geológico a escala 1:100.000: Gran Canaria (21-21/21-22)*.
- Keating, B.H.; Waythomas, C.F. y Dawson, A.G. (2000): *Landslides and tsunamis*; Birkhäuser Verlag, Basel. 443 p.
- Lecointre, G., Tinkler, K.J. y Richards, G. (1967): The Marine Quaternary of the Canary Islands; *Proc. Acad. Nat. Sci. Phila.*, 119: 331-333.

- Mangas, J., Pérez-Torrado, F.J., Gimeno, D., Hansen, A., Paterne, M. y Guillou, H. (2002): Caracterización de los materiales volcánicos asociados a las erupciones holocenas de La Caldera de Pinos de Gáldar y edificios volcánicos adyacentes; *Geogaceta*, 32: 47-50.
- Meco, J., (1989): Islas Canarias; En: A. Pérez-González, P. Cabra Gil y A. Martín Serrano (Coordinadores), *Mapa del Cuaternario de España a escala 1:100000. Islas Canarias*, Instituto Tecnológico y Geominero de España.
- Meco, J., Guillou, H., Carracedo, J.C., Lomoschitz, A., García Ramos, A.J. y Rodríguez-Yáñez, J.J. (2002): The maximum warmings of the Pleistocene world climate recorded in the Canary Islands; *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 185 (1-2): 197-210.
- Pérez Torrado, F.J. (2000): *Volcanoestratigrafía del Grupo Roque Nublo (Gran Canaria)*; Servicio de Publicaciones del Cabildo de Gran Canaria y de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 459 pp.
- Pérez Torrado, F.J.; Carracedo, J.C. y Mangas, J. (1995): Geochronology and stratigraphy of the Roque Nublo Cycle, Gran Canaria, Canary Islands; *Journal of the Geological Society of London*, 152: 807-818.
- Pérez Torrado, F.J.; Martí, J.; Mangas, J. y Day, S.J. (1997): Ignimbrites of the Roque Nublo group, Gran Canaria, Canary Islands; *Bulletin of Volcanology*, 58: 647-654.
- Pérez Torrado, F.J.; Schneider, J.L.; Gimeno, D.; Wassmer, P. y Cabrera, M.C. (2000): Mecanismos de transporte y emplazamiento de depósitos volcanoclásticos en el litoral NE de Gran Canaria (Islas Canarias); *Geotemas*, 1 (3): 329-333.
- Pérez Torrado, F.J.; Paris, R.; Cabrera, M.C.; Carracedo, J.C.; Schneider, J.L.; Wassmer, P.; Guillou, H. y Gimeno, D. (2002): Depósitos de tsunami en el valle de Agaete, Gran Canaria (Islas Canarias); *Geogaceta*, 32: 75-78
- Schmincke, H.U. (1994): *Gran Canaria geological field guide*; 6th edition, Pluto Press, Kiel, 149 p.
- Schneider, J.L.; Pérez Torrado, F.J.; Gimeno, D.; Wassmer, P.; Cabrera, M.C. y Carracedo, J.C. (2004): Sedimentary signatures of the entrance of coarse-grained volcanoclastic flows into the sea: the example of the breccia units of the Las Palmas Detritic Formation (Mio-Pliocene, Gran Canaria, eastern Atlantic, Spain); *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 138: 295-323.
- Teide Group (1997): Morphometric interpretation of the north-west and south-east slopes of Tenerife, Canary Islands; *Journal of Geophysical Research*, 102 B9: 20325-20342.

- Ui, T. y Glicken, H.X. (1986): Internal structural variations in a debris avalanche deposit from ancestral Mount Shasta, California, USA; *Bulletin of Volcanology*, 48: 189-194.
- Zazo, C., Goy, J.L., Hillaire-Marcel, C., Gillot, P.Y., Soler, V., González, J.A., Dabrio, C.J., Ghaleb, B., (2002): Raised marine sequences of Lanzarote and Fuerteventura revisited –a reappraisal of relative sea-level changes and vertical movements in the eastern Canary Islands during Quaternary; *Quaternary Science Review*, 21: 2019-2046.

COSTA SUROESTE: PUERTO RICO – GÜIGÜI

Mangas Viñuela, J.

Dpto. Física. Edificio de Ciencias Básicas. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 35.017 Las Palmas de Gran Canaria. E-mail: jmangas@dfis.ulpgc.es

1) INTRODUCCIÓN GEOLÓGICA

El objeto de esta excursión geológica en barco es esencialmente la observación de los materiales y morfologías de carácter magmático y sedimentario-erosivo que aparecen en el litoral sudoeste de Gran Canaria entre Puerto Rico y Güigüi (unos 25 Km de recorrido). Así, si nos fijamos en el mapa geológico de la Figura 1 (Vera, 2004) y en la Tabla 1, comprobamos que en el recorrido afloran sobre todo materiales volcánicos pertenecientes a las fases de “Construcción en escudo” (Formación Basáltica, Inferior y Superior, con edades entre 14,5 y 14,1 m.a.) y a la de “Declive alcalino” (Formaciones traquítica-riolítica, entre 14,1 y 13 m.a., y traquítica-fonolítica, entre 13 y 9,6 m.a.). También, aparecen afloramientos puntuales relacionados con las fases de “Inactividad volcánica” (Formación Detritica de Las Palmas, entre 7,2 y 5,3 m.a.) y de “Reactivación volcánica” (Grupo Roque Nublo, entre 5,3 y 2,9 m.a.). Por otra parte, podremos observar también otros materiales sedimentarios y morfologías erosivas recientes originadas por los agentes geológicos externos.

2) MATERIALES Y MORFOLOGÍAS VOLCÁNICAS

Desde el comienzo de la excursión en el puerto de Puerto Rico hasta aproximadamente la playa de Tasarte (unos 16 Km de travesía) aparecen en los acantilados sobre todo apilamientos de coladas piroclásticas (o ignimbritas) generadas por erupciones explosivas y, en menor proporción, lavas de carácter más efusivo (Figuras 1, 2, 5 y 7, y anexo). Estos materiales pertenecen a la fase de declive alcalino insular y con relación a la caldera de Tejeda estas rocas se distribuyen en su exterior (dominio extracaldera, Fig. 1). Desde el punto de vista litológico predominan las traquitas y riolitas (Formación Traquítico-Riolítica) y, en menor volumen, aparecen fonolitas (Formación Traquítico-Fonolítica), pudiendo tener un carácter alcalino o peralcalino (Fuster *et al.*, 1968; ITGE, 1992).

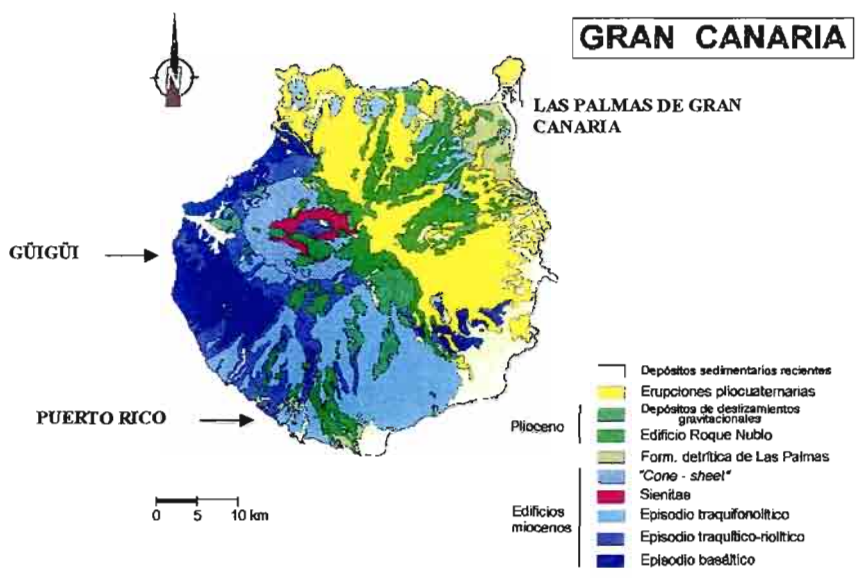


Figura 1. Mapa geológico de la isla de Gran Canaria (Vera, 2004) y recorrido en barco por la costa sudoeste entre Puerto Rico y Güigüi.

Las coladas de la Formación Traquítico-Riolítica en esta zona costera han sido subdivididas en varios miembros y unidades por Schmincke (1976 y 1993). Así, aparecen materiales del Miembro Mogán Inferior el cual está constituido en esta zona por: la capa "PI" que está caracterizada por ignimbritas vitrofidicas de composición riolítica-traquítica en la base y mugaríticas hacia el techo (esta capa ha sido llamada "Composite Flow" por ITGE, 1992); y la capa VL que es una lava riolítica. Además, está el Miembro Mogán Superior que está representado aquí por las coladas ignimbriticas traquíticas definidas por Schmincke como A, B, C, D, E y F (Figs. 2, 4, 5 y 7, y anexo). Por lo que se refiere a los materiales relacionados con la Formación Traquítico-Fonolítica, estos menos abundantes en la costa y afloran en las partes superiores de los acantilados ya como un lava fonolítica (L1) en la cima o como apilamientos de coladas lávicas y pircoclásticas de composición esencialmente fonolítica (FF), donde destaca por su color un depósito pumítico blanco no soldado intercalado (FPB) (Figs. 2 y 5, y anexo).

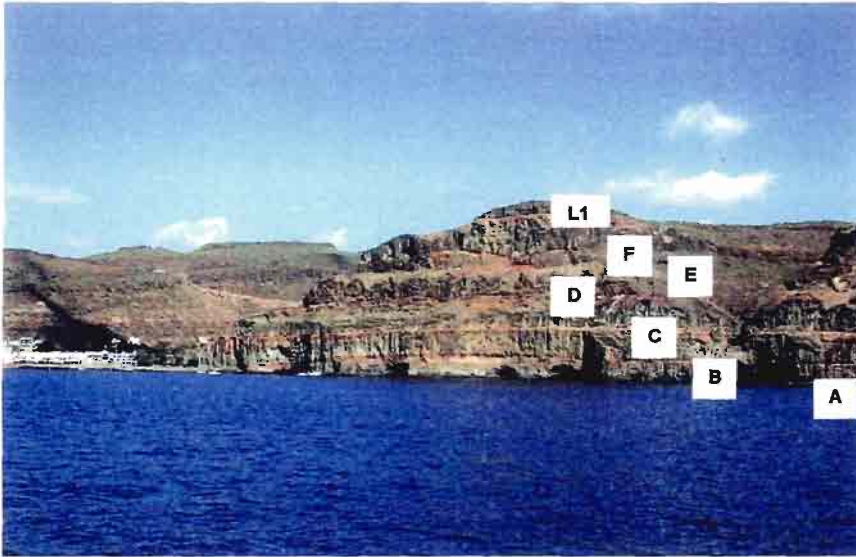


Figura 2. Acantilados entre Playa de Taurito a la izquierda y Punta Cruz de Piedra a la derecha (Km. 6 del recorrido costero). Aparecen ignimbritas traquítico-riolíticas de del Miembro Mogán Superior (de A a la F) y a techo colada fonolítica de la Formación Traquítico-Fonolítica (L1)

En general, las lavas e ignimbritas sálicas y ácidas de estas dos Formaciones presentan características estructurales y texturales variadas como, por ejemplo: bases planas con carácter vitrofídico; contenido alto en pómez en la base de las ignimbritas, carácter masivo en el centro y escoriáceo en el techo; tipologías de las ignimbritas que varían desde tobas de cenizas a tobas de bloques y cenizas; niveles sedimentarios-erosivos entre coladas, lo que nos indica periodos de inactividad entre erupciones ;diferente grado de soldadura en las distintas coladas; morfologías variables mostrando adaptaciones al paisaje existente en el momento de la erupción, como por ejemplo relleno de paleovalles o adaptación a paleoladeras o paleoplanicies; oscilaciones del espesor de las coladas con estrechamientos, engrosamientos o acuñaamientos; flamas magmáticas estiradas, anastomosadas con indicación de tipos flujo magmático; o vacuolas o huecos de distintas dimensiones (Figs. 2, 4 y 5).

FASES	GRUPO-FORMACIÓN	MIEMBRO-UNIDAD	MATERIALES	MORFOLOGÍAS
SEDIMENTARIA- EROSIVA (5,3 m.a. - actualidad)	Depósitos sedimentarios plio-cuaternarios		Conglomerados y areniscas	Aluviales, coluviones, playas, acantilados, barrancos, etc.
REACTIVACIÓN VOLCÁNICA (5,5 m.a. - actualidad)	Grupo Roque Nublo (5,5 - 2,9 m.a.)	Lava Roque Colorado. Facies Deslizadas San Andrés (SA)	Lava basáltica. Coladas lávicas (de basanita a fonolita) y piroclásticas	Lavas y depósito de alud rocoso
INACTIVIDAD VOLCÁNICA (7,3 - 5,3 m.a.)	Formación Detrítica de Las Palmas	Miembro Inferior (MI)	Areniscas y conglomerados	Aluviales
DECLIVE ALCALINO (<14,1 - 7,3 m.a.)	Formación Traquítica-fonolítica (13 - 9,6 m.a.)	Coladas fonolíticas (L1 y FF) y Toba Blanca (FPB)	Fonolitas	Coladas lávicas y piroclásticas
	Formación Traquítica-riolítica (14,1 - 13 m.a.)	Miembros Mogán Inferior (P1 y VL) y Superior (A, B, C, D, E y F)	Mugearitas, traquitas y riolitas	
EN ESCUDO (14,5 - 14,1 m.a.)	Formación Basáltica (> 14,1 m.a.)	Miembro Superior (MS)	Hawaitas y mugearitas	Lavas, depósitos piroclásticos, diques y discordancia angular
	Formación Basáltica (< 14,5 m.a.)	Miembro Inferior (G)	Basaltos alcalinos	

Tabla 1. Principales materiales y morfologías presentes en la costa sudoeste de Gran Canaria

Algunos materiales de la fase de “reactivación volcánica” pliocena se encuentran al E de la playa de Tauro, y aparece como un afloramiento de las facies deslizadas del estratovolcán Roque Nublo (deslizamiento gravitacional de la ladera SO del estratovolcán, C1, en la Fig. 3 y ,SA, en el anexo). Este deslizamiento originó un alud rocoso que se encauzó por los barrancos existentes y alcanzó el medio marino (García Cacho *et al.*, 1994; Pérez Torrado *et al.*, 1995; ODP, 1998; Mehl y Schmincke, 1999). Este alud rocoso contiene bloques que pueden alcanzar dimensiones de centenares de metros cúbicos y al ser partes de la ladera del estratovolcán estos suelen estar constituidos generalmente por coladas lávicas y brechas volcánicas del Grupo Roque Nublo y del basamento mioceno.

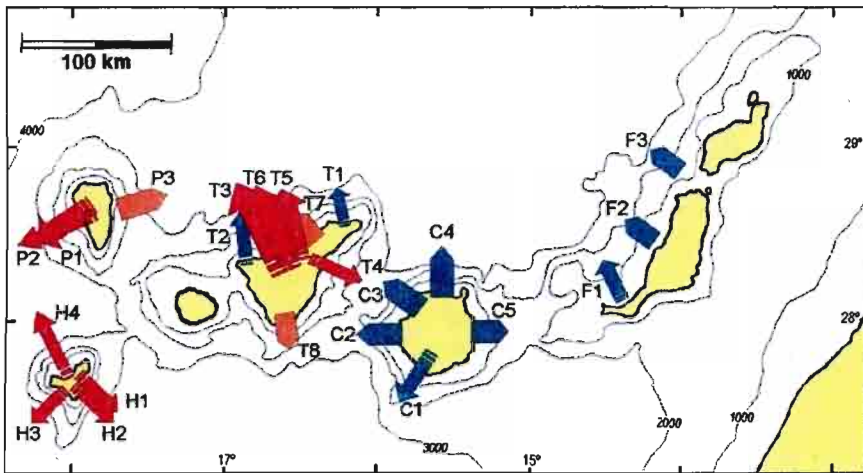


Figura 3. Deslizamientos gravitacionales definidos en las Islas Canarias (Vera, 2004). Las flechas verdes gruesas son supuestos.

Un poco más adelante en el recorrido costero, justamente en la playa del Cerrillo situada entre los barrancos de Veneguera y Tasarte, aparece restos de una colada basáltica o ijínica-piroxénica del Grupo Roque Nublo (fase de reactivación volcánica insular). Esta colada está relacionada espacialmente con el cono volcánico Cerro Colorado, que está situado algo más al norte de la playa, y que ha sido datado por Lietz y Schmincke (1975) en 3,96 m.a..

Si seguimos avanzando en el itinerario, desde el barranco de Tasarte hasta la playa de Güigüi (del Km 16 al 25), se observan espectaculares apilamientos subhorizontales relacionados con la fase de construcción subaérea “en escudo” del

edificio insular, los cuales pueden estar cubiertos por posteriores coladas lávicas y piroclásticas de la fase de declive alcalino (Fig. 4 y anexo).

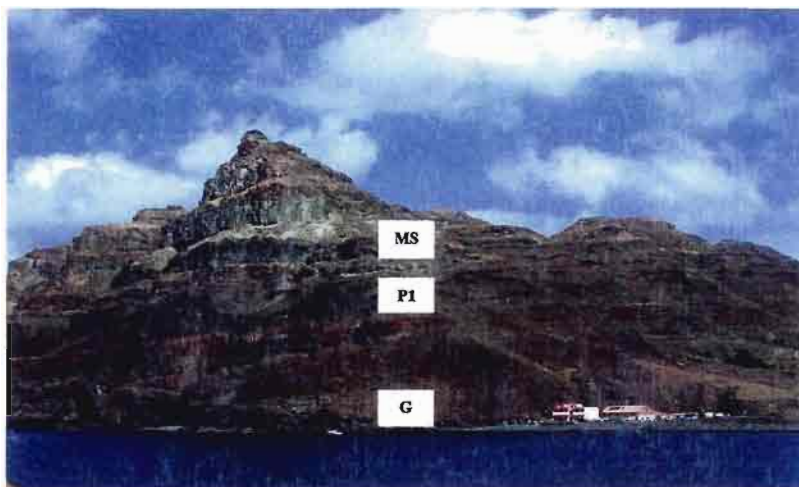


Figura 4. Acantilado al noroeste de la Playa de Tasarte donde se observa en el muro los apilamientos lávicos de la Formación Basáltica Inferior (G), en la parte intermedia el Composite Flow (P1) y a techo varias ignimbritas traquítico-riolíticas del Miembro Mogán Superior (MS) (Km. 16 del recorrido)

Estos apilamientos alcanzan varios centenares de metros y están constituidos por coladas métricas de basaltos alcalinos con olivino y piroxeno (Formación Basáltica Inferior, G, o Formación Güigüi de Schmincke, 1976). A lo largo del recorrido, y sobre todo pasando el cabo del Descojonado, se observan algunos diques básicos subverticales, de direcciones NE-SO, continuos o discontinuos con estructuras en escalón, que cortan a los apilamientos basálticos y que corresponden con las fuentes de alimentación de alguna de las coladas de esta fase. Además, en esta zona se puede observar un cono volcánico enterrado entre coladas y que está constituido por piroclastos muy enrojecidos debido a la alteración marina. En general, todos estos materiales basálticos son reflejo de erupciones efusivas con carácter fisural o central que se desarrollaron durante el Mioceno Medio y en un corto espacio de tiempo (unos 400.000 años, entre 14,5 y 14,1 m.a. según McDougall y Schmincke, 1976).

Llegando ya a la Playa de Güigüi se observa en el acantilado una discordancia angular entre coladas básicas y esta ha servido de criterio para definir los dos

miembros de la Formación Basáltica miocena. Así, están las coladas del Miembro Inferior en la base de la discordancia y las del Miembro Superior en el techo (también denominado Formación Horganzales por Schmincke, 1976). Además, por lo que se refiere a la litología de estos dos miembros varía ligeramente, puesto que el Inferior son esencialmente coladas basálticas alcalinas y el Superior está constituido por lavas de basaltos alcalinos y coladas un poco más diferenciadas de hawaitas y mugearitas. Es posible que esta discordancia entre los dos miembros fuera debida a un deslizamiento gravitacional en este edificio basáltico antiguo, pero no está estudiado todavía. En las partes altas de estos acantilados afloran apilamientos de coladas lávicas y piroclásticas de la fase de declive alcalino de la Formación Traquítico-Riolítica (el Composite Flow o P1, y coladas de miembro Mogán Superior).

En el miembro Superior de la Formación Basáltica también se observan diques básicos subverticales cortando a los apilamientos lávicos, pero aquí sus direcciones son NO-SE. También aparecen ocasionalmente intercalados entre coladas depósitos piroclásticos constituidos por escorias y lapilli básicos de color rojizo, como por ejemplo en el Peñón Bermejo, una vez pasada la playa de Güigüi Chico, que es donde se termina la excursión.

3) MATERIALES Y MORFOLOGÍAS SEDIMENTARIAS-EROSIVAS

El sudoeste de la isla de Gran Canaria por donde se va a llevar a cabo este itinerario tiene un clima desértico cálido, con precipitaciones anuales inferiores a 200 mm, temperaturas medias alrededor de 21° C y está a sotavento de los vientos alisios del NE. Con estas condiciones climáticas la vegetación dominante está constituida por un matorral xerofítico integrado fundamentalmente por *Euphorbiaceas* (tabaibas, cardones, entre otras), que en muchas ocasiones ha sido intensamente alterado por el pastoreo extensivo.

Asociados a los procesos geológicos externos que han actuado en el edificio insular Gran Canaria a lo largo del tiempo se han generado morfologías y depósitos de carácter sedimentario-erosivo, siendo los agentes fundamentales la acción de las aguas superficiales y subterráneas, el mar, el viento y los seres vivos. Así, desde el comienzo del recorrido costero aparecen en los interfluvios de los Barrancos de Puerto Rico y Amadores afloramientos sedimentarios del Miembro Inferior de la Formación Detrítica de las Palmas (MI, en el anexo). Estos afloramientos están constituidos por depósitos aluviales de conglomerados heterométricos y areniscas, conteniendo gravas y arenas de composición fonolítica. Estos depósitos detríticos son de edad Plioceno Superior y están relacionados con la fase de "Inactividad volcánica" de la isla de Gran Canaria, durante la cual se desmantelaron los paisajes fonolíticos formados en este periodo.

A lo largo del recorrido comprobamos que la continua acción marina sobre las coladas lávicas y piroclásticas presentes en esta parte de la isla, ha provocado la formación de acantilados verticales, los cuales en su base muestran morfologías de socavones, cuevas, arcos, desprendimientos rocosos y la rasa marina actual (Fig. 5). Además, en las partes medias y altas de estos acantilados se pueden ver cauderos (antiguas cascadas de agua) y valles colgados (Fig. 5). Hay que destacar que el origen de algunos de los espectaculares acantilados que aparecen al final de este recorrido costero, entre el Barranco de Tasarte y las playas Güigüi, y que continúan hasta el Barranco de la Aldea de San Nicolás es todavía controvertido, puesto que algunos autores consideran que no son efecto de la simple acción marina sino el resultado de gigantes deslizamientos gravitacionales (Krastel *et al.*, 2001; Canals, 2003; Fig. 3).

Otras morfologías marinas que se ven son las playas las cuales están constituidas aquí por gravas y/o arenas redondeadas, cambiando según la energía del mar existente en cada momento: Estas playas se sitúan en la desembocadura de los principales barrancos que encontramos en el recorrido como, por ejemplo, El Lechugal, El Cura, Taurito, Mogán, Veneguera, Tasarte o Güigüi (Fig. 6). A causa del desarrollo turístico que ha sufrido el sudoeste de Gran Canaria desde Maspalomas hasta la playa de Mogán, es frecuente encontrar muelles, diques y playas artificiales, como en Puerto y Playa de Puerto Rico, Playa de Amadores y Puerto de Mogán.

La acción de las aguas de escorrentía han generado a lo largo del tiempo una red radial de barrancos en el edificio insular grancanario y estos han desarrollado depósitos sedimentarios heterométricos (sobre todo gravas y arenas y, en menor proporción, limos y arcillas). Estos depósitos detríticos son los aluviales que rellenan los fondos y desembocaduras de estos barrancos y los coluviones que se observan en sus laderas (Fig. 6). Actualmente, las aguas de escorrentía sólo discurren por los barrancos cuando tenemos temporales de lluvia del sudoeste.

Desde el punto de vista geomorfológico, esta red de barrancos junto con los apilamientos volcánicos han conformado un paisaje particular caracterizado por incisiones radiales que parten del centro de la isla y desembocan en el mar, y morfologías de mesas, cuchillos y monolitos en los interfluvios (Figs. 3, 4 y 5). El agua de escorrentía también ha generado cárcavas o encajamientos en las laderas de los barrancos.

Con relación a las aguas subterráneas no existen importantes manantiales y solamente aparecen rezumes de escaso caudal asociados a las capas de piroclastos, partes escoriáceas de las coladas, diques y límites entre coladas (Fig. 5). En los cauces de los barrancos existen pozos para la explotación de agua subterránea pero tienen bajas producciones, y son utilizadas en explotaciones agrícolas locales.

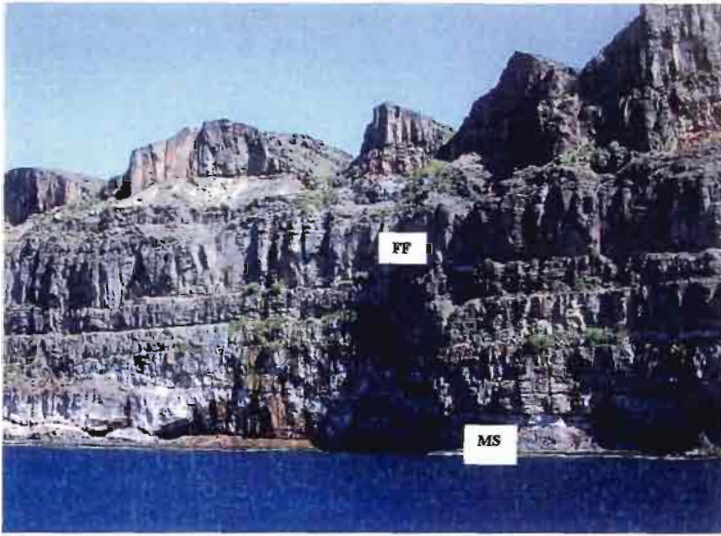


Figura 5. Acantilado entre la Playa de Veneguera y el Perchel de Mogán (Km. 12 del recorrido) donde se observan ignimbritas y lavas del Miembro Mogán Superior (D y E) y coladas de la Formación Traquítico-Fonolítica (FF). Además, aparece en su base la rasa marina actual junto con socavones y cuevas, en el medio nacientes de agua y en la parte superior cañones asociados a valles colgados.



Figura. 6. Playa de Veneguera constituida por gravas y arenas en la desembocadura del barranco del mismo nombre (Km. 12,5 del recorrido)

Por último resaltar, que desde Puerto Rico hasta el Puerto de Mogán, la acción exógena más notable es la humana, que ha llevado a cabo en los últimos cuarenta años una desorbitada urbanización turística, tanto en la zona costera como en laderas y cimas de los interfluvios. Este conjunto de urbanizaciones se denomina de forma anecdótica en los cortes geológicos del anexo como “depósitos de avalancha turística” o DAT (Fig. 7).



Figura 7. Depósitos de avalancha turística sobre los acantilados entre Punta de Puerto Rico y Playa de Amadores. Estos acantilados muestran en la base las ignimbritas E y F del Miembro Mogán Superior y en el techo ignimbritas y lavas de la Formación Traquítico-Fonolítica (Km. 1,8 del recorrido).

Teniendo en cuenta estas modificaciones irreversibles del paisaje costero, sería necesario preservar para las generaciones futuras las zonas litorales que todavía no están protegidas en esta zona sudoeste de la isla. En este sentido, indicaremos que desde la Playa de Veneguera hasta el final del recorrido en Güigüi, no existen urbanizaciones turísticas y en parte es debido a que forman parte de espacios protegidos por la Ley de Espacios Naturales de Canarias.

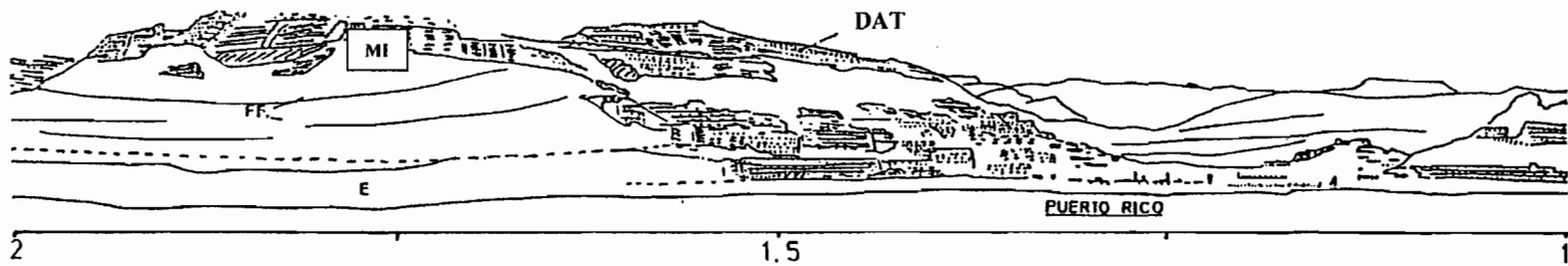
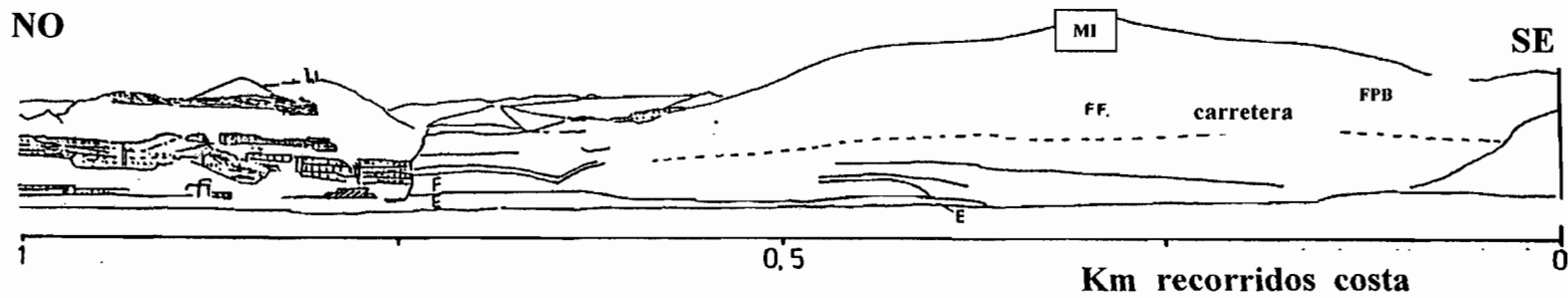
BIBLIOGRAFÍA

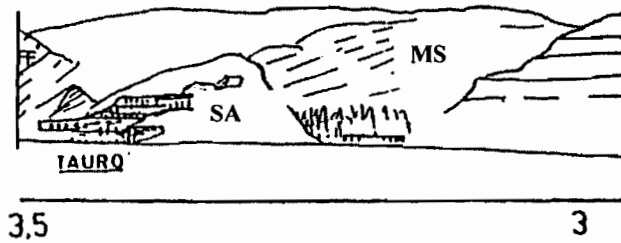
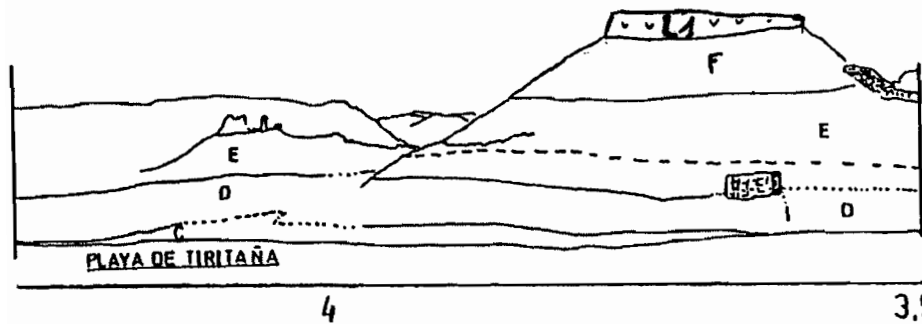
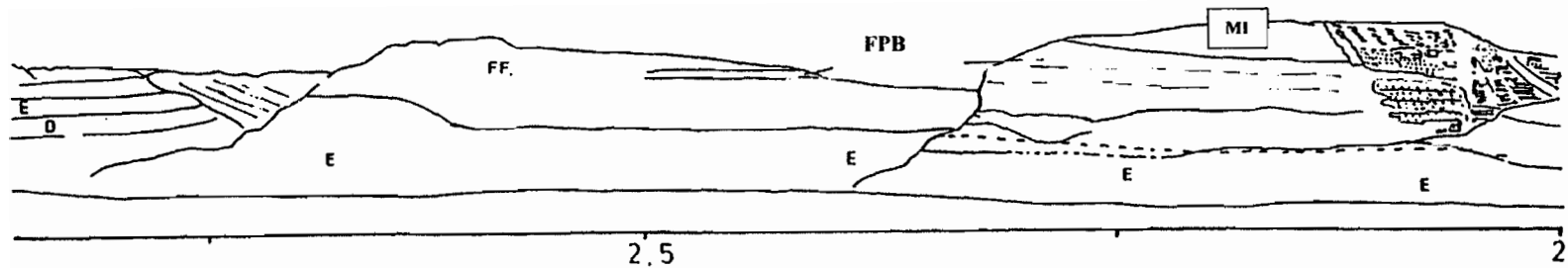
- Canals, M. (2003): Grandes deslizamientos en los flancos de las Islas Canarias. En: J. Mangas (Ed). *II Jornadas Canarias de Geología*. Las Palmas de Gran Canaria: 41-55.
- Fuster, J.M.; Hernández Pacheco, A.; Muñoz, M.; Rodríguez Badiola, E. y García Cacho, L. (1968): *Geología y volcanología de las Islas Canarias. Gran Canaria*. Ed.: Instituto Lucas Mallada (CSIC), Madrid, 243 pp.
- García Cacho, L; Díez-Gil, J.L. y Araña, V. (1994): A large volcanic debris avalanche in the Pliocene Roque Nublo stratovolcano, Gran Canaria, Canary Islands. *Jour. Volcanol. Geoth. Res.*, 63: 217-229.
- ITGE (1992): *Proyecto MAGNA. Memoria y mapa geológico de España a escala 1:100.000. Gran Canaria*: hoja nº 21-21/21-22.
- Krastel, S.; Schmincke, H.U.; Jacobs, C.L.; Rihm, R.; Le Bas, T.P. y Alibés, B. (2001): Submarine landslides around the Canary Islands. *Jour. Geophys. Res.*, 106, 3977-3998.
- Lietz, J. y Schmincke, H.U. (1975): Miocene-Pliocene sea level changes and volcanic episodes on Gran Canaria (Canary Islands) in the light of new K-Ar ages. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 18: 213-239.
- McDougall, I. y Schmincke, H.U. (1976): Geochronology of Gran Canaria, Canary Islands: Age of shield building volcanism and other magmatic phases. *Bull. Volcanol.*, 40: 1-21.
- Mehl, K.W. y Schmincke, H.U. (1999): Structure and emplacement of the Pliocene Roque Nublo debris avalanche deposit, Gran Canaria, Spain; *Journ. Volc. Geoth. Res.*, 94: 105-134.
- ODP (1998): *Scientific results of Gran Canaria and Madeira Abyssal Plain*. Ed. Weaver et al.. Vol. 157, ODP publications, 637 pp.
- Pérez Torrado, F.; Carracedo, J.C. y Mangas, J. (1995): Geochronology and stratigraphy of the Roque Nublo Group, Gran Canaria, Canary Islands. *Journal of the Geological Society of London*, 152: 807-818.
- Schmincke, H.U. (1976): The geology of the Canary Islands. En: *Biogeography and Ecology in the Canary Islands*. Junk, The Hague. G. Kunkel (ed.): 67-184.
- Schmincke, H.U. (1993): *Geological field guide of Gran Canaria*. 5ª edición. Ed.: Pluto-Press, Kiel (Alemania), 227 pp.
- Vera, J.A. (editor) (2004): *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 890 pp.

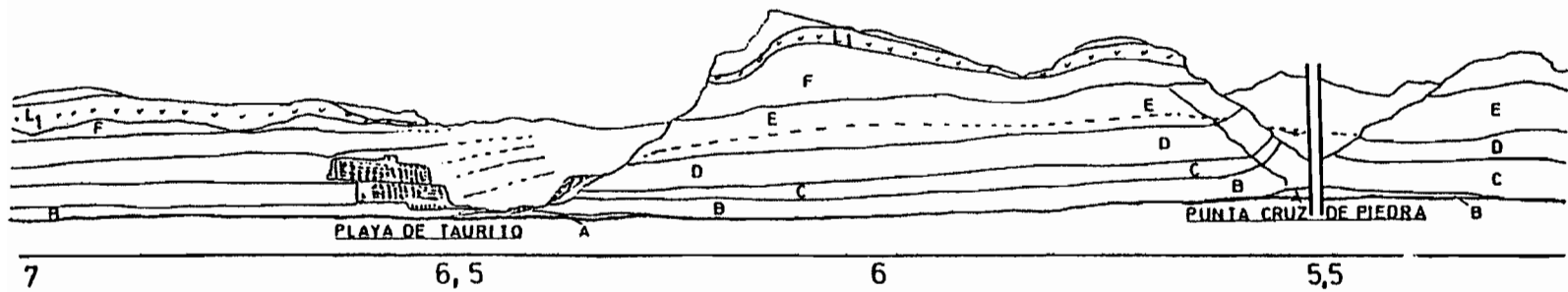
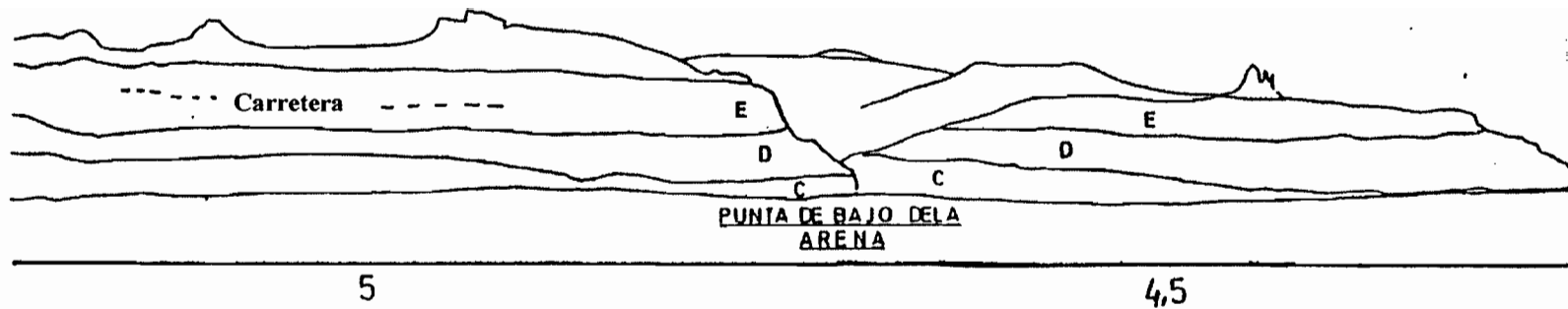
ANEXO. Cortes geológicos simplificados del itinerario costero del sudoeste de Gran Canaria, entre Puerto Rico y Güigüi (modificado de Schmincke, 1993).

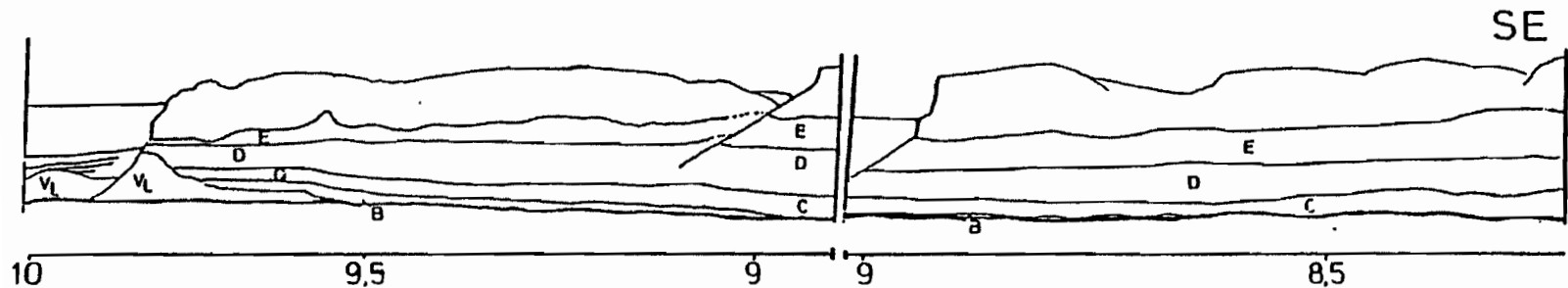
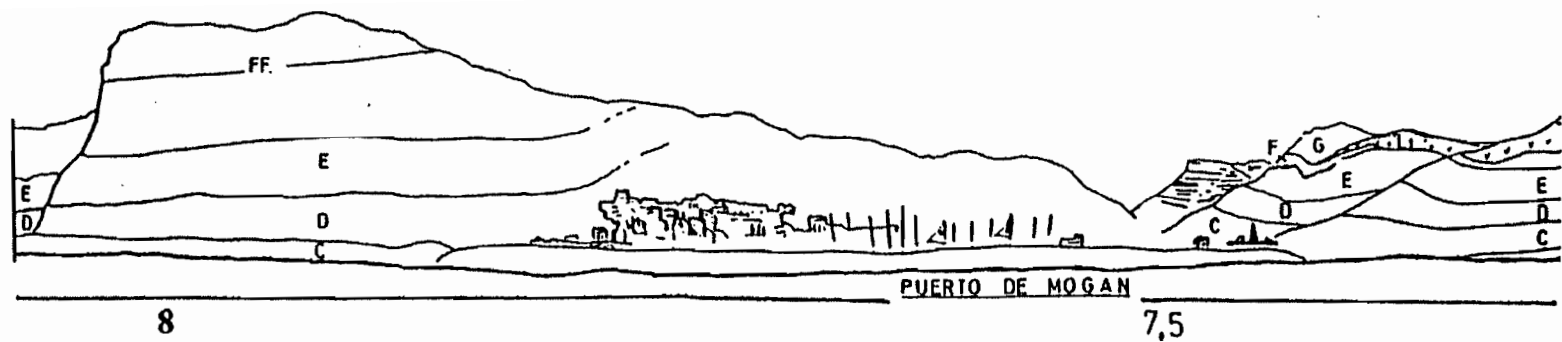
LEYENDA:

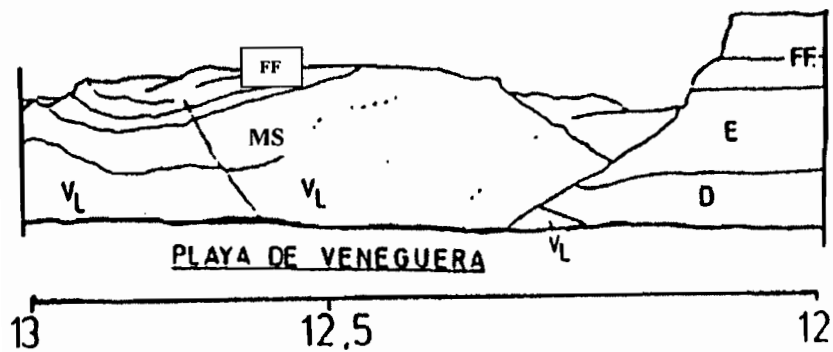
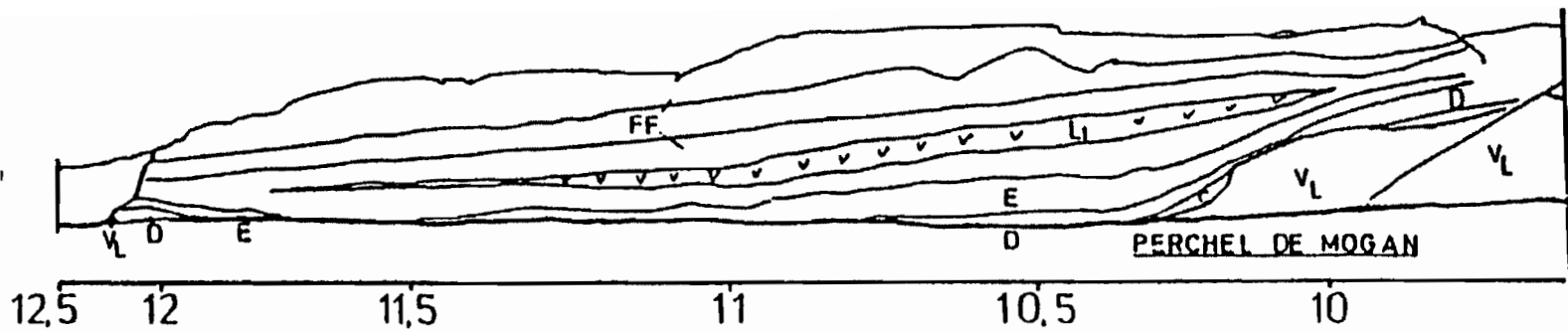
GRUPO / FORMACIÓN	MIEMBRO	CAPAS	MATERIALES
ANTRÓPICO (actual)		DAT	Depósito de avalancha turística
GRUPO ROQUE NUBLO (5,3 a 2,9 m.a.)	FACIES DESLIZADAS	SA	Depósito de alud rocoso
FORMACIÓN DETRÍTICA DE LAS PALMAS (7,3-5,3 m.a.)	INFERIOR	MI	Depósitos aluviales
FORMACIÓN TRAQUÍTICA-FONOLÍTICA (13-9,6 m.a.)		FPB/FF	Flujo pumítico blanco / Lavas e ignimbritas fonolíticas
		L1	Lava fonolítica
FORMACIÓN TRAQUÍTICA-RIOLÍTICA (14,1-13 m.a.)	MOGÁN SUPERIOR (MS)	A/F	Ignimbritas traquíticas
	MOGÁN INFERIOR	VL	Lava riolítica
		P1	Ignimbritas riolíticas-mugearíticas
FORMACIÓN BASÁLTICA (>14,5 m.a.)	INFERIOR	G	Basaltos, piroclastos y diques

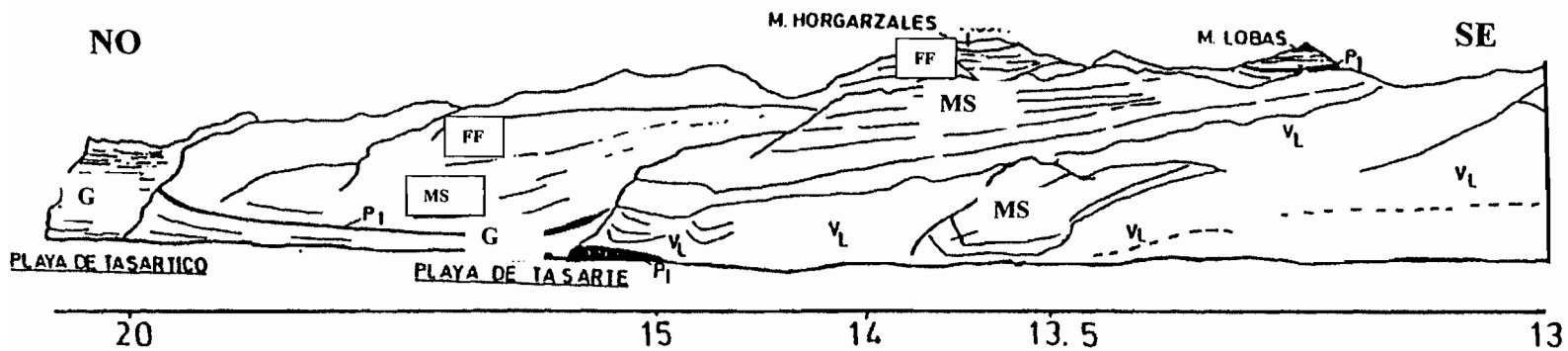












COSTA SUR: MASPALOMAS

Luis Hernández Calvento

Dpto. de Geografía. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Campus del Obelisco. 35003 Las Palmas de Gran Canaria. lhernandez@dgeo.ulpgc.es

INTRODUCCIÓN

Localizado en el vértice sur de Gran Canaria, Maspalomas es el último campo de dunas móviles existente en la isla. Sin lugar a dudas es también uno de los espacios más singulares del archipiélago canario, en el que coexisten una gran cantidad de valores e intereses. Los primeros derivan de unas características naturales únicas, donde arena, viento y agua, junto a plantas y aves, han creado un singular sistema. Tales elementos aumentan la complejidad de los procesos ecológicos y, con ello, la fragilidad del espacio y la importancia que los impactos ambientales podrían tener. Estos han proliferado como consecuencia del desarrollo de las actividades humanas en el área, especialmente las asociadas al sector turístico.

Porque Maspalomas es también uno de los pilares principales sobre los que se ha apoyado el desarrollo de Canarias desde que, a principios de los años sesenta del pasado siglo, el archipiélago apostase por el turismo como fuente de desarrollo económico. Desde este punto de vista, Maspalomas ha sido también uno de los reclamos más utilizados por administraciones y sociedades empresariales, con el fin de vender un escenario turístico de calidad.

En esta excursión se pretende explicar los materiales geológicos y las geofor-mas que caracterizan a este campo de dunas. De igual forma se plantean los rasgos principales de las transformaciones experimentadas por el sistema en los últimos cuarenta años, algunas de las cuales se relacionan directamente con el desarrollo de la actividad turística.

LOCALIZACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GENERALES

Maspalomas se localiza en el vértice sur de la isla de Gran Canaria, entre los 441.400 y los 444.500 E y los 3.067.750 y los 3.070.500 N (figura 1). Se corresponde con un sistema que, en una superficie aproximada a los 4 km², engloba un campo de dunas, con una playa continua adyacente, y un pequeño *lagoon*, como elementos naturales más significativos. Desde un punto de vista geomorfológico, Maspalomas es una llanura de unos 4 km², que adopta una forma deltaica pentago-

nal cubierta parcialmente en superficie por depósitos de origen eólico-marino (IT-GE, 1990). Conforman la desembocadura del barranco de Fataga, cuya cuenca, con una superficie total de 152 km², es la segunda en extensión de la isla, y está formada por la unión de varios cursos que surcan la rampa fonolítica del sur, siendo el principal el de Fataga, al que se unen una serie de afluentes; conjuntamente reciben, en su último tramo, el nombre de barranco de Maspalomas.

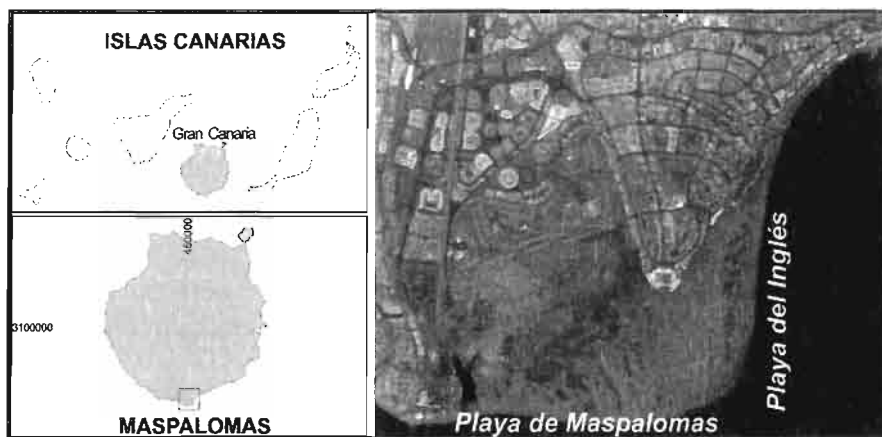


Figura 1. Localización y vista general del área de estudio

Hoy nos encontramos ante un espacio delimitado espacialmente por la presencia de elementos naturales y humanos claramente definidos: al este y al sur, el mar representa el único elemento natural, formando parte activa de este sistema, a través de un intercambio continuo de sedimentos. Es notable, igualmente, su papel condicionante en la dinámica de las arenas, pues sus ascensos afectan a los sectores deprimidos del campo de dunas. En el margen occidental se sitúa la desembocadura del barranco de Fataga-Maspalomas, encauzado durante el desarrollo de las primeras urbanizaciones, en los años sesenta, con el fin de ganar superficie útil a la edificación turística y evitar inundaciones. En su contacto con el mar, aparece la Charca de Maspalomas, el pequeño lagoon rodeado de urbanizaciones con hoteles y complejos de apartamentos, algunos de los cuáles ocupan un antiguo humedal, conocido en otro tiempo como El Oasis. Por último, al norte, este sistema se encuentra delimitado por la presencia de un campo de golf y, adentrándose en las arenas, en forma de cuña, la terraza sedimentaria de El Inglés, sobre la que se ha desarrollado el proyecto urbanístico con destino turístico más denso de la isla.

En relación con el clima, se trata de un ámbito de gran sequedad, al estar localizado en la costa sur de la isla y, por ello alejado de la influencia directa de los

vientos húmedos del noreste, los alisios, y del manto de estratocúmulos que éstos transportan. El estancamiento de esa masa nubosa (mar de nubes) en la vertiente norte es el origen del elevado número de horas de sol (presenta una media de 259 días despejados al año), y de las elevadas y constantes temperaturas anuales en este sector de la isla. Así, la temperatura media anual es de 23,5° C, aunque presentan una escasa amplitud térmica. Esto no ocurre con las máximas absolutas, que oscilan entre los 18 y 24° C del invierno y los 30 y 44° C del verano. La cercanía al mar determina altas tasas de humedad, que oscilan entre 71% y 75%, dependiendo del tipo de viento dominante (Nadal y Guitián, 1983; Naranjo, 1999).

La precipitación media es inferior a los 100 mm anuales y se caracteriza, además, por la existencia de un gran número de años secos, sólo interrumpidos por unos pocos años con lluvias torrenciales. Las precipitaciones se concentran en períodos cortos (10-15 días al año) durante los meses de febrero y noviembre, mientras que junio, julio y agosto son los meses más secos (Marzol, 1987).

El viento, en el sistema de Maspalomas, presenta tres variaciones estacionales y diarias importantes (Hernández, 2002): la primera, en su dirección, la segunda en la velocidad media mensual y, la tercera, en la velocidad diaria. En cuanto a la primera, viene determinada por la estacionalidad (figura 2), de la que resulta que desde finales de otoño hasta principios de la primavera se produce el dominio de los vientos de componente NE, mientras que los del O lo hacen, en general, durante los meses de verano. Así mismo, hay dos temporadas de transición clara, en las que se alternan ambas direcciones dominantes (los meses de abril y mayo, por un lado, y los de septiembre y octubre, por otro).

De la consideración de estos datos, relativos a las frecuencias de las direcciones medias anuales, parecería deducirse que en este sistema no existe un claro dominio de una dirección. Sin embargo, atendiendo a la velocidad media mensual del viento, resulta que las mayores velocidades se registran cuando el viento sopla desde el NE, lo que implica que el transporte más efectivo de los sedimentos de origen eólico-marino se produzca en la dirección NE-SO.

De igual forma, podemos detectar esta dirección de transporte al analizar los datos horarios de viento, de los que se desprende la existencia de una variación diaria (figura 3). Así, de forma habitual, desde las últimas horas de la tarde, y hasta media mañana, el viento procede del SO, presenta una velocidad baja (con una media de 10 km/h), y escasas variaciones; sin embargo, entre las 9 y las 10 de la mañana se produce un cambio significativo en el origen del flujo eólico, que pasa al NE, al tiempo que se experimenta un aumento de la velocidad, que alcanza su punto máximo entre las 2 y las 3 de la tarde (con una media de 20 km/h). Ésta desciende paulatinamente hasta regresar a su punto de origen hacia las 11 de la noche, de nuevo con vientos procedentes del SO. La explicación a este hecho se encuentra

en el funcionamiento diario del alisio, que sufre variaciones conforme cambia la temperatura (Martínez, 1990; Naranjo, 1999). Así, cuando el viento sopla desde el NE, también se producen las mayores velocidades, lo que garantiza, igualmente, un desplazamiento de los sedimentos en la dirección NE-SO.

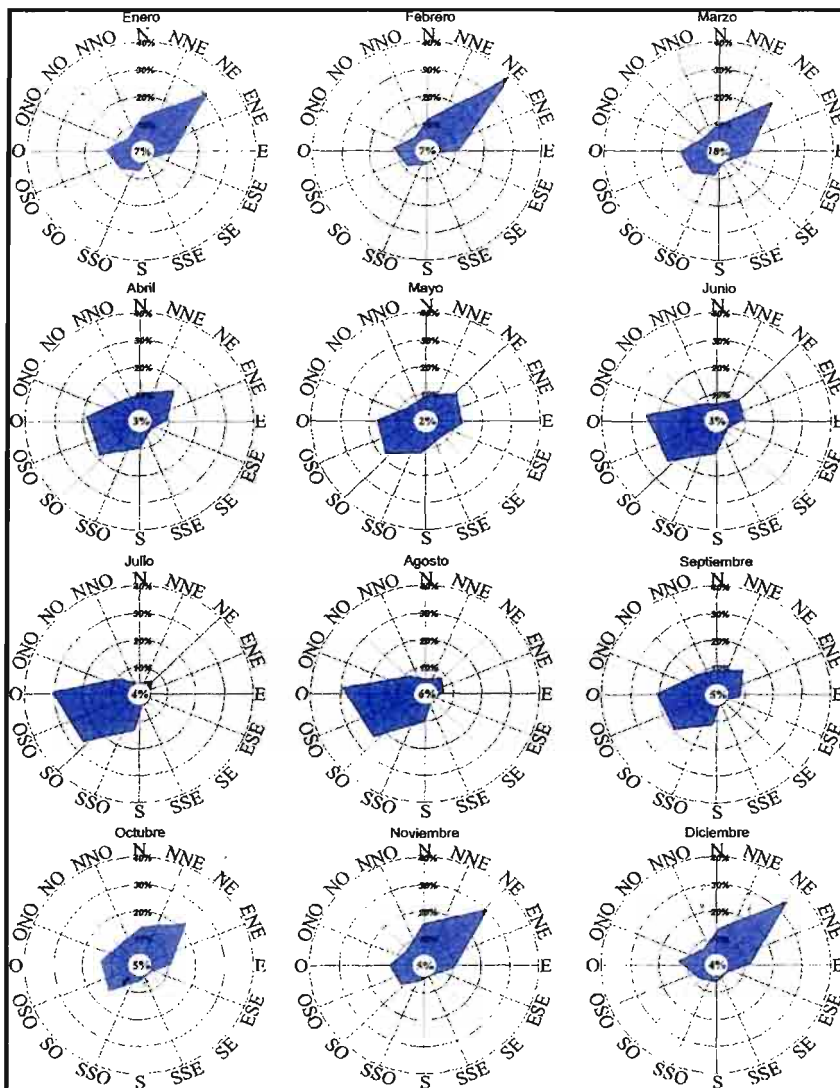


Figura 2. Frecuencias medias mensuales de la dirección de los vientos (Fuente: I.N.M.)

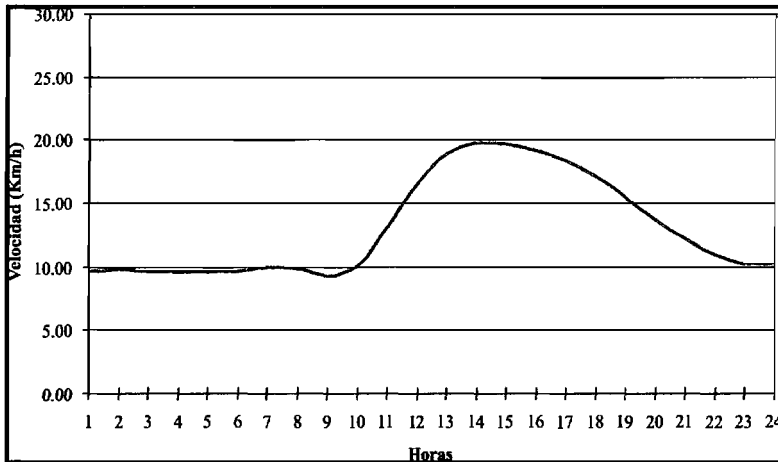


Figura 3. Velocidad media diaria del viento (Fuente: I.N.M.)

MARCO GEOLÓGICO: MATERIALES, DEPÓSITOS Y FORMAS

Los materiales geológicos en este sistema responden a una historia marcada por la interacción de tres elementos claves: por un lado, el mar, que presenta ascensos y descensos periódicos; por otro, su configuración como área de acumulación y sedimentación de los materiales procedentes de la cuenca de Fataga; y por último, las arenas, de composición mixta (mineral y organógena), dado el contexto geomorfológico en el que se han formado. De esta forma, podemos indicar que los materiales geológicos que afloran en la zona de estudio y sus alrededores son muy variados tanto en su naturaleza petrológica como en edades de formación (ITGE, 1990). Así, los barrancos que constituyen la cuenca de Fataga, y que desembocan en Maspalomas, se encajan en rocas ígneas del I ciclo magmático o Antiguo de Gran Canaria (Mioceno, de 14,5 a 8,5 m.a.), donde predominan las coladas lávicas e ignimbritas de las Formaciones traquítico-riolítica y Fonolítica (de 14,1 a 9,6 m.a.). Igualmente, aparecen rocas sedimentarias, conglomerados y areniscas, del Miembro Inferior de la Formación Detrítica de Las Palmas (Mioceno, de 8,5 a 5,3 m.a.). También se encuentran materiales volcánicos del II ciclo magmático o Roque Nublo, especialmente rocas ultrabásicas y básicas de la Formación del Tablero (Plioceno Superior, de 5,3 m.a.) y facies deslizadas de la Brecha Roque Nublo (Plioceno Superior). Contemporáneas con este vulcanismo plioceno, también existen rocas sedimentarias de conglomerados y areniscas del Miembro Superior de la Formación Detrítica de Las Palmas. Hay que destacar que en esta zona no afloran

materiales ígneos del III ciclo magmático o Reciente de la isla, pero sí numerosos materiales sedimentarios de edad cuaternaria, entre los que destacan las terrazas y depósitos aluviales, los depósitos marinos fósiles, y los sedimentos litorales del campo de dunas y la playa actual (figura 4).

Los sedimentos que tapizan esta llanura pueden dividirse, en función de su edad relativa, entre los pleistocénicos, y los holocenos y actuales. En relación con los primeros, hay que diferenciar los depósitos de arenas con “*Strombus*” y las terrazas sedimentarias. Los depósitos de arenas se asocian a la denominada “rasa” Jandiense (“Último Interglaciario” o estadio isotópico “MIS 5e” (Imbrie *et al.*, 1984)), con una antigüedad de unos 100.000 años. Se trata de un nivel marino que ha sido cartografiado a lo largo de la costa oriental de la isla, y que se corresponde con la denominada “terrazza baja de Las Palmas” (ITGE, 1990). En la playa de Maspalomas aflora en la zona intermareal actual, entre el faro y el puesto de vigilancia de la Cruz Roja (aunque no aparece siempre, pues suele estar cubierto por los sedimentos intermareales actuales); alcanza, en marea baja, una altura máxima de 5-6 metros. Este depósito sedimentario está caracterizado en la base por facies arenosas cementadas con abundantes algas y conchas, y a techo por facies conglomeráticas, conteniendo ambas rocas abundantes gasterópodos del género *Strombus bubonius* (Meco, 1982), perteneciente a la denominada “fauna senegalesa”, que vive actualmente en zonas subtropicales del Golfo de Guinea, con aguas templadas. Por todo ello, el ITGE (1990) supone que el nivel del mar en el Pleistoceno Superior estaría entre 5 y 6 metros por encima de la bajamar actual, siendo las aguas más cálidas que las actuales. Por otra parte, estudios estratigráficos llevados a cabo en depósitos similares de las islas de Lanzarote y Fuerteventura, sitúan el nivel del mar del Último Interglaciario entre 1 y 2 metros por encima del nivel del mar actual (Zazo *et al.*, 2003), mientras que los depósitos situados en la ciudad de Las Palmas de Gran Canaria permiten ubicarlo entre 10 y 12 metros (Meco *et al.*, 2003). Todos estos autores apuntan que estas diferencias de altitud son debidas a posibles basculamientos de las islas (movimientos isostáticos) o a saltos locales debidos a fallas (movimientos tectónicos).

En cuanto a las terrazas, destaca, por sus dimensiones, la “Terraza Alta”, constituida por materiales aluviales de diferente granulometría, entre los que predominan arenas y cantos de composición fonolítica, fijados en arcilla y cementados por carbonatos (Klug, 1968). La erosión litoral atacó esta terraza en su parte frontal, originando los acantilados actuales (Nadal y Guitián, 1983). El sector más característico es una rampa, con una pendiente en torno al 15% desde su nacimiento en el Lomo, a una altura de 85 m.s.n.m., hasta acabar en la orilla escarpada, a 25 m.s.n.m. La edificación de su tramo más característico, que se adentra en forma de cuña en el sistema de dunas, ha tenido, como veremos, serias consecuencias en la

evolución geomorfológica del sistema, al inducir variaciones en la dinámica sedimentaria eólica.

Posterior a la formación de esta terraza, se produjo un encajamiento del barranco y nueva deposición de materiales aluviales detríticos, dando lugar a la denominada “Terraza Baja”, que se localiza en la zona de la desembocadura del barranco de Fataga-Maspalomas. Estos afloramientos representan dos niveles antiguos del curso de dicho barranco, constituyendo terrazas aluviales de 4 a 6 m, la relativa al Pleistoceno Inferior, localizada en el margen oriental, y de 2 m, la correspondiente al Holoceno, en el margen occidental (Guitián *et al.*, 1983). Estos niveles deben su génesis a sucesivas rupturas del equilibrio del barranco que, como consecuencia de cambios eustáticos del nivel del mar, han permitido su encajamiento (Nadal y Guitián, 1983): al descender el nivel marino, el barranco tiende a excavar en su cauce hasta recuperar el perfil de equilibrio.

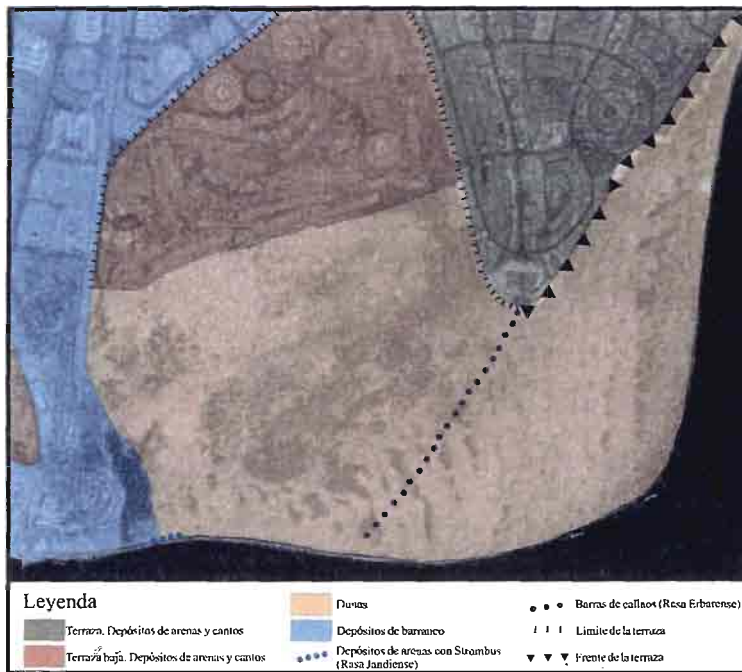


Figura 4. Marco geológico (Fuente: ITGE, 1990; Naranjo, 1999)

El sector oriental, más antiguo, con una superficie de casi 2 km², corresponde al amplio cono aluvial, con forma de planta pseudotriangular, sobre el que se ha desarrollado el campo de dunas. Su área norte ha sido ocupada por el campo de

golf y la urbanización Campo Internacional. En el campo de dunas, hasta hace escaso tiempo era posible detectar sus sedimentos más recientes únicamente en algunos enclaves (coincidiendo con espacios interdunares) y en la playa de Maspalomas. Sin embargo, en la actualidad, los materiales pertenecientes a esta terraza afloran progresivamente (figura 5). Este hecho se explica por la intensificación de un proceso de deflación eólica en este ámbito, que lo ha dejado parcialmente al descubierto en tres sectores. El depósito más cercano al vértice sur de la terraza de El Inglés contacta con el cordón litoral interior Erbarensense (corresponde con la transgresión Flandriense que comenzó a los 10.000 años, o al denominado “Interglaciario Presente” o estadio isotópico “MIS 1”). En ese contacto aparecen restos de fauna marina, cuestión que permite diferenciar este afloramiento de los otros dos, localizados a occidente. El sector más amplio de este depósito aluvial ha sido retrabajado por la acción del mar, labrando una plataforma de abrasión marina, con una anchura de unos 50 m (N-S).

Aflorando en el área central del campo de dunas se localizan, además, depósitos de rocas carbonatadas (Hernández, 2002; Hernández y Mangas, 2003).

Las dunas son producto de una acumulación de arenas que debió surgir a partir de una regresión a finales de la glaciación Würm, para la cual se calcula un descenso del nivel del mar de 90 a 100 metros. El antiguo fondo marino quedó expuesto al viento, que movilizó la arena, formando las dunas. Con posterioridad, una transgresión puso fin a este proceso, como lo demuestran las barras de guijarros o cantos, intercaladas entre las dunas, que ponen de manifiesto las antiguas líneas de costa. Posteriormente, el mar desciende paulatinamente, hasta alcanzar su nivel actual, por lo que el viento vuelve a reemprender su actividad, formando las dunas móviles que hoy ocupan el territorio costero.

Las barras de guijarros están situadas a una altura de entre 3 y 5 m.s.n.m.. En anchura, puede rebasar los 13 metros, y las separaciones entre éstas pueden superar los 32 metros, al menos en afloramientos puntuales (figura 6). Analizando las disposiciones espaciales de las barras, Martínez y Casas (1992) caracterizan la evolución de la orilla, desde una posición inicial, coincidente con la posición actual del escarpe de la terraza de El Inglés, delimitante del campo de dunas. En esta evolución se establecen dos pautas en la regresión marina, que se suceden en el tiempo, y que están condicionadas por la existencia de una menor batimetría al NE del escarpe.

En relación a los cantos que componen estas paleo-barras, dominan los de naturaleza sálica, sobre todo los fonolíticos. Teniendo en cuenta las formas de los cantos y bloques, que presentan una morfoscopia muy redondeada y sub-esférica (lo que implica una acción directa de la erosión marina), se deduce que el ambiente sedimentario de la llanura fue mixto: continental-marino (Martínez y Casas, 1992).

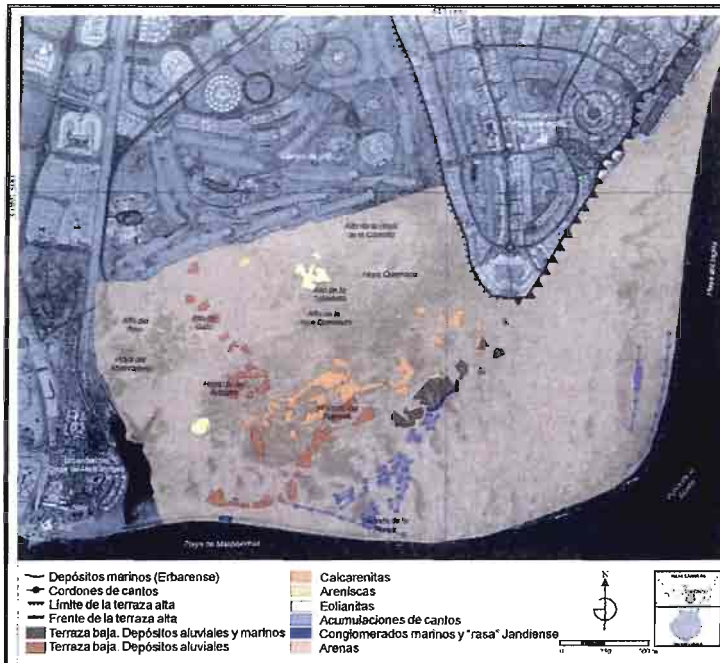


Figura 5. Materiales sedimentarios del campo de dunas (Fuente: Hernández, 2002)



Figura 6. Barras de callaos en el campo de dunas

DINÁMICA ACTUAL DE LAS ARENAS Y GEOFORMAS ASOCIADAS

Con respecto a la dinámica de las arenas, habría que distinguir dos ámbitos geográficos: la franja litoral y el campo de dunas. Los procesos que se dan en cada una de estas áreas incorporan elementos que permiten definirlos de forma independiente; pero al mismo tiempo, se relacionan en un ciclo sedimentario único. Éste se plantea en forma de un modelo teórico y descriptivo, que tiene como hilo conductor la secuencia comprendida desde la entrada de los sedimentos en el sistema, hasta el final de su recorrido.

Con respecto a la franja litoral, ocupa una extensión de unos 6 km y está constituida por dos playas: al este, la de El Inglés y, al sur, la de Maspalomas. El ámbito de confluencia de ambas es la punta de la Bajeta (o de Maspalomas). La dinámica marina es la que, lógicamente, domina en estos ambientes, si bien los procesos de erosión y sedimentación se encuentran estrechamente asociados a los tipos de tiempo atmosférico. De esta forma, en la playa de El Inglés, corrientes y oleaje se dejan sentir con más intensidad entre finales del otoño y principios de la primavera, es decir, cuando dominan los vientos alisios, de procedencia NE, por lo que es entonces cuando se produce la erosión en la playa. Sin embargo, y dado que estos vientos son los más efectivos, en cuanto a su capacidad de transporte del sedimento arenoso, en este período también se produce, en mayor medida, el trasvase de arenas hacia el interior del sistema. Esto determina la aparición de diversas geoformas de sedimentación, cuya variedad depende, principalmente, de los elementos ambientales y antrópicos que se sitúan en la playa alta, así como del papel que desempeña la terraza de El Inglés.

Por su parte, la playa de Maspalomas se configura como el área de salida de los sedimentos hacia el mar. Éstos, transportados por los vientos efectivos, dan lugar a la formación de grandes dunas litorales, con amplios espacios interdunares, que aumentan en número y tamaño conforme nos desplazamos hacia el oeste, al tiempo que se produce una disminución progresiva en la altura de las dunas. Este hecho permite que, en períodos de mareas vivas, las aguas marinas invadan el interior del campo de dunas. Sin embargo, contrariamente a lo que ocurre en la playa de El Inglés, en la de Maspalomas se produce la mayor erosión mareal entre finales de la primavera y principios del otoño, coincidiendo con el dominio (en frecuencia y velocidad) de los vientos de procedencia SO. En ese período las dunas litorales suelen aparecer acantiladas.

Los cambios producidos por este ciclo sedimentario anual no sólo son apreciables en las playas, sino, sobre todo, en la punta de la Bajeta, que experimenta importantes transformaciones a lo largo del año (figuras 7 y 8). Así, una buena parte de los sedimentos erosionados en la playa de El Inglés, son transportados por las corrientes hacia la playa de Maspalomas, por lo que la Punta experimenta un

cierto crecimiento hacia el sur. Por el contrario, cuando el oleaje procede del suroeste (en lo que se denomina “tiempo sur”), retira los sedimentos a la playa de Maspalomas, y los transporta a la de El Inglés, de modo que la Punta crece hacia el este (Martínez *et al.*, 1989; Alonso *et al.*, 2001a y 2001b). Este crecimiento permite la configuración de un lagoón estacional, que “queda atrapado” entre la orilla preexistente, y la de nueva formación (Martínez, 1990; Naranjo, 1999), que funciona a modo de berma. Colmatada la laguna, los sedimentos quedan disponibles para iniciar un nuevo ciclo sedimentario.

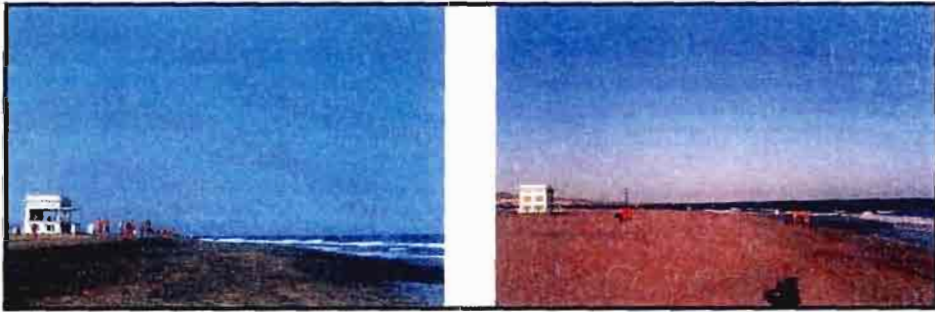


Figura 7. Variación estacional de la punta de la Bajeta (vista desde la playa de Maspalomas). Imágenes de invierno (izquierda) y verano (derecha)



Figura 8. Variación estacional de la punta de la Bajeta (vista desde la playa de El Inglés). Imágenes de verano (izquierda) e invierno (derecha)

Por lo que respecta al campo de dunas, éste tiene un carácter relictual. Los sedimentos eólicos ocupan una cuarta parte del cono aluvial del barranco de Maspalomas, con una superficie de 4 km², una longitud máxima de 3 km, en la dirección NE-SO, y una anchura de unos 2 km de norte a sur. Estos arenales se pueden rela-

cionar con otros existentes en la isla, como los ya desaparecidos de Las Palmas de Gran Canaria, o igualmente los de Bañaderos, Tufia, Gando, Arinaga y Punta de las Arenas (ITGE, 1990).

El origen de las arenas es mixto, pues proceden tanto de los aportes de los barrancos, como del depósito originado durante el período en que el abanico aluvial estuvo sumergido. Así, se puede afirmar que, de acuerdo con su composición, son arenas procedentes de basaltos alcalinos, fonolitas y carbonatos organógenos (Martínez *et al.*, 1986), predominando la fracción fonolítica-carbonatada. Junto a su naturaleza fonolítica, no cabe excluir, además, componentes traquíticos (Martínez, 1986); en cuanto a la composición de los carbonatos, éstos han sido calculados alrededor de un 50% en peso (Martínez *et al.*, 1989; Alcántara, 1998).

Dependiendo del ámbito geomorfológico en que se encuentren las arenas, se detectan variaciones significativas en sus componentes. Así, podemos distinguir entre los relativos a zonas de acumulación y fijación de partículas de diferente tamaño, como las llanuras salitrosas, con mayor porcentaje de componentes terrígenos; los asociados a una zona de gran energía, como la punta de la Bajeta, con predominio de minerales densos (ferromagnesianos) y moderadamente clasificados; y los sedimentos eólicos típicos del campo de dunas, con granos de arena bien clasificados por tamaños y densidades, bien redondeados, y con pequeñas diferencias en los porcentajes de abundancia de sus componentes deposicionales (Hernández, 2002).

Las geoformas dominantes son las dunas, principalmente transversales y barjanas. La existencia de estas últimas es debida a que la alimentación se inicia con aportes reducidos, si bien la constancia de éstos produce una gran disponibilidad de arenas, formándose entonces dunas transversales (figura 9) (Martínez, 1986).

Su avance se establece en función de los tipos de viento que describe: los efectivos del NE (los vientos alisios) condicionan el avance de las dunas; mientras que los del O-SO, cuando toman velocidades de moderadas a fuertes, determinan retrocesos (Nadal y Guitián, 1983; Martínez, 1990), que en muchos casos únicamente son perceptibles por la inversión que manifiestan las crestas.

El avance de las dunas ha sido calculado entre 76 centímetros y 12 metros por año, siguiendo la dirección NE-SO (Hernández, 2002). Esta variación depende del área donde se localice el sedimento, dada la existencia de un obstáculo a barlovento del campo de dunas (la terraza de El Inglés), que funciona a modo de "trampa de sedimentos". También induce variación en el flujo eólico (aunque en este caso se trata de un efecto de amortiguación) la amplia zona de vegetación que representa el sector intermedio del campo de dunas. Así, las tasas de movilidad son mayores conforme nos desplazamos hacia la costa y nos alejamos de los obstáculos señalados. De igual forma, existe una mayor tasa de desplazamiento en el sector oriental

del espacio, en detrimento del sector occidental, al tratarse de un área plenamente expuesta a los vientos efectivos. Para Martínez (1994), se pueden distinguir cuatro áreas, atendiendo a su actividad: una zona de actividad incipiente, que se corresponde con el frente de entrada de las arenas, en la playa de El Inglés; una zona activa, en el sector más septentrional del sistema; una zona de actividad sedimentaria amortizada, en la franja intermedia del sistema; y, finalmente, algunas zonas de actividad terminal, en el interior.



Figura 9. Duna transversal

El ciclo sedimentario, considerando la dinámica sedimentaria eólica, comienza en la playa de El Inglés (figura 10), por donde se produce la entrada de las arenas al sistema, principalmente entre los meses de noviembre y marzo, empujados por los vientos alisios que siguen una dirección NE-SO. Los sedimentos, una vez secados en el estrán de la playa, inician su avance hacia la playa alta, donde se ven condicionados, en su recorrido, por la existencia de obstáculos naturales y humanos. Por lo que respecta a los primeros, se trata de ejemplares de *Traganum moquini*, que atrapan parcialmente las arenas, y crean las primeras acumulaciones a sotavento. Los segundos son los equipamientos de playa con destino turístico (kioscos, hamacas y sombrillas), así como los “goros” (estructuras cortaviento) que los usuarios construyen en el sector sur de la playa de El Inglés. Estos elementos humanos también atrapan las arenas, al tiempo que generan procesos de deflación eólica.

Las únicas formas que denotan la acumulación de sedimentos en los primeros tramos, desde la playa alta hacia el interior del espacio, son dunas barjanas y láminas de arena. El tamaño de las primeras se reduce considerablemente según nos desplazamos hacia el sur. Así, mientras que en el norte presentan una altura, desde la base hasta la cresta, de unos 2,5 a 3 m; en el sur se reducen a someras acumulaciones comprendidas entre 0,5 y 1 m. Estas formas se desplazan sobre amplias superficies de deflación, que experimentan un aumento significativo en los últimos años, lo cual parece indicar un déficit de entrada de sedimentos al sistema. La confirmación a este déficit la encontramos al analizar la evolución de la distancia entre la playa alta y el primer cordón transversal: el aumento que esta distancia experimenta con los años resulta ser exponencial (figura 11) (Hernández *et al.*, 2002).

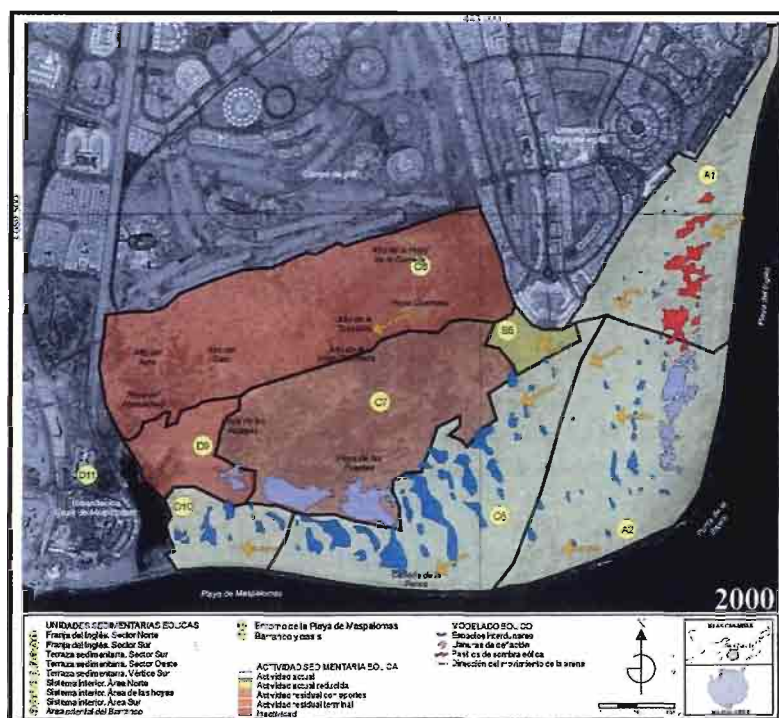


Figura 10. Morfología eólica en 2000 (Fuente: Hernández, 2002)

El único sector que no presenta estas formas de deflación es el situado al norte. En él juega un papel determinante la terraza sedimentaria de El Inglés, urbanizada en su totalidad, pues supone una barrera que atrapa las arenas en aquel sector, posibilitando el desarrollo de acumulaciones dunares que no presentan un patrón

formal neto, salvo alguna duna eco, “atrapada” al pie del talud oriental de la terraza de El Inglés.

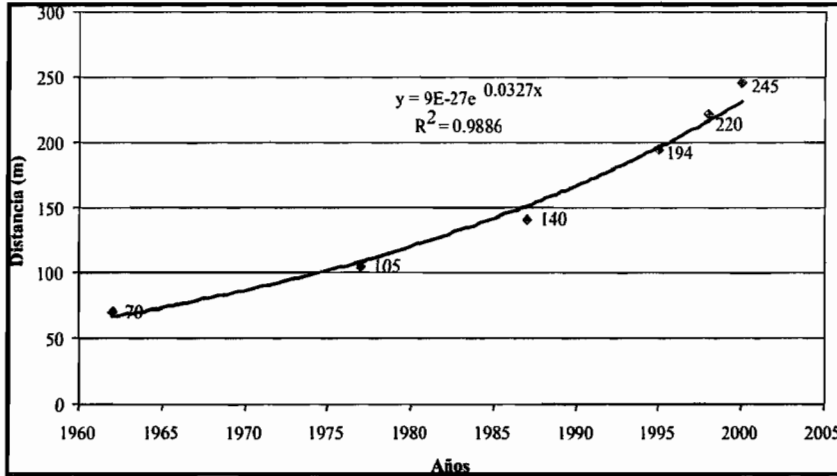


Figura 11. Evolución de la distancia entre la playa alta y la primera línea de dunas (Fuente: Hernández, 2002; Hernández *et al.*, 2002)

Conforme nos desplazamos hacia el sur, asistimos al segundo papel atribuible a esta terraza sedimentaria, en relación con la dinámica de las arenas: el giro que propicia en los vientos (efecto esquina), por lo que las geoformas dunares, igualmente, se ven condicionadas y giran hacia el sur, presentándose perpendiculares a la dirección NNE-SSO. A su vez, el vértice sur de esta terraza representa el contacto entre los ámbitos exterior e interior del sistema. En este punto los sedimentos experimentan un nuevo giro, como resultado del vórtice que se genera, posibilitando la aparición de otro tipo de acumulaciones: hasta hace unos años era característica la morfología de “dunas en herradura” (o de vórtice), orientadas en una dirección contraria a la de los vientos efectivos. Sin embargo, estas acumulaciones han experimentado una reducción significativa en los últimos decenios, en cuanto a su volumen, lo que indica, a su vez, una disminución de aportes hacia las áreas interiores del sistema. Estas acumulaciones garantizaban en el pasado la alimentación de sedimentos a la unidad intermedia del campo de dunas, el sector de las Hoyas, área que también muestra claros signos de estar recibiendo un menor volumen de arenas.

En este sector de las Hoyas las arenas también son retenidas, debido a la presencia de una vegetación de porte arbustivo y arbóreo, que se han desarrollado favorecidas por la existencia de materiales aluviales con alto contenido en arcillas,

y por la proximidad a la superficie del nivel freático. En este sector se localiza la llanura de deflación más amplia de todo el sistema, que también ha experimentado un crecimiento en los últimos años.

En el sector interior los elementos que permiten adivinar la existencia de dinámica sedimentaria eólica se reducen a rizaduras y algunos enclaves de dunas móviles, ya residuales. La presencia, no obstante, de una gran cantidad de dunas, hoy estabilizadas por una densa cobertura vegetal de especies estacionales, denota que en el pasado la actividad sedimentaria fue muy importante. La reducción drástica de la afluencia de arenas se identifica, igualmente, en el área que se localiza a poniente del sector de las hoyas, hoy convertido en arenal relicto.

Al sur del sector de las hoyas, se localiza el área que presenta el mayor volumen de arena en tránsito de todo el sistema. En ella las dunas se desplazan libremente, al converger los sedimentos provenientes del sector norte de la franja de El Inglés, que se dirigen hacia el SSO, con los que lo hacen desde el sector sur, con una dirección E-O. Las formas dunares mantienen la dirección que marcan los vientos alisios, NE-SO, adentrándose en el mar por la playa de Maspalomas.

El retorno de los sedimentos, hacia el sector que funciona como área de entrada en el sistema, se realiza gracias a la dinámica marina: de esta forma, el oleaje del O, dominante entre la segunda mitad de la primavera y la primera de otoño, sustrae los sedimentos de la playa de Maspalomas, donde las dunas aparecen acantiladas por la erosión mareal. Ocasionalmente, el mar invade las áreas interiores, adentrándose por entre los espacios interdunares. En la segunda mitad del otoño, viento y oleaje invierten su procedencia, por lo que comienza la re-entrada de sedimentos en el sistema, desde la playa de El Inglés, ciclo que se inicia con la formación de un *lagoon* en el sector sur de esta playa.

PARADAS

Parada 1. Última línea de dunas móviles: reconocimiento general del área de estudio. Explicación sobre la evolución reciente de los diversos subsistemas que se identifican (barranco de Fataga-Charca de Maspalomas-Oasis; terrazas sedimentarias; campo de dunas). Explicación sobre los usos del territorio, y los impactos que generan.

Parada 2. Llanura de deflación de Maspalomas: observación de los materiales sedimentarios pertenecientes a la terraza baja. Explicación en detalle de los principales rasgos del proceso de deflación en Maspalomas (paralización de la dinámica sedimentaria eólica; generalización de procesos de deflación, con aparición de material subyacente; procesos de colonización vegetal).

Parada 3. Contacto dunas móviles-llanura aluvial interior: observación de los materiales sedimentarios (depósitos de calcarenitas; terraza aluvial; niveles marinos holocenos). Explicación de los procesos de exhumación de los materiales correspondientes a la terraza baja.

Parada 4 (Opcional). Playa de El Inglés: observación de los rasgos que caracterizan la entrada de los sedimentos al sistema. Explicación sobre las principales interacciones en el tránsito de las arenas. Explicación sobre la evolución reciente de la playa alta, caracterizada por un déficit sedimentario.

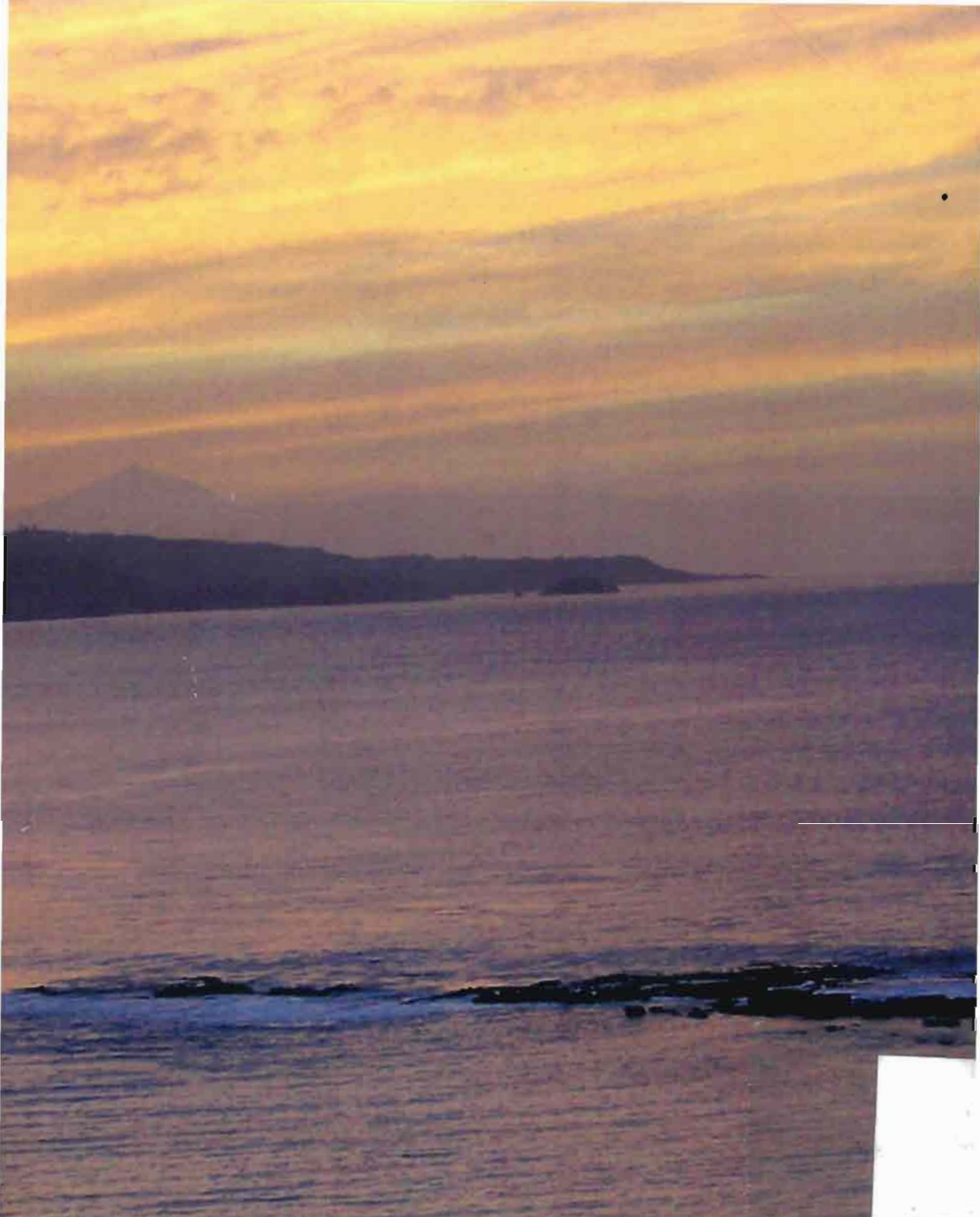
Parada 5. Terraza de El Inglés: explicación sobre el papel jugado por la terraza alta en la evolución geomorfológica reciente del sistema, reforzado por el desarrollo urbanístico asociado al turismo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alcántara-Carrió, J. (1998): *Estudio de la dinámica sedimentaria eólica en las dunas de Maspalomas*; Informe presentado al Ayuntamiento de San Bartolomé de Tirajana (inédito), 35 pp.
- Alonso, I.; Montesdeoca, I.; Vivares, A. y Alcántara-Carrió, J. (2001a): Aproximación a la modelización de la dinámica litoral de las playas de El Inglés y Maspalomas (Gran Canaria); *Vector Plus*, 18: 17-27.
- Alonso, I.; Montesdeoca, I.; Vivares, A. y Alcántara-Carrió, J. (2001b): Variabilidad granulométrica y de la línea de costa en las playas de El Inglés y Maspalomas (Gran Canaria); *Geotemas*, 3 (1): 39-42.
- Gutián, C.; Martín, F. y Nadal, I. (1883): Formaciones sedimentarias del Cuaternario Medio al Holoceno en la isla de Gran Canaria; *VIII Coloquio de Geografía*, I: 239-242.
- Hernández, L. (2002): *Análisis de la evolución del sistema de dunas de Maspalomas, Gran Canaria, Islas Canarias (1960-2000)*; Tesis Doctoral (Inédita), Departamento de Geografía de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria.
- Hernández, L. y Mangas, J. (2003): Caracterización de los materiales sedimentarios aflorantes en el sistema de dunas de Maspalomas (Gran Canaria, Islas Canarias); *II Reunión de Geomorfología Litoral*, Santiago de Compostela.
- Hernández, L., Alonso, I., Ruiz, P., Pérez-Chacón, E., Suárez, C. y Alcántara, J. (2002): Decadal environmental changes on the dune field of Maspalomas (Canary Islands): Evidences of an erosive tendency; En: Veloso-Gomes, F., Taveira-Pinto, F. y Das Neves, L. (Ed.): *Littoral 2002. The Changing Coast*; Eurocoast, Oporto: 519-527.

- Hernández, L., Pérez-Chacón, E., Suárez, C., Ruiz, P., y Romero, L. (2003): Alteraciones de la vegetación inducidas por la actividad humana en la Reserva Natural Especial de las Dunas de Maspalomas (Gran Canaria, Islas Canarias). En: Arozena, M.A., Beltrán, E. y Dorta, P. (Eds): *La Biogeografía, Ciencia Geográfica y Ciencia Biológica*; Servicio de publicaciones de la Universidad de La Laguna, S/C de Tenerife: 264-275.
- ITGE (1990): *Mapa geológico de España escala 1:25.000. 1114-III (83-86; 83-87): Maspalomas*; Madrid, 93 pp. (Tomo memoria) y Cartografía.
- Klug, H. (1968): *Morphologische studien auf den Kanarischen Inseln*; Schriften des geographischen Instituts der Universität Kiel, nº 24, Schmidt and Klauning, Kiel, 184 pp.
- Martínez, J. (1985): Dunas de Maspalomas (Gran Canaria, España): Los parámetros morfoscópicos-granulométricos; *Boletín Geológico y Minero*, 96, 5: 486-491.
- Martínez, J. (1986): Dunas de Maspalomas (Gran Canaria): Naturaleza petrológica de sus arenas; *Anuarios de Estudios Atlánticos*, 32: 785-794.
- Martínez, J. (1990): La provincia morfodinámica de Morro Besudo- Faro de Maspalomas (Isla de Gran Canaria, España): Conocimiento y comprensión de sus procesos geomorfológicos y sedimentarios para la planificación y gestión de este litoral; *I Reunión Nacional de Geomorfología*: 351-363.
- Martínez, J. (1994): Cartographic characterization of the littoral camp of dunes; *Coastal Dynamics '94. Proceedings of an International Conference on the role of the Large Scale Experiments in Coastal Research*: 462-475.
- Martínez, J. y Cárdenes, M. (1987): Cambios Topográficos y Sedimentológicos en las playas arenosas de El Inglés y Maspalomas (Gran Canaria - España); *Actas de la 7ª Reunión sobre el Cuaternario*: 223-226.
- Martínez, J. y Casas, R. (1992): La dinámica sedimentaria del litoral meridional de Gran Canaria (Islas Canarias); *I Jornadas españolas de costas y puertos (s/n)*.
- Martínez, J.; Carpio, P.; Gómez, M.; Hernández, T. y Mena, A. (1986): *Las Dunas de Maspalomas: Geología e impacto del entorno*; Excmo. Cabildo Insular de Gran Canaria y Universidad Politécnica de Canarias, Las Palmas de Gran Canaria, 151 pp.
- Martínez, J.; Rosario, M. y Cárdenes, M. (1989): La evolución geomorfológica de la Punta de la Bajeta, en la playa de Maspalomas (Isla de Gran Canaria, España); *Actas de la IX Bienal de la R.S.E.H.N.*: 235-243.

- Martínez, J.; Casas, D.; Pelegrí, J.L.; Sangrá, P. y Martínez, A. (1995): Metodología verificada en el estudio de las dunas litorales; *III Jornadas Españolas de Ingeniería de Costas y Puertos*: 667-680.
- Marzol, M. (1987): *Las precipitaciones en las Islas Canarias*; Secretariado de publicaciones de la Universidad de La Laguna, La Laguna, 220 pp.
- Meco, J. (1977): *Paleontología de Canarias. Tomo I: Los Strombus neógenos y cuaternarios del Atlántico Euroafricano*. Cabildo Insular de Gran Canaria, Madrid.
- Meco, J. (1982): Los bivalvos fósiles de las Canarias orientales; *Anuario de Estudios Atlánticos*, 28: 65-125.
- Meco, J.; Guillou, H.; Carracedo, J.C.; Lomoschitz, A., Ramos, A.J. y Rodríguez, J.J. (2003): *The maximum warmings of the Pleistocene world climate recorded in the Canary Islands*.
- Nadal, I. y C. Guitian (1983): *El sur de Gran Canaria: entre el turismo y la marginación*; Cuadernos Canarios de Ciencias Sociales, nº 9, Centro de investigación económica y social de la Caja Insular de Ahorros, Madrid, 236 pp.
- Naranjo, R. (1999): *Maspalomas espacio natural*; Consejería de Turismo del Ayuntamiento de San Bartolomé de Tirajana, 365 pp.
- Zazo, C. y Goy, J.L. (2000): Cambios eustáticos y climáticos durante el cuaternario. Una síntesis sobre su registro en los territorio insulares del sur y sureste peninsular, Islas Canarias y Baleares (España); En: Andrés, J.R. y Gracia, F.S. (Eds.): *Geomorfología Litoral. Procesos activos*; Monografías de la S.E.G, 7, Madrid: 187-206.
- Zazo, C.; Goy, J.L.; Hillaire-Marcel, C.; Gillot, P.Y.; Soler, V.; Gonzalez, J.A.; Dabrio, C. y Ghaleb, B. (2003): Raised marine sequences of Lanzarote and Fuerteventura revisited- a reappraisal of relative sea-level changes and vertical movements in the easter Canary Islands during the Quaternary; *Quaternary Science Review*.



Departamento de Geografía
Departamento de Física
Facultad de Geografía e Historia
Facultad de Ciencias del Mar

Entidades organizadoras



Departamento de Geografía