

EROSIÓN COSTERA Y CAMBIO AMBIENTAL EN EL HUMEDAL DE CABANES-TORREBLANCA (CASTELLÓ). DATOS PARA UNA GESTIÓN SOSTENIBLE¹

Pilar Carmona González

José Miguel Ruiz Pérez

Departament de Geografia. Universitat de Valencia

Pilar.Carmona@uv.es, Jose.M.Ruiz-Perez@uv.es

Miriam Ibáñez Solaz

Investigación y Proyectos de Medio Ambiente (IPROMA)

mibanez@iproma.com

RESUMEN

Un incremento progresivo de la salinidad y la influencia marina relacionados con subsidencia local de origen tectónico caracterizan los rasgos evolutivos del humedal de Cabanes Torreblanca. El ascenso relativo del nivel del mar provoca la intrusión salina y la migración de la restinga hacia el continente. Esta barrera es recesiva (entre 20-60 m en 50 años) y sus procesos denotan un déficit sedimentario que puede ocasionar cambios irreversibles. La información aportada por esta investigación es clave en la gestión ambiental de la costa.

Palabras clave: albufera mediterránea, subsidencia, restinga de cantos, erosión costera, gestión litoral.

Fecha de recepción: octubre 2012.

Fecha de aceptación: octubre 2013.

1 Esta investigación es una contribución al proyecto: CSO 2012-32367. Procesos y cambios hidrogeomorfológicos en llanuras de inundación costeras mediterráneas ante la variabilidad climática y la acción humana. Una aproximación multiescalar. Dirección General de Investigación Científica y Técnica.

ABSTRACT

A progressive increase in salinity and marine influence, related to local subsidence characterize the evolution of the lagoon of Cabanes Torreblanca. Relative sea level rise, caused saltwater intrusion and landward migration of the barrier. This barrier is recessive (60-20 m in the last 50 years) and its current processes show a sedimentary deficit that can lead to rapid and irreversible changes. The information shown by this research can help to achieve a sustainable management.

Key words: Mediterranean lagoon, Subsidence, Coastal barrier-gravel, Coastal erosion, Coastal Planning.

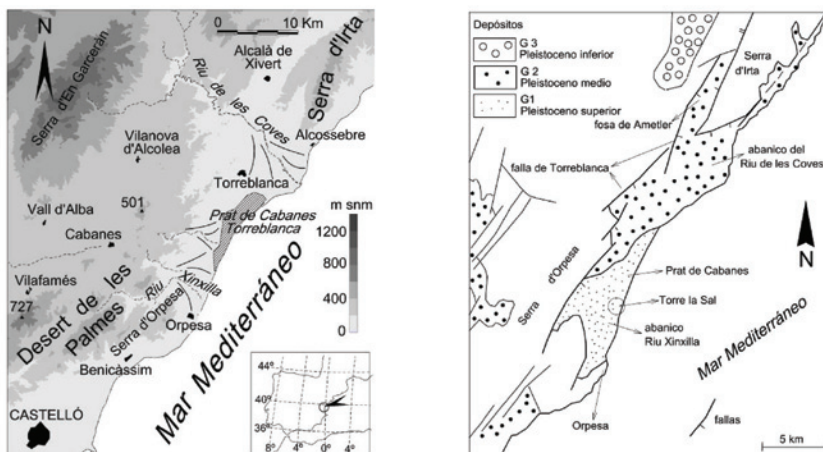
I. INTRODUCCIÓN

La geomorfología de las costas bajas valencianas, entre las que se encuentra el litoral de Castelló, se caracteriza por una sucesión de humedales y albuferas, alargadas y paralelas a la costa, que alterna con abanicos fluviales en las desembocaduras de los ríos. Los humedales están separados del mar por restingas o barreras que, en ocasiones, albergan dunas; se hidratan con agua de procedencia continental y/o marina, de manera que presentan variados y valiosos ecosistemas con asociaciones vegetales y faunísticas específicas. La baja pendiente de la plataforma litoral, la disponibilidad de material detrítico en la costa, la deriva litoral N-S, la escasa entidad de las mareas y la acción del oleaje, son factores básicos en su formación y evolución (Rosselló 1993). Los sistemas de restinga albufera de la costa mediterránea, se conformaron durante la transgresión marina holocena cuyo máximo se alcanzó hacia el 6.000 BP, siguiendo modelos generales de costas micro-mareales de bajo gradiente (Roy *et al.*, 1994) y acorde con la evolución de lagunas costeras y deltas mediterráneos (Grove y Rackham, 2001). Cuando el nivel del mar se estabilizó, se produjo paulatinamente el cierre de las barreras o restingas y el relleno de las lagunas con sedimentación fluvial y lagunar.

Nuestro objeto de estudio es la albufera del Prat de Cabanes-Torreblanca (figura 1). La albufera se encuentra en fase avanzada de colmatación y su restinga, de cantos, está formada por diferentes tipos de cordones, dunas primarias, dunas fósiles, conos de cantos (*washover fans*) y derrames (*splays*). Por otro lado, constituye un importante ambiente lacustre de paso de aves migratorias que alberga variados ecosistemas, al tiempo que es uno de los humedales menos antropizado del litoral mediterráneo español. En las últimas décadas la costa cercana a este espacio natural ha experimentado una urbanización acelerada que ha contribuido a su degradación. Por ello, recientemente se están llevando a cabo proyectos de mejora ambiental y de regeneración dunar. En este contexto el objetivo del trabajo es, por un lado, caracterizar los procesos y los cambios recientes e históricos de este sistema de restinga-albufera y, por otro, analizar las intervenciones de mejora ambiental con el fin de aportar datos útiles a una gestión sostenible del medio costero.

Figura 1

ÁREA DE ESTUDIO. LA LLANURA ALUVIAL COSTERA ENTRE TORREBLANCA Y ORPESA. A LA DERECHA ESQUEMA MORFOTECTÓNICO (SIMPLIFICADO SEGÚN DATOS DE SIMÓN ET AL., 1983)



II. RASGOS GEOGRÁFICOS

La zona de estudio se ubica en la rama oriental de la Cordillera Ibérica, en la depresión costera delimitada por una falla costera, la Serra d'Irta al norte y el Desert de les Palmes-Serra d'Orpesa al sur (figura 1). Alineaciones montañosas de entre 200 y 500 m separan esta depresión litoral del corredor de Cabanes-Sant Mateu que discurre paralelo por el interior. En estos relieves se conforman las pequeñas cuencas de drenaje que vierten a través de diversos barrancos al humedal. Desde el punto de vista estructural la costa se emplaza en el sector de fosas del Maestrat, conjunto de depresiones delimitadas por fallas de directriz NE o ENE, escalonadas hacia el este. Durante el episodio de fracturación de época Pliocuaternaria (Simón *et al.*, 1983), se reactivan las fallas que conforman el escalón de Torreblanca y la línea de costa entre Orpesa y Peñíscola (figura 1). Al pie de estas fallas se construyen los sistemas de abanicos aluviales pleistocenos y holocenos de los ríos afluentes, entre los que destacan el Riu de les Coves y el de Xinxilla. En la concavidad que se forma entre las acumulaciones sedimentarias de ambos ríos, se ubica la Albufera de Torreblanca-Prat de Cabanes. Los abanicos fluviales están formados por sucesivos niveles aluviales (pleistocenos y holoceno) progradantes, en el caso del Riu de les Coves y solapados o superpuestos en el caso del Riu Xinxilla (Segura *et al.*, 2005). En la costa se conforman abanicos deltaicos (Mateu, 1982; Rey *et al.*, 1999). Este ambiente litoral está influido por una serie de procesos costeros entre los que destacan, los vientos, el oleaje, el aporte de sedimentos al litoral y la corriente de deriva (N-S) (Mateu, 1982; Rosselló, 1993).

III. METODOLOGÍA

La metodología de estudio se ha basado en la integración de técnicas geomorfológicas, geoarqueológicas, biogeográficas, de SIG (Sistemas de Información Geográfica)

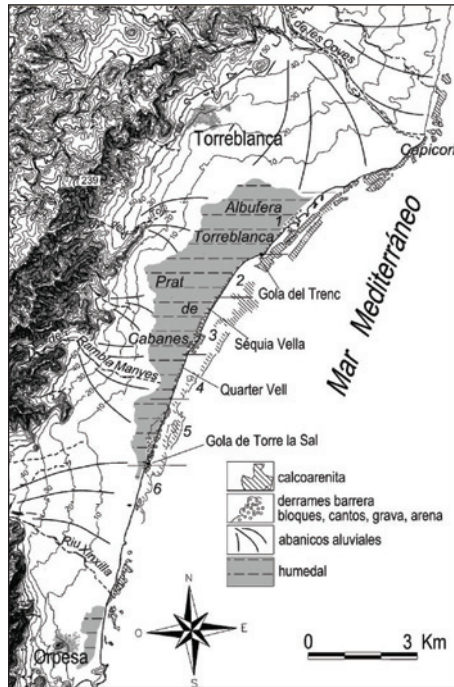
y LIDAR (*Light Detection And Ranging*). El estudio geomorfológico se ha realizado mediante identificación de formas y procesos actuales en campo, interpretación de fotografías aéreas y análisis de perfiles realizados con software Global Mapper y datos LIDAR (disponible en www.TERRASIT). Durante los trabajos de campo se analiza la vegetación de los diversos ambientes geomorfológicos y las intervenciones de restauración ambiental llevadas a cabo en el área. Los registros geoarqueológicos han proporcionado información paleoambiental y también datos sobre el proceso tectónico de subsidencia costera. Los procesos geomorfológicos de la barrera o restinga (últimos 50 años) se han estudiado mediante georeferenciación y comparación de fotogramas 1:33.000 (Vuelo Americano de 1956) con las series de ortofotos 1:5.000 del ICV (Instituto Cartográfico Valenciano) del año 2005. Para el análisis evolutivo de la albufera se realizaron sondeos manuales (sonda Eijkelkamp) de entre 1,5 y 3,75 m de profundidad en el humedal del Prat de Cabanes. Los sedimentos se analizaron en el Laboratorio de Geomorfología del Departamento de Geografía de la Universidad de Valencia, los datos texturales se trataron con el programa GRADISTAT (Blott y Pye, 2001) y se realizaron 5 dataciones ^{14}C (turbas y conchas) en el Laboratorio Beta Analytic (Florida USA). Toda la información espacial se ha georeferenciado en un CAD (Microstation V8i) sobre una base de cartografía digital vectorial escala 1:1.000 (proporcionada por el Gabinete Técnico del ayuntamiento de Orpesa). Esta base ha servido para el trazado de la cartografía geomorfológica, la estratigrafía, los procesos de la restinga y el análisis de los cambios costeros.

IV. GEOMORFOLOGÍA DEL HUMEDAL Y LA RESTINGA

El conjunto de la llanura litoral abarca un tramo de costa de más de 20 km entre Orpesa y Alcossebre y tiene una anchura variable entre 1,5 y 3,5 km (figura 2). En la parte central de esta llanura se encuentra el humedal de Cabanes-Torreblanca que conforma un sistema morfológico de restinga albufera (*coastal barrier lagoon*). La albufera presenta sectores permanentemente inundados, en un espacio prácticamente llano y bordeado por abanicos aluviales de 1-3 % de pendiente media. La mayor parte de los barrancos y cauces menores afluentes desaparecen sobre la superficie aluvial o en el humedal costero, sólo el Riu de les Coves y el de Xinxilla llegan a desembocar al mar. El principal curso fluvial del área es el Riu de les Coves o de Sant Miquel que, con una cuenca de 500 km², forma un amplio abanico litoral con una remarcada prominencia costera (denominda Capicorb) (figura 2). La pendiente media del edificio aluvial es ligeramente superior al 1 %; el cauce está encajado en el abanico pleistoceno y sus aportes, que incluyen abundantes gravas, cantos y bloques, van a parar al mar durante las crecidas. Hacia el sur, y bordeando el humedal por la parte continental, se disponen conos fluviales de menor entidad. De entre ellos cabe destacar el de la Rambla de Manyes, que desciende hacia el marjal conformando un edificio aluvial convexo que fragmenta la albufera en dos ambientes claramente diferenciados (figura 2). El humedal está bordeado al sur por el abanico aluvial conjunto del Barranc de Miravet y Riu Xinxilla. El cauce actual del Riu Xinxilla desemboca hacia el sur y sus sedimentos alimentan una restinga que cerraba la antigua albufera d'Orpesa hoy prácticamente urbanizada.

Figura 2
ESQUEMA GEOMORFOLÓGICO. NÚMEROS DEL 1 AL 6 CORRESPONDEN A LOS TRAMOS ANALIZADOS
EN LA RESTINGA

FOTOGRAFÍAS: PANORÁMICA DEL ÁREA DE ESTUDIO Y DETALLE DE LA BARRERA LITORAL.
FOTOS JOSÉ MIGUEL RUIZ (2009)



La albufera de Torreblanca se caracteriza por las importantes surgencias de agua dulce en el sector continental, en la zona de contacto con el abanico del Riu de les Coves. Allí aparece un extenso yacimiento de turba con abundante vegetación palustre (Molina *et al.*, 2000). La capa freática salina aparece a tan sólo 50 o 60 cm de la superficie, aunque presenta índices de salinidad muy variables provocados por la afluencia de intrusiones marinas durante los temporales o bien por fluctuaciones del nivel freático (Morell y Hernández, 2001; López-Buendía *et al.*, 2007). La

acción antrópica histórica ha sido decisiva en la transformación de las condiciones ecológicas. La bonificación del marjal, desde al menos el siglo XVII, se registra en tres bandas paralelas de parcelarios alargados separados por zanjas (Cavanilles, 1785; Mateu, 1977). Una estrecha restinga de cantos cierra la albufera de la influencia marina directa. Esta barrera se extiende a lo largo de 8 km entre los abanicos aluviales del Riu de les Coves y Xinxilla. Intercalados entre el cordón de cantos y las facies distales de los abanicos pleistocenos aparecen diversos afloramientos rocosos de arenisca discontinuos (calcoarenitas o eolianitas pleistocenas), que se localizan principalmente al sur del Cuartel de Carabineros (Quarter Vell), en la zona cercana a Torre de la Sal y en la desembocadura del Riu Xinxilla. Hacia el norte continúa esta alineación fósil, pero separada de la costa, sumergida y siguiendo la isobata de -10 m (Rey *et al.*, 1999).

La restinga de cantos de la Albufera del Prat de Cabanes-Torreblanca muestra una peculiar morfología en cresta (*ridge*) de hasta 3 m de altura y escasa anchura, con pendiente abrupta hacia el mar y suave hacia el continente (Mateu, 1982) (figura 2). Los cantos son de gran calibre, con un diámetro medio de entre 15-18 cm hacia el interior y entre los 10–15 cm hacia la playa, moderadamente homométricos, bien redondeados y ligeramente aplanados. Hacia la parte continental presentan una pátina oscura y por lo general carecen de matriz arenosa. Es una barrera en retroceso o transgresiva; el proceso fue advertido y discutido por varios autores (Mateu, 1982; Sanjaume *et al.*, 1990; Rosselló, 1993; Pardo, 1991). La existencia de turbas recientes en la playa (Rosselló, 1993) fue una de las principales pruebas de retroceso detectadas. Los rasgos morfológicos de la restinga, su escasa anchura y la presencia de *washover fans* en el sector de humedal contiguo, fueron relacionados con déficit sedimentario; se discutía además la concurrencia de otros factores que podrían incidir en el retroceso tales como la orientación de la costa, la incidencia de temporales (NE) y, al menos en la parte norte, no contar con la protección del frente de calcoarenitas (Sanjaume *et al.*, 1990). En la restinga se distingue un tramo septentrional de cantos, un tramo central arenoso y un tramo meridional de cantos y calcoarenitas. El tramo central con mayor contenido en arena podría explicarse por la refracción del oleaje en el centro de la bahía (Mateu, 1982). La restinga actual presenta tres golas de desagüe artificiales, la Gola del Trenc al N, la Sèquia Vella al centro y la Gola de Torre la Sal al S. El caudal de estos drenajes oscila entre los 120 y los 430 l/s aunque en períodos de sequía disminuye ostensiblemente (Quereda, 1985).

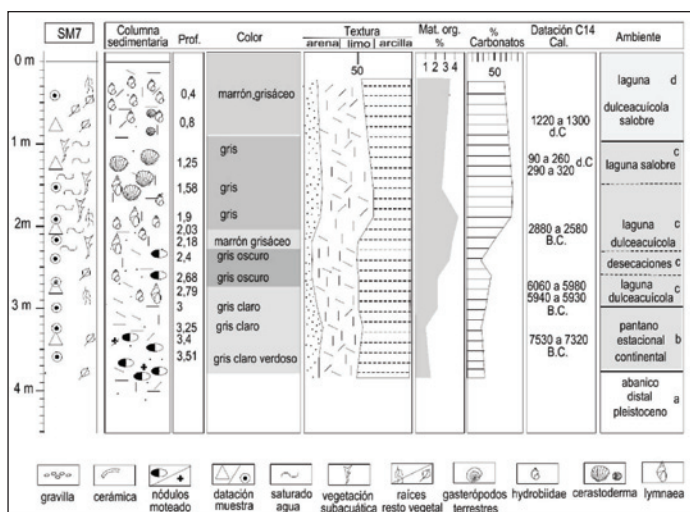
V. LA EVOLUCIÓN HOLOCENA E HISTÓRICA DEL HUMEDAL. LA SUBSIDENCIA COSTERA

Investigaciones previas de sondeos realizados en diferentes partes de este humedal, analizaron la evolución paleoambiental durante el Pleistoceno y el Holoceno. En estos trabajos se constata que la potencia de la sedimentación holocena está en torno a los 5 metros y se corresponde con un nivel pantanoso de limos y arcillas orgánicos que se dispone en el techo de las columnas sedimentarias (Segura *et al.*, 1997 y 2005; Usera *et al.*, 1996 y 2002). Recientemente, en el ámbito de excavaciones arqueológicas en el entorno de Torre la Sal (abanico distal del Riu Xinxilla) se analizó la evolución geomorfológica histórica y se realizaron sondeos en el humedal próximo. Presentamos los datos geoarqueológicos, la información sedimentológica y las dataciones radiocarbónicas del sondeo SM7 (figura 3), que abarcan la secuencia completa holocena e histórica y que aporta claves en torno al transcurso neotectónico de este litoral (Ruiz y Carmona, 2009).

5.1. El registro del sondeo SM7 en el Prat de Cabanes

El sondeo se realizó en el sector meridional del humedal, a 350 m de costa. En él se diferenciaron 4 niveles:

Figura 3
COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DEL SONDEO SM7 (RUIZ Y CARMONA, 2009)



Nivel a: (4-3,75 m profundidad) nivel muy compacto de arcillas y limos de color gris verdoso, con nódulos, que interpretamos como una facies distal del abanico fluvial.

Nivel b: (3,75-3 m profundidad) sedimentos de textura arcillolimoso de color gris claro, con moteados ocres, nódulos de color gris y restos vegetales (no se detecta la presencia de gasterópodos). Interpretamos este nivel como humedales filocontinentales (fechados por ^{14}C hacia 7.530 a 7.320 años calibrados a.C.).

Nivel c: (3-1 m profundidad) sedimentos arcillo limosos, de color gris a gris oscuro, con un aumento progresivo –hacia techo– del contenido en materia orgánica, carbonatos y gasterópodos. En la parte inferior (3 a 1,5 m) son frecuentes gasterópodos del tipo *Lymnaea palustris*, *Lymnaea peregra* e *Hydrobiidae Pseudamnicola sp.* Entre 2,3 y 1 m de profundidad, el sedimento, saturado en agua, contiene gran cantidad de restos vegetales subacuáticos. Entre 1,58–1 m, disminuye la presencia de *Hydrobiidae* y *Lymnaea* y aparecen abundantes conchas de *Cerastoderma glaucum* (en torno a 3 cm de diámetro). Interpretamos este nivel como una laguna de agua dulce que hacia 1,25 m de profundidad evoluciona a salobre. Se realizaron 3 dataciones de ^{14}C ; a 2,79 m (6.060 a 5.980 y 5.940 a 5.930 años calibrados a.C.); a 2,03 m (2.880 a 2.580 años calibrados a.C.); a 1,25 m (90 a 260 y 290 a 320 años calibrados d.C.).

Nivel d: (0-1 m profundidad) nivel arcillo limoso de color marrón grisáceo, con apreciable contenido en materia orgánica y gran cantidad y diversidad de gasterópodos (*Pseudamnicola sp.*, *Hydrobia sp.*, *Succinea putris*, *Theodoxus fluviatilis*, *Melanopsis dufouri*, *Lymnaea palustris* y escasas conchas de *Cerastoderma glaucum*, de pequeño tamaño).

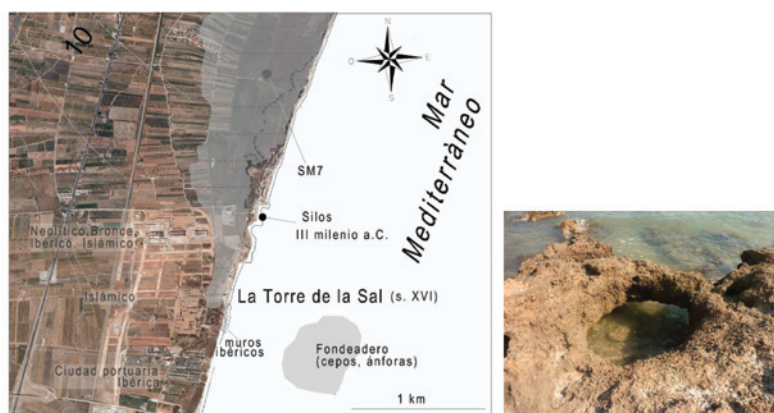
De los datos sedimentológicos y las dataciones radiocarbónicas se desprende que, en este sector del humedal y durante la mayor parte del Holoceno, desde el 7.530 a 7.320 años calibrados a. C. y hasta época histórica, se conformó una albufera de agua dulce. Hacia la parte superior del registro, la albufera experimenta un aumento progresivo de la salinidad que culmina a 1,25 m de profundidad (nivel con conchas de cerastoderma) datado en época histórica (90 a 260 y 290 a 320 años calibrados d.C.). Es interesante señalar que los niveles holocenos más antiguos se han datado en este sondeo a tan sólo 3,4 m de profundidad con una fecha 8.360 ± 50 años BP. Así, las tasas de acreción a lo largo del Holoceno que oscilan entre 25 y 50 cm/milenio produjeron una progresiva colmatación del humedal que estaría muy avanzada entre el período romano imperial (1.820 ± 40 años BP a 1,25 m de profundidad) y el bajomedieval (740 ± 40 años BP a 0,8 m de profundidad).

5.2. El registro geoarqueológico

Excavaciones recientes llevadas a cabo en el tramo de costa del abanico aluvial del Riu Xinxilla en la urbanización de Costamar cercana a Torre la Sal (figura 4) detectaron un total de 683 estructuras negativas (excavadas en el abanico) con tipología de cubetas, silos, hoyos, pozos, sénias, balsas, fosos...etc. de las cuales más de 500 correspondían al VI-V milenio a.C., en su mayoría silos con una profundidad de 0,5-1 m (Flors, 2009). También aparecen decenas de silos del III milenio a.C. excavados en la calcoarenita costera (Guillem *et al.*, 2005). De época del Bronce (II milenio a.C.) se ha documentado un fondo de cabaña de 177 m² excavado 3,63 m en los niveles del abanico. El resto de estructuras correspondía en un número muy inferior al periodo ibérico (64), romano (6) y andalusí (67). Las estructuras de época islámica (en su mayoría de los siglos X y XI) son pozos para el abastecimiento de agua, balsas de riego, norias y gran cantidad de silos que almacenaban semillas y productos agrícolas. Los pozos de época islámica son profundos (> 3 m) y alcanzan el freático tras romper los niveles pleistocenos de conglomerados y costras calcáreas y alcanzar las arenas que almacenan agua (Flors, 2009).

Figura 4

FOTO AÉREA DEL SECTOR DE TORRE DE LA SAL Y YACIMIENTOS ARQUEOLÓGICOS SEGÚN WAGNER, (1978), FERNÁNDEZ, (1988), GUILLEM ET AL. (2005) Y FLORS (2009). A LA DERECHA SILO NEOLÍTICO EXCAVADO EN LA CALCOARENITA. FOTO: PILAR CARMONA (2011)



Por otro lado, próxima a la línea de costa sobre la superficie del abanico pleistoceno, en la Torre de la Sal (s. XVI), se han excavado los restos de una gran ciudad portuaria de época ibérica (siglos VI-I a.C.) (Fernández, 1980; 1988; 1990; Flors, 2009), con fondeadero próximo (Wagner, 1978) (Figura 4). Restos de muros de casas fueron excavados en un área muy cercana a la playa y se describieron alineaciones bajo el agua marina (Fernández, 1988). Esta misma autora, documenta la existencia de un pozo para abastecimiento de agua dulce cerca de la playa actual y comenta la existencia de restos de una estructura similar bajo el agua marina (a una profundidad de 150 cm). Hacia los años 1960 todavía se conservaba un camino de cantos rodados siguiendo la línea de costa en la orilla del mar (comunicación personal del Dr. Vicenç Rosselló).

5.3. Cambios en la línea de costa. El proceso de subsidencia

Con respecto a la información geoarqueológica, es importante destacar que en el fondo de los silos neolíticos y de la cabaña de la edad del Bronce, excavados en el sector distal del abanico (entre 2-3 m snm), aflora el agua freática y algunos silos están siendo colonizados por la vegetación salobre del humedal próximo. Por otro lado, los silos de la calcoarenita (Guillem *et al.*, 2005) y los restos constructivos de la ciudad ibérica (Fernández, 1988) se posicionan en la zona de oleaje actual de la playa y algunos muros ibéricos a cotas por debajo del nivel del mar actual. Es evidente que las estructuras neolíticas y el fondo de cabaña de la Edad del Bronce (entre el V y el II milenio a.C.), excavadas en la superficie del abanico aluvial, estaban en el momento en que estaban siendo utilizados, en seco, fuera del alcance de las fluctuaciones del freático. Por otro lado los silos excavados en la calcoarenita (III milenio a.C.), en las actualidad batidos por el oleaje (figura 4), tenían una línea de costa alejada de su posición actual. Hacia época ibérica, las construcciones y pozos de abastecimiento de agua dulce estarían emergidos en tierra seca.

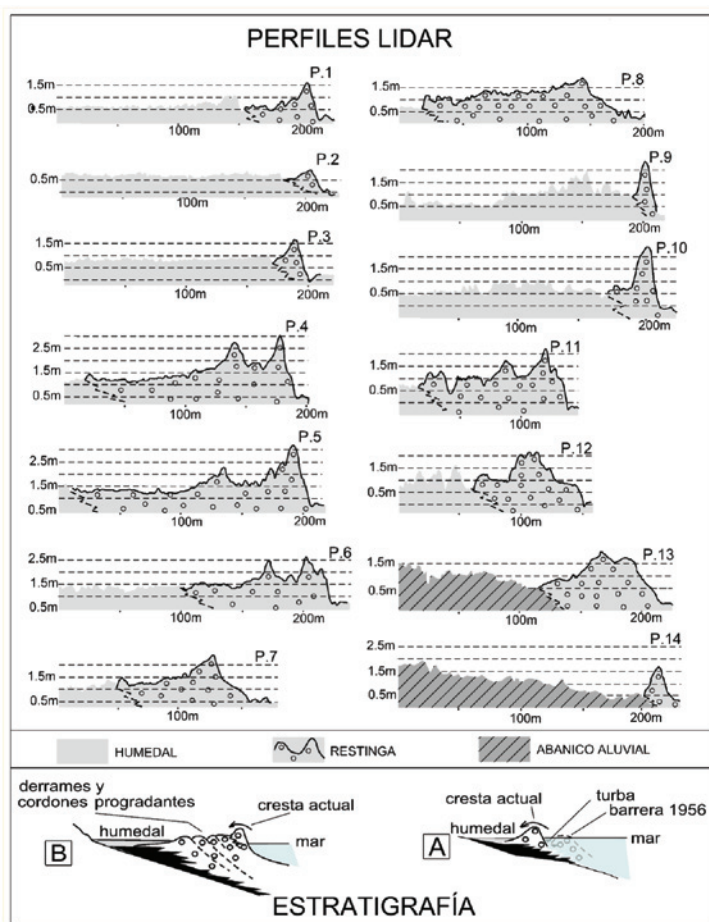
Estos datos son indicativos de que nos hallamos ante un litoral en retroceso y afectado por la subsidencia a escala holocena e histórica. La subsidencia está posiblemente relacionada con los procesos tectónicos distensivos analizados en el área cercana (Simón *et al.*, 1991; Salvador Martín y Simón, 1990). Así, la superficie del abanico aluvial donde se encuentran los yacimientos arqueológicos y las calcoarenitas costeras se hallarían, hace milenios, a una cota absoluta algo más alta que en la actualidad. El progresivo hundimiento tectónico las ha ubicado al alcance de la capa freática, ha provocado el retroceso de la costa hacia el continente y sumergido diversas estructuras arqueológicas bajo el agua marina.

VI. PROCESOS RECIENTES EN LA RESTINGA Y LA LÍNEA DE COSTA

Con la información altimétrica LIDAR se han realizado 14 perfiles transversales a la restinga (figura 5) cuya ubicación se ha reflejado en las figuras 6 y 7. Por otro lado se ha comparado la anchura y morfología de las restingas de 1956 (Vuelo Americano 1:33.000) y de la del vuelo del año 2005 (ICV 1:5.000). El trabajo de campo nos ha permitido comprobar detalles geomorfológicos, texturas y procesos de colonización de la vegetación natural en los diversos ambientes. Estos datos servirán para valorar la sostenibilidad y funcionalidad de las restauraciones ambientales realizadas recientemente. En la presentación hemos subdi-

vidido la restinga en 6 tramos (figura 2) incluyendo los enlaces con los abanicos del Riu de les Coves (por el norte) y el del Xinxilla (por el sur). Se constata que no toda la restinga es recesiva, que su anchura varía según tramos y que la morfología, procesos de vegetación y del cordón de cantos es peculiar y variada.

Figura 5
PERFILES TRANSVERSALES Y ESTRATIGRAFIA DE LA RESTINGA

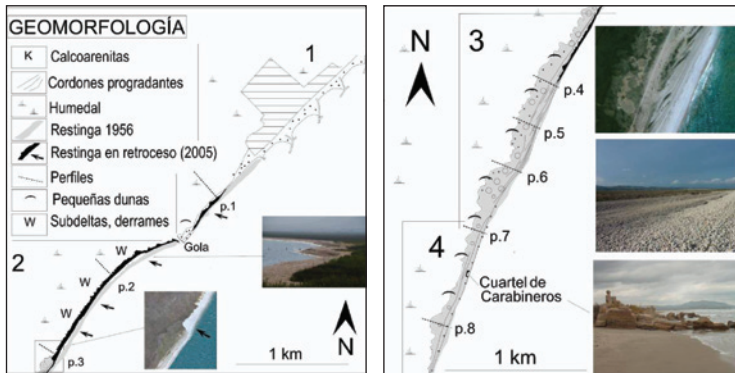


Tramo 1

Abarca la zona de enlace de la barrera con el abanico del Riu de les Coves (figura 6). Es una zona urbanizada en la que se han realizado aportes de arena en la playa e intentos de regeneración dunar. No obstante la construcción de cuatro espigones (década de 1970) ha distorsionado la evolución natural. Aguas abajo del último espigón la barrera ha retrocedido entre 14-50 m y hasta 70 metros en algunos puntos en el periodo de tiempo analizado.

Figura 6

FOTOINTERPRETACIÓN DE LA RESTINGA DE 1956 Y 2005 EN LOS TRAMOS SEPTENTRIONALES. FOTOS CAMPO
DETALLE: JOSE MIGUEL RUIZ

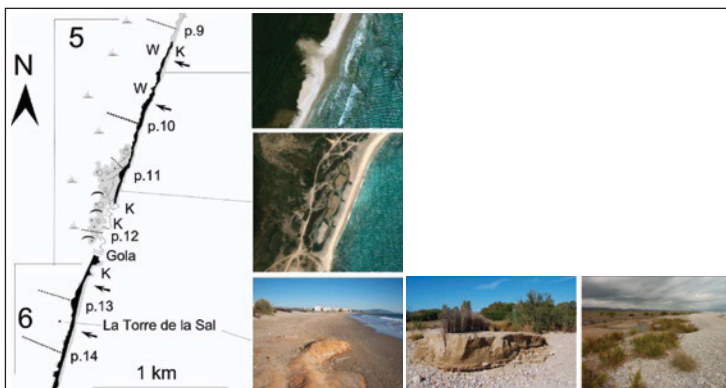


Tramo 2

Corresponde a un tramo de costa altamente recesivo, en el que se ha producido la completa traslación hacia el humedal (*landward rollover*) de la cresta o cordón de cantos que conforma la barrera (figura 6). El retroceso de la barrera ha sido de entre 55 y 65 metros. El cordón ha perdido anchura (figura 5), de manera que ha pasado de tener alrededor de 40-50 metros en 1956 a 20-25 metros (incluso menos en algunos tramos) en 2005, Las arcillas orgánicas del humedal quedan expuestas en la orilla de la playa (figura 5, estratigrafía tipo A). En el trabajo de campo se observaron conos lobulados o subdeltas de derrame de cantos (*washover fans*) en la parte contigua al humedal. Estas estructuras las conforman los temporales, durante los cuales numerosas tongadas de grava y cantos son arrancados por el oleaje en la primera línea de playa y lanzados hacia el humedal por encima de la barrera, erosionándola o rompiéndola (foto inferior). El frente de playa de la barrera es de morfología dentada en muchos puntos (foto superior).

Figura 7

FOTOINTERPRETACIÓN DE LA RESTINGA DE 1956 Y 2005 DE LOS TRAMOS MERIDIONALES. FOTOS DERECHA:
RESTOS DE DUNA ARTIFICIAL TRAS UN TEMPORAL HABITUAL DE INVIERNO (17 NOVIEMBRE 2010) FOTO: MIRIAM
IBÁÑEZ. LAGOS ARTIFICIALES EXCAVADOS EN LA BARRERA. FOTO: PILAR CARMONA



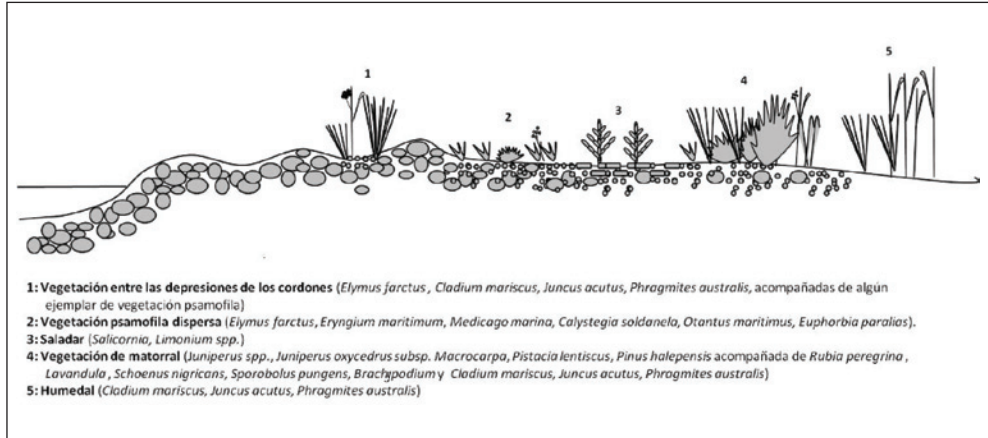
Tramo 3

Corresponde a la parte central de la barrera que se encuentra en equilibrio o con pocos cambios de anchura desde 1956. Durante los trabajos de campo y en la foto aérea del año 2005 se aprecia una notoria diferencia en la morfología y los procesos de la restinga con el respecto al tramo 2. La anchura de la barrera en este tramo es considerable, alcanza hasta 165 metros en algunos puntos. Se distinguen netamente tres ambientes diferenciados desde el humedal hacia el mar. Un ámbito interior de extensivos derrames de arena y cantos dispersos muy gruesos (10-15 cm diámetro), a continuación aparecen varias series de cordones o crestas de acreción longitudinal (progradantes) de cantos muy gruesos (10-20 cm) sin matriz arenosa (foto central) y, finalmente en el tramo de costa actual, se dispone un estrecho y alto cordón o cresta de cantos y grava paralelo a la costa, de perfil muy escarpado en el frente de la playa (figura 5, estratigrafía tipo B). Este cordón costero enlaza con la barrera del sector 2. Este tramo es el mejor conservado del área de estudio y presenta un alto grado de naturalidad.

Aunque el cordón interior de arena tiene poca potencia, y no es posible observar la estructura típica de las comunidades vegetales de los sistemas dunares, la vegetación presenta un gradiente zonal de distribución desde el humedal hacia el mar, relacionado con los ambientes geomorfológicos descritos (figura 8). En la zona interior, próxima al humedal, los derrames de arena tienen bajo grado de movilidad; la protección que proporcionan los cordones de cantos frente a la influencia marina, permiten el desarrollo de especies propias de matorrales mediterráneos, entre las que destacan enebros (*Juniperus spp.*, *Juniperus oxycedrus subsp. macrocarpa*), lentisco (*Pistacia lentiscus*) y el pino carrasco (*Pinus halepensis*). Estas especies están representadas por ejemplares de escaso porte, que se distribuyen en manchas o parches dispersos, y se presentan acompañadas de especies como la *Rubia peregrina* o la lavanda y plantas herbáceas (*Schoenus nigricans*, *Sporobolus pungens*, *Brachypodium*) y palustres (*Cladium mariscus*, *Juncus acutus*, *Phragmites australis*). Entre estas manchas de vegetación, y al avanzar hacia el mar, encontramos especies de menor porte como la grama marina (*Elymus farctus*), el cardo marino (*Eryngium maritimum*), el carretón de playa (*Medicago marina*), la campana de mar (*Calystegia soldanella*), la oruga marítima (*Cakile marítima*), la algodónosa (*Otanthus maritimus*), la lechetrezna de dunas (*Euphorbia paralias*). En algunas zonas se observan acumulaciones de sal en el sedimento, colonizado casi exclusivamente por ejemplares aislados de salicornia y limonium. Al aproximarnos hacia el mar y reducirse la matriz arenosa en favor de los cantos, se observa una disminución en la densidad de la vegetación. Ésta se distribuye en mosaico, desarrollándose casi exclusivamente entre las depresiones que se generan entre los cordones de cantos, donde se acumulan pequeñas cantidades de arena. Esta vegetación, se caracteriza por la dominancia de especies palustres y herbáceas de las especies descritas anteriormente (figura 8). La vegetación del humedal y la que aparece entre las depresiones de los cordones correspondería a la Comunidad de Carrizales «*Typho-scirpetum tabernaemontani*» y Comunidad de Masegares «*Cladietum- marisci*». La vegetación del saladar correspondería a la Comunidad de «*Salicornia rammosissima*». La vegetación de matorral correspondería a la Comunidad de enebro con sabinas «*Rhamno-Juniperetum macrocarpa*».

Figura 8

PROCESOS DE VEGETACIÓN EN LA BARRERA DEL TRAMO 3. FOTOS: VEGETACIÓN ENTRE CORDONES DE CANTOS.
FOTOS: PILAR CARMONA (2011)



Tramo 4

En las proximidades del Quarter Vell, la barrera pierde altura y anchura hasta convertirse en un único y aplanado cordón de cantos, por delante del cual se desarrolla una amplia playa de arena (figura 5, perfiles 7 y 8). Tras el cordón se observan pequeñas acumulaciones de arena con escasa movilidad en las que se desarrollan especies psamófilas como la grama marina (*Elymus farctus*), el carretón de playa (*Medicago marina*), la campana de mar (*Calystegia soldanella*), el cardo marino (*Eryngium maritimum*), la algodonosa (*Otanthus maritimus*), la lechetrezna de dunas (*Euphorbia paralias*) o la oruga marítima (*Cakile marítima*), propias de dunas más o menos estabilizadas. En este sector la línea de costa ha retrocedido algunos metros tal y como se desprende de la ubicación del Cuartel de Carabineros construido a principios del s. XX. El edificio estaba cerca del mar hacia 1960 (Rosselló, 1963), en la orilla del mar en marzo de 1989 (Pardo, 1991:110) y en la actualidad, se halla casi desmantelado por el oleaje y los basamentos de los muros orientales están bajo el agua (foto inferior de la figura 6).

Tramo 5

Corresponde a un tramo de costa en retroceso hacia el continente. Al igual que en el sector 2, la barrera se conforma en una estrecha y única cresta o cordón de cantos, que se ha trasladado hacia el humedal (*landward rollover*) y presenta un frente muy escarpado hacia la playa (figura 7; figura 5, perfiles 9 y 10). El retroceso medio del sector oscila entre 15 y 25 m y se aprecian depósitos de *washover fan* tal y como se observa en la nítida imagen de Google Earth de 2009 (fotografía del margen superior de la figura 7). En la parte meridional de este tramo, en la fotografía aérea del año 1957, y por detrás del cordón costero, se dispone un extenso derrame de cantos muy gruesos y arena y pequeños cordones progradantes hacia el mar. Las características morfológicas y de vegetación son muy similares a las descritas en el tramo 3. En algunos sectores de este derrame se dispone un cordón dunar, discontinuo y de escasa entidad que se encuentra bastante alterado debido a la excavación de canteras. La cobertura vegetal natural es escasa, siendo las especies más representadas el esporobolo (*Sporobolus pungens*), la grama marina (*Elymus farctus*), el carretón de playa (*Medicago marina*), el hinojo marino (*Crythmum maritimum*), la lechetrezna de dunas (*Euphorbia paralias*) o la sosa (*Salsola kali*). A menudo, esta vegetación típica de arenas litorales se acompaña de otras especies características de zonas alteradas o eutróficas como el *Xanthium echinatum* o el *Tribulus terrestris*. El cordón dunar alcanza mayor anchura hacia el sur donde se abastece de arena de pequeñas playas formadas entre los extensos afloramientos de calcoarenitas de la línea de costa. Recientemente se han realizado intervenciones de conservación y mejora ambiental; entre las actuaciones realizadas destaca la construcción de senderos y la excavación de un «lagos artificiales» (foto central del gráfico de la figura 7, tomada de Google).

Tramo 6

Corresponde al sector del abanico del Riu Xinxilla en el entorno de Torre la Sal (figura 7). Aquí la línea de costa se ha erosionado los últimos 50 años entre 20-40 m. En la foto del margen inferior (Torre la Sal) se distinguen las arcillas y limos rojos del abanico con material arqueológico, en primera línea de playa. La zona de costa inmediata ha sido objeto recientemente de diferentes intervenciones de mejora, como el aporte de arena a la playa, la regeneración de dunas y la construcción de paseos con pasarelas. Los restos de una de las dunas regenerada aparece en la foto de la derecha en la figura 7.

VII. DISCUSIÓN. SUBSIDENCIA TECTÓNICA Y RETROCESO DE LA COSTA. GESTIÓN DEL MEDIO AMBIENTE COSTERO

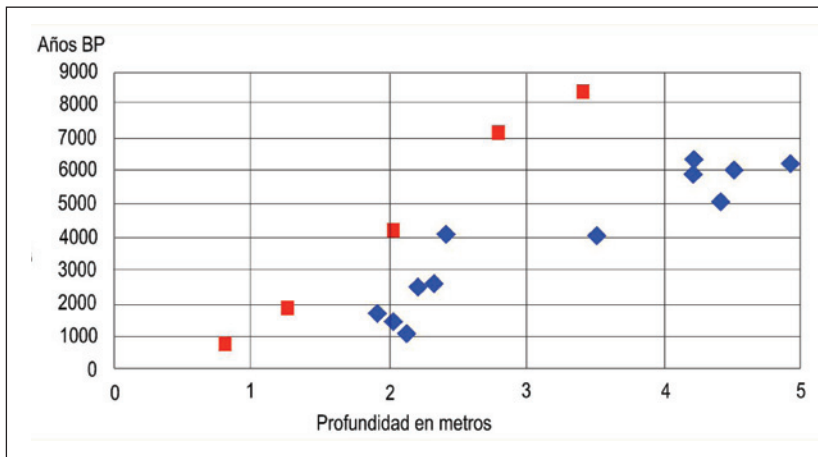
7.1. La evolución de la albufera: de agua dulce a salobre. Tasas de subsidencia

Comparando las dataciones ^{14}C de la secuencia holocena del sondeo SM7 con los datos obtenidos por otros autores (Segura *et al.*, 2005; Usera *et al.*, 2002) en diversos puntos del humedal, observamos que el registro holoceno del sector meridional es más largo en el tiempo y tiene una secuencia mucho más somera (figura 9). Las tasas de acreción en el sector septentrional son además más elevadas y variables (entre 20 y 83 cm/milenio) que las del meridional (sondeo SM7), lo que podría estar reflejando una tasa de subsidencia más alta hacia el norte del humedal donde el registro de las turberas comienza en una fecha más tardía (fechas supe-

riores a 6.200 BP) y a profundidades entre 4,2 y 5 m. Por otro lado, la progresiva evolución de la albufera de un ambiente dulce a salobre a lo largo del Holoceno que refleja el sondeo SM7, está en consonancia con los estudios de foraminíferos realizados en el sondeo de la Albufera de Torreblanca (Usera *et al.*, 1996 y 2002), en los que se detalla que el proceso de colonización en el marjal comenzó hace unos 6.000 años con especies que vivían en aguas de baja salinidad.

Figura 9

PROFUNDIDAD Y DATACIONES ABSOLUTAS DE MUESTRAS EN EL PRAT DE CABANES-TORREBLANCA. CUADRADOS ROJOS DATACIONES DEL SONDEO SM7 (RUIZ Y CARMONA, 2009). ROMBOS AZULES DATACIONES DE SEGURA ET AL. (2005)



Estos datos nos indican que al contrario de los modelos establecidos en lagunas del Mediterráneo (Grove y Rackham, 2001) que evolucionan hacia una mayor continentalidad, esta albufera evoluciona hacia un incremento de la salinidad y la influencia marina a lo largo del Holoceno es decir, una evolución de albufera de agua dulce a salobre. Uno de los factores determinantes podría ser, la existencia de una fuerte subsidencia de origen tectónico a escala holocena e histórica, equivalente desde la perspectiva dinámica a una progresiva y lenta inmersión de la costa por ascenso relativo del nivel del mar y por consiguiente, un incremento de la influencia marina. El trasfondo neotectónico explicaría que las tasas de subsidencia medidas en esta albufera (casi el doble que las de la Albufera de Valencia según Sanjaume *et al.*, 1992; Segura *et al.*, 2005) podrían estar potenciadas por la subsidencia a escala histórica y holocena detectada.

7.2. Morfología de la barrera. Erosión de la línea de costa: los procesos de los últimos 50 años

De acuerdo en líneas generales con los datos de Pardo (1991), el proceso de erosión antrópica es clave en muchos sectores de costa valencianos. Los datos que aportamos corroboran un fuerte retroceso de la línea de costa en algunos tramos a una escala de tiempo muy corta (en torno a 50 años). El proceso detectado es el traslado completo del cordón tierra adentro «landward rollover». Además, los tramos en retroceso se asocian a una importante pérdida de

anchura de la barrera que en estos sectores consta de un estrecho y único cordón, formado por cantos y grava gruesos, sin matriz arenosa y con fuerte pendiente hacia el mar. Esta tipología de barrera recesiva está bien caracterizada en la bibliografía científica y sus procesos se han relacionado con un déficit de sedimentos y/o con un ascenso relativo del nivel del mar (Carter *et al.*, 1989; Carter y Orford, 1993; Orford *et al.*, 1995; Forbes *et al.*, 1991; 1995). En nuestro caso parte de la erosión puede deberse a causas antrópicas pues los espigones de Torre Nostra (tramo 1) han exacerbado sin duda el retroceso de la restinga en el sector 2.

Por lo que respecta al déficit de sedimentos es importante resaltar que no toda la restinga es recesiva, hay un tramo estable y de considerable anchura (sectores 3 y 4) formado por extensos derrames y cordones progradantes. Tal y como se observa en la foto aérea los extensos derrames y progradaciones de sedimento de los sectores 3 y 4, estaban ya conformados en 1956 de manera que en un periodo cronológico previo se disponía de abundante material sedimentario. Por esta razón los procesos de formación y evolución de la barrera tendrían que abordarse con una resolución temporal mayor que la aquí considerada.

Por lo que respecta al ascenso relativo del nivel del mar hay que resaltar que éste puede deberse bien a un ascenso global, bien a subsidencia local (Orford *et al.*, 1995; Gagliano, 1999; Haslett, 2008). No disponemos de datos regionales precisos sobre el ascenso del nivel del mar en este sector del Mediterráneo. Ahora bien, la subsidencia tectónica holocena detectada en el área sí ocasiona un ascenso relativo del nivel marino, de manera que es un importante factor a considerar en el retroceso de la costa. Desde la perspectiva dinámica la subsidencia o subida relativa del nivel del mar ocasiona cambios horizontales substanciales en la posición de la línea de costa (y por lo tanto de las barreras) haciendo que éstas migren hacia la tierra facilitando la intrusión salina.

7.3. Claves para una gestión ambiental sostenible

De lo anteriormente expuesto se deduce que el objetivo esencial de la gestión ambiental debería ser el control de la erosión de la costa mediante la conservación del balance de sedimento. Este debería ser un aspecto clave en la sostenibilidad de las intervenciones en playas y restingas. Así, en primer lugar los cinco espigones construidos en Torre Nostra (tramo 1) cumplen el objetivo de protección y progradación de la playa ubicada en el entorno del tramo urbanizado, pero suponen un obstáculo al transporte de sedimentos y provocan el fuerte retroceso de la línea de costa en la barrera localizada al sur. La retención de sedimento en estos espigones debe haber incidido además en el adelgazamiento de la barrera en el tramo 2.

En segundo lugar algunas de las intervenciones realizadas por la dirección del Parque Natural de Cabanes (figura 7, tramo 5) podrían resultar perjudiciales en el mantenimiento de la barrera. La extracción de sedimentos que ha supuesto la excavación de varios estanques artificiales para las aves, ha estrechado considerablemente la anchura de la barrera de manera que puede romperse fácilmente durante un temporal ordinario. Por otro lado, inmediatamente al sur, existe una zona de dunas embrionarias naturales, alimentadas por las playas de los afloramientos de calcoarenita. La estabilidad observada en este sector parece indicar que sería un espacio apropiado para la regeneración dunar. No obstante el cordón de arenas no está protegido, al contrario, está surcado por una serie de senderos ambientales guiados que dificultan la fijación de la vegetación y la arena.

Finalmente, al sur del poblado de pescadores de Torre la Sal el Servicio de Costas del Ministerio de Medio Ambiente ha desarrollado un «*proyecto de senda litoral y recuperación del dominio público*». Entre las actuaciones realizadas se encuentra la regeneración dunar mediante arena de cantera y la instalación de pasarelas sobreelevadas. Esta regeneración dunar, aunque orientada a la restauración ambiental de la costa, ha tenido resultados poco satisfactorios, ya que la escasa entidad de las dunas y los procesos naturales de retroceso de la costa dificultan una permanencia prolongada del sedimento. Estas formaciones artificiales muy a menudo, son desmanteladas por los temporales habituales de invierno (foto margen derecho de la figura 7).

VIII. CONCLUSIONES

Un incremento progresivo de la salinidad y de la influencia marina relacionado con subsidencia tectónica local, caracterizan el modelo evolutivo de esta albufera. La subida relativa del nivel del mar (subsidencia), provocó cambios horizontales en la posición de la línea de costa que migró tierra adentro y facilitó la intrusión salina tal y como se desprende de los datos de la geoarqueología. Así, el modelo evolutivo es diferente a los establecidos en la bibliografía internacional en costas micromareales, de bajo gradiente (Roy *et al.*, 1994) que presentan muchas albuferas mediterráneas (Grove y Rackham, 2001) y entre ellas la más cercana de Valencia (Rosselló, 1972; Rosselló, 1993; Rosselló, 1995; Sanjaume *et al.*, 1992; Ruiz y Carmona, 2005) cuyo modelo general se caracteriza por una evolución progresiva hacia la continentalización. Su restinga de cantos presenta rasgos morfológicos, texturales, sedimentarios y de vegetación muy peculiares, sin alteración antrópica en muchos tramos (de hasta 165 m de anchura) y posiblemente únicos en el área mediterránea española. Sus procesos recientes, denotan un importante déficit sedimentario que puede dar lugar a cambios muy rápidos e irreversibles ya que este tipo de barrera acaba rompiéndose en temporales extremos. El conocimiento de la morfodinámica, vegetación natural y evolución de esta peculiar tipología de barrera, es indispensable en la valoración y en la gestión sostenible de este espacio natural.

Agradecimientos: Los autores agradecen al Dr. Vicenç María Rosselló i Verger la cuidadosa revisión de este trabajo así como sus valiosas sugerencias y aportaciones que han contribuido a mejorar sensiblemente la calidad del mismo. La investigación y las dataciones de C¹⁴ fueron financiadas por un proyecto auspiciado por la Fundación Marina D'Or. En el ámbito de el mencionado proyecto agradecemos la información proporcionada por los arqueólogos Enric Flors y Asunción Fernández, así como el apoyo decisivo a nuestra participación por parte del Dr. Ferrán Arasa.

BIBLIOGRAFÍA

- BLOTT, S.J. y PYE, K. (2001): «Gradistat: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments». *Earth Surface Processes and Landforms*, nº 26, 1237-1248.
- CAVANILLES, A.J. (1795-97): *Observaciones sobre la historia natural, geografía, agricultura, población y frutos del Reino de Valencia*. Madrid: Imprenta Real, 2 tomos.

- CARTER, R.W.G, FORBES, D.L., JENNINGS, S.C., ORFORD, J.D., SHAW, J., TAYLOR, R.B. (1989): «Barrier and lagoon coast evolution under differing relative sea level regimes: examples from Ireland and Nova Scotia», *Marine Geology*, nº 88, Issues 3-4, 221-242.
- CARTER, R.W.G. y ORFORD, J.D. (1993): «The morphodynamics of coarse clastic beaches and barriers: a short-and long-term perspective». *Journal of Coastal Research*, nº 15, 158-179.
- CARMONA, P. y RUIZ, J.M. (2011): «Historical morphogenesis of the Turia River coastal flood plain in the Mediterranean littoral of Spain». *Catena*, nº 86, 139-149.
- FERNÁNDEZ, A. (1980): «Estudio de los restos arqueológicos submarinos en las costas de Castellón». *Cuadernos de Prehistoria y Arqueología Castellonenses*, nº 7, 135-195.
- FERNÁNDEZ, A. (1988): «El poblado ibérico de la Torre de la Sal (Ribera de Cabanes, Castellón): campaña de excavaciones 1985-1988». *Cuadernos de Prehistoria y Arqueología Castellonense*, nº 13, 227-274.
- FERNÁNDEZ, A. (1990): «El yacimiento submarino de Torre de la Sal (Ribera de Cabanes, Castellón). Nuevas aportaciones». *Cuadernos de Prehistoria y Arqueología Castellonenses*, nº 13, 229-248.
- FLORS, E. (Coord.) (2009): «Torre la Sal (Ribera de Cabanes, Castellón). Evolución del paisaje antrópico desde la Prehistoria hasta el Medioevo». *Monografies de Prehistoria y Arqueología Castellonenses*, 606 pp.
- FORBES, D.L., TAYLOR, R.B., ORFORD, J.D., CARTER, R.W.G y SHAW, J. (1991): «Gravel-barrier migration and overstepping». *Marine Geology*, nº 97, 305-313.
- FORBES, D.L., ORFORD, J.D., CARTER, R.W.G., SHAW, J. y JENNINGS, S.C. (1995): «Morphodynamic evolution, self-organisation, and instability of coarse-clastic barriers in paraglacial coast». *Marine Geology*, nº 126, 63-85.
- AGLIANO, S.M. (1999): *Faulting, subsidence and land loss in coastal Louisiana. In: Coast 2050: Toward a Sustainable Coastal Louisiana*, The Appendices. Louisiana Department of Natural Resources. Baton Rouge.
- GUILLEM, P. M., MARTÍNEZ VALLE, R., PÉREZ JORDÁ, G., PÉRE MILIÁN, R. y FERNÁNDEZ, J. (2005): «El Prat de Cabanes (Cabanes, Castelló). Un jaciment prehistòric del III mil·lenni (a. C)». En: Sanjaume E. y Mateu, J.F. (Ed). *Geomorfologia litoral i quaternari*. Homenatge a V. M^a. Rosselló, Universitat de València, 2005, 195-202.
- GROVE, A.T., RACKHAM, O. (2001): *The nature of Mediterranean Europe an Ecological History*. London: Yale University Press, 334 pp.
- GUTIERREZ-ELORZA, M. y PEÑA, J.L. (1998): «Geomorphology and late-Holocene climatic change in Northeastern Spain». *Geomorphology*, nº 23, 205-217.
- HASLETT, S.K. (2008): *Coastal systems*. USA, Canada: Routledge, 216 pp.
- LÓPEZ BUENDÍA, A., WHATELEY, M.K.G., BASTIDA, J. y URQUIOLA, M.M. (2007): «Origins of mineral matter in peat marsh and peat bog deposits, Spain». *International Journal of Coal Geology*, nº 71, 246-262.
- MATEU, J.F. (1997): «El factor antrópico en la transformación del Prat d'Albalat». *Medio Físico, Desarrollo Regional y Geografía* (V Coloquio de Geografía), Granada, Publicaciones de la Universidad de Valencia, 193-199.
- MATEU, J.F. (1982): *El Norte del País Valenciano. Geomorfología litoral y prelitoral*. Valencia: Universitat de Valencia, 286 pp.

- MOLINA, J.A.; CASERMEIRO, M.A.; PERTÍÑEZ, C.; MORENO, P.S. (2000): *Relación suelo-vegetación en un ecosistema litoral mediterráneo. El Parque natural del Prat de Cabanes-Torreblanca (Castellón)*. Fundación Dávalos-Fletcher. Castelló, 157 pp.
- MORELL, I. y HERNÁNDEZ, F. (2001): *El agua en Castellón: un reto para el siglo XXI*. Publicacions de la Universitat Jaume I, 538 pp.
- ORFORD, J.D., CARTER, R.W.G., JENNINGS, S.C., y HINTON, A.C. (1995): «Processes and timescales by which a coastal gravel-dominated barrier responds geomorphologically to sea-level rise: story head barrier, Nova Scotia». *Earth Surface Processes and Landforms*, nº 20, 21-37.
- ORFORD, J.D., CARTER, R.W.G, MCKENNA, J. y JENNINGS, S.C. (1995): «The relationship between the rate of mesoscale sea-level rise and the rate of retreat of wash-aligned gravel-dominated barriers». *Marine Geology*, nº 124, 177-186.
- PARDO, J.E. (1991): *La erosión antrópica en el litoral valenciano*. Conselleria d'Obres Públiques, Urbanisme i Transports Generalitat Valenciana, 240 pp.
- PÉREZ, F. y BOSCOLO, R. (edit.) (2010): *Clima en España: pasado presente y futuro. Informe de evaluación del cambio ambiental regional*. Red temática Clivar España. 24 pp.
- QUEREDA SALA, J. (1985): *Clima e hidrología. La provincia de Castellón de la Plana. Tierras y gente*. Caja de Ahorros y Monte de Piedad de Castellón.
- REY, J; FERNÁNDEZ, L.M. y BLÁZQUEZ, A.M. (1999): «Identificación de las unidades morfosedimentarias cuaternarias en la plataforma interna del litoral del País Valenciano: el rol de los factores morfoestructurales y eustáticos». En: *Geoarqueología i Quaternari litoral*, Memorial Maria Pilar Fumanal, 403-419.
- ROCA, F. (1988): *Noticias históricas de Torreblanca*. Excmo. Ayuntamiento de Torreblanca, 335 pp.
- ROSSELLÓ, V.M. (1963): «Notas preliminares a la morfología litoral del norte de Valencia». *Saitabi*, nº 13, 105-144.
- ROSSELLÓ, V.M. (1972): «Los ríos Júcar y Turia en la génesis de la Albufera de Valencia». *Cuadernos de Geografía (Valencia)*, nº 11, 7-25.
- ROSSELLÓ, V.M. (1986): «L'artificialización del litoral valencià». *Cuadernos de Geografía*, nº 38, 1-38.
- ROSSELLÓ, V.M. (1993): «Albuferas mediterráneas». *Cuadernos de Geografía*, nº 53, 35-64.
- ROSSELLÓ, V.M. (1995): *L'Albufera de València*. Barcelona: Publicaciones de l'Abadía de Monserrat. Sèrie il·lustrada, nº 11, 190 pp.
- ROY, P.S., COWELL, P.J., FERLAND, M.A., THOM, B.G., (1994): «Wave-dominated coasts». En: Carter, R.W.G. y Woodroffe, C.D. (Ed.) *Coastal Evolution*. Cambridge University Press, 121-186.
- RUIZ, J.M. (2002): *Hidrogeomorfología del llano de inundación del Júcar*. Tesis Doctoral. Departamento de Geografía de la Universitat de Valencia, 201 pp. + gráficos.
- RUIZ, J.M., y CARMONA, P. (2005): «La llanura deltaica de los ríos Júcar y Turia y la Albufera de València». En: Sanjaume, E. Mateu, J.F. (Ed.), *Geomorfologia litoral i Quaternari*, Homenatge a V.M^a. Rosselló. Departament de Geografia, Universitat de València, 399-419.

- RUIZ, J.M. y CARMONA, P. (2009): «Geomorfología y cambios ambientales desde el Holoceno Medio en el litoral de Torre la Sal (Castelló). Litoral mediterráneo de la Península Ibérica». En: Flors, E. (Coord.) *Torre la Sal (Ribera de Cabanes, Castellón) Evolución del paisaje antrópico desde la Prehistoria hasta el Medioevo*, Monografías de Prehistoria y Arqueología Castellonense, 21-38.
- SALVADOR MARTÍN, T. y SIMÓN, J.L. (1990): «Un ejemplo de valles decapitados en las fosas cuaternarias del Maestrazgo (Castellón)». *I Reunión Nacional de Geomorfología*, Teruel, 61-70.
- SANFELIU, T. BELART, C. y MARTÍN, M.J. (1989): «Aportación a la geología de la Plana de Oropesa-Cabanes-Torreblanca (Turberas e Hidrogeología)». *Boletín de la Sociedad Castellonense de Cultura*, nº 65, 1-50.
- SANJAUME, E., SEGURA, F., LÓPEZ GARCÍA, M.J. y PARDO, J.E. (1992): «Recent sedimentation in the Valencia Lagoon: Preliminary results». *Journal of Coastal Research*, vol.8, nº 3, 668-698.
- SANJAUME, E., SEGURA, F. y PARDO, J.E. (1990): «Procesos y formas en una restinga en retroceso: el caso de la albufera de Torreblanca». *I Reunión Nacional de Geomorfología*, Teruel, 375-384.
- SEGURA, F., PARDO, J.E. y SANJAUME, E. (1997): «Evolución cuaternaria de la Albufera de Torreblanca». *Cuaternario y Geomorfología*, vol. 11 nº 1-2, 3-18.
- SEGURA, F., PARDO, J.E. y SANJAUME, E. y RIQUELME, J. (2005): «Canvis del nivell del mar en l'evolució del Prat de Cabanes». En: Sanjaume, E y Mateu, J. (Ed.), *Geomorfologia litoral i Quaternari*. Homenatge a V. M^a. Rosselló i Verger, Universitat de València, 455-469.
- SIMÓN, J.L., PÉREZ-CUEVA, A. y CALVO, A. (1983): «Morfogénesis y Neotectónica en el sistema de fosas del Maestrat (Provincia de Castellón)». *Estudios Geológicos*, nº 39, 167-177.
- USERA, J., ALBEROLA, C., GARCÍA-FORNER, A., GUILLEM, J. (1996): «Proceso de colonización y evolución en la composición de las asociaciones de foraminíferos fósiles en la turbera cuaternaria de Torreblanca (Castellón)». *Coloquios de Paleontología*, nº 48, 147-159.
- USERA, J., BLÁZQUEZ, A.M., GUILLEM, J. y ALBEROLA, C. (2002): «Biochronological and paleoenvironmental interest of foraminifera lived in restricted environments: application to the study of the western Mediterranean Holocene». *Quaternary International*, nº 93-94, 139-147.
- WAGNER, J. (1978): «El yacimiento submarino de Torre de la Sal, Cabanes (Castellón)». *Cuadernos de Prehistoria y Arqueología Castellonense*, nº 5, 305-333.