

JOSEP E. PARDO PASCUAL\*  
EULÀLIA SANJAUME SAUMELL\*\*

## ANÁLISIS MULTIESCALAR DE LA EVOLUCIÓN COSTERA

### RESUM

En aquest article es presenta una reflexió sobre la significació de l'escala espacial i temporal en l'evolució costera. Fonamentant-se en un esquema conceptual relativament senzill, els autors analitzen la significació que a distintes escales temporals (micro, meso o macro) tenen els diferents tipus de processos geomòrfics. De forma general s'assenyala que els canvis a nivell microescalar solen presentar un caràcter cíclic, encara que quan els canvis perduren, cal atendre a raons associades als balanços sedimentaris. Les alteracions mesoescalars es troben molt determinades pels canvis en el balanç sedimentari, tant a nivell local com, fins i tot regional. En aquest nivell, les actuacions humanes prenen una significació determinant ja que la dinàmica sedimentària actual del sistema costaner està profundament determinada per actuacions humanes, tant en la pròpia costa com sobre les conques de drenatge. A nivell macroescalar, les modificacions del nivell marí adquireixen major importància, sobretot si es consideren períodes suficientment llargs, com ara algunes desenes de mil·lennis.

Paraules clau: evolució costera, escala, processos geomòrfics, balanç sedimentari, actuacions humanes, modificacions nivell marí.

### ABSTRACT: MULTISCALE ANALYSE OF COASTAL EVOLUTION

This paper is a reflection about the significance of the scale (spatial and temporal) on the coastal evolution. The significance of coastal processes at different time scales (micro, meso, macro) is analysed. The micro scale changes, normally, are cyclic, but if they extend on the time the sedimentary balance starts to be important to explain them. On the other hand, meso scale changes are also due to sedimentary balance changes. At that scale, human action in coastal areas is very significant, because it is operating on the littoral sedimentary transport as well as on fluvial basins. Finally, sea-level oscillations are more significant at macro scale, when periods of thousand years are analysed.

Key words: coastal evolution, scale, geomorphic processes, sedimentary balance, human action, sea-level oscillation.

---

\* Dept. Enginyeria Cartogràfica, Geodesia i Fotogrametria, UPV.

\*\* Dept. Geografia, Universitat de València.

Una de las características más significativas de los medios costeros es su fuerte dinamismo. A veces los cambios se producen en lapsos temporales tan cortos que cualquier persona, aún sin tener conocimiento de los procesos que se producen puede percibirlos. De hecho, la visita a una playa con varios días de diferencia puede ser suficiente para advertir algunos cambios en su perfil. Si en vez de unos días se dejan pasar algunas décadas las modificaciones quizá resulten sorprendentes: playas que visitamos de niños puede que hoy sean completamente distintas o, incluso, haber desaparecido. Todas estas observaciones, fruto de la experiencia personal de cada uno, advierten sobre la realidad dinámica de los medios costeros. Las causas que provocan tales cambios, sin embargo, resultan bastante más complejas de caracterizar dado que no obedecen a un único factor, sino que son fruto de la confluencia en el espacio y en el tiempo de procesos muy variados. En el presente trabajo se tratará de analizar, con ejemplos valencianos, cómo y por qué han evolucionado los paisajes costeros a distintas escalas temporales, la magnitud en que se producen los cambios, así como las causas que los originan.

#### 1. MARCO CONCEPTUAL PARA LA COMPRESIÓN DE LOS PROCESOS GEOMÓRFICOS QUE ORIGINAN LOS CAMBIOS

Para comprender cómo y por qué se producen los cambios costeros, necesariamente se tendrán que analizar los distintos grupos de procesos que los generan. Esto no resulta fácil dada la interacción de diferentes grupos de mecanismos, de muy distinto origen, naturaleza y magnitud. De hecho, y por la propia condición de medio fronterizo, en la franja costera se conjugan mecanismos originados en el mar, en el continente, en la atmósfera, en la dinámica de los ecosistemas, o en la actividad de las sociedades humanas. Algunas fuerzas actúan de forma rápida y sus efectos son perceptibles con inmediatez. Otros, por el contrario, se producen muy lentamente, a lo largo de siglos o milenios. Algunos procesos se verifican en ámbitos espaciales locales, muy definidos, mientras que otros se dan sobre áreas mucho más amplias, incluso planetarias. Por ello, antes de analizar los principales tipos de cambios es conveniente fijar un modelo conceptual que ayude a interpretarlos.

Si se parte del modelo conceptual que propuso hace cincuenta años Valentin (1952), posteriormente matizado por Sherman y Bauer (1993), cualquier análisis evolutivo de la zona costera se puede considerar como una respuesta al desplazamiento relativo de la interfaz agua/tierra debido a movimientos tanto verticales como horizontales, sobre un determinado espectro de escalas espacio-temporales (fig. 1). Como se puede apreciar, el espectro de situaciones se extiende entre dos posibilidades extremas:

- (1) Un avance claro de la costa, que se producirá cuando dominan los procesos deposicionales, y/o los movimientos emergentes (o de elevación relativa del continente), y/o desciende el nivel del mar por causas eustáticas, de forma que la línea de costa se desplazará hacia el mar.

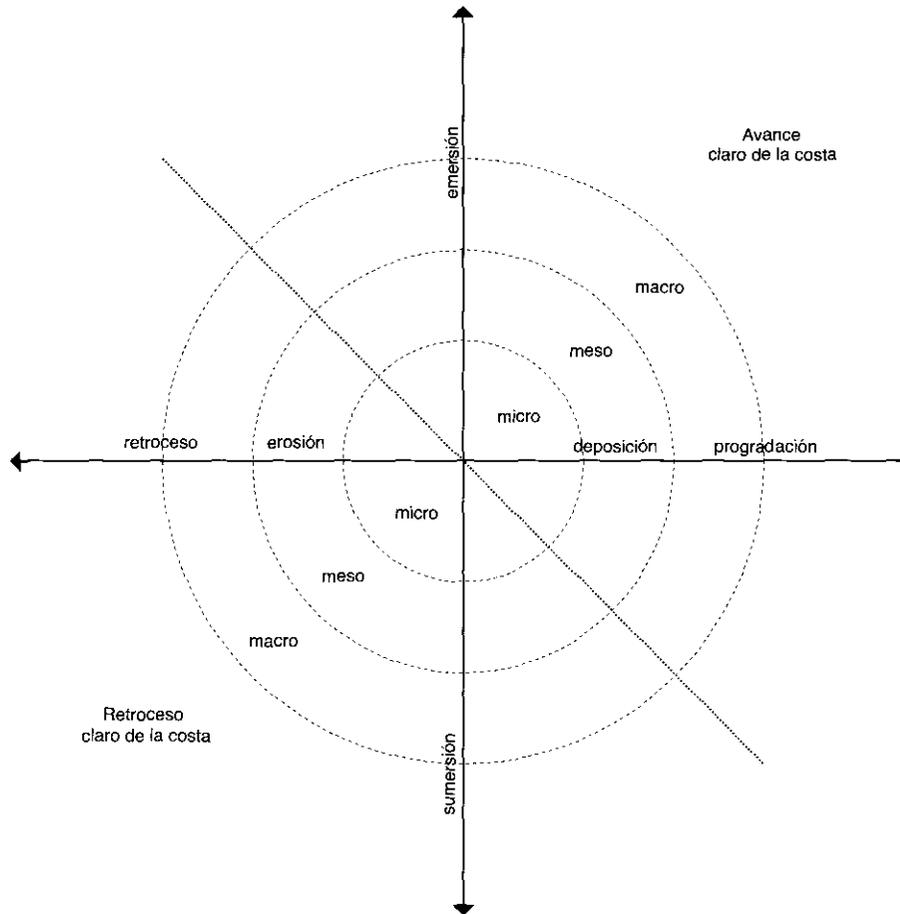


Figura 1. Esquema conceptual de evolución de la costa, basado en Valentin (1952) y modificado por Sherman y Bauer (1993).

- (2) Un retroceso evidente de la costa, que se dará cuando dominan los procesos erosivos, y/o los movimientos de subsidencia (o hundimiento relativo del continente), y/o se produce un ascenso eustático del nivel del mar, que provocaría la migración de la orilla hacia el interior del continente.

Partiendo de este esquema, el retroceso o avance de la orilla debe evaluarse respecto a un sistema de coordenadas fijo -por ejemplo las coordenadas geográficas- más que respecto a los elementos geomorfológicos que, topográficamente pueden ser significativos, pero varían en posición a medida que el sistema evoluciona. Tal como aparece en la figura 1 los hemisferios de avance o retroceso quedan separados por una línea (en trazos discontinuos) que indica situaciones de estabilidad, en las que los procesos se oponen, gene-

rando una situación de equilibrio dinámico. En dichas condiciones, las formas resultantes que pueden parecer estables para una determinada escala, puede que en realidad no lo sean si se contemplan a otra escala. Así, por ejemplo, una restinga puede entenderse como estable, pero analizada a microescala puede comprobarse que sus playas experimentan continuos cambios.

Los distintos dominios espacio-temporales -micro, meso y macro- de la fig. 1 hacen referencia a la prevalencia de determinados grupos de procesos que interactúan en cada escala, siendo los principales responsables de los cambios que en ellas se dan. El dominio micro se refiere a los procesos cuya duración oscila entre unas pocas horas y algunos meses actuando sobre ámbitos espaciales muy determinados (una playa –o parte de ella–, unas dunas, un acantilado, etc.). El dominio meso se establece para periodos temporales que oscilan entre algunos meses y algún siglo y espacialmente queda referido a áreas bastante amplias. Dentro de ellas se establecen ya flujos de energía y de materia. Este dominio podría quedar definido por las células sedimentarias litorales. Finalmente, el dominio macro se refiere a periodos temporales que oscilan entre unos pocos o varios centenares de siglos. Por lo que respecta a su escala espacial, el dominio macro no solo abarcará a las distintas unidades sedimentariamente conectadas por los procesos costeros, sino que se abrirá a ámbitos regionales mucho más amplios y, en algunos casos, tenderá a fenómenos de escala global. Dentro de este dominio se incluirían todos los trabajos referidos a la evolución cuaternaria de la costa.

A esta estructura conceptual deben introducirse dos matices. Por una parte, hay que señalar que los límites de los dominios escalares no son rígidos y que, de hecho, los distintos grupos de procesos se superponen. Por otra parte, resulta evidente que los procesos que actúan en un dominio inferior se hallan necesariamente insertos en el dominio superior. Sin embargo, para analizar la dinámica evolutiva, cada uno de esos dominios puede considerarse como independiente dado que sus efectos no alteran significativamente las tendencias a largo plazo asociadas a los otros grupos de procesos.

## 2. LAS VARIACIONES MICROESCALARES: LOS CAMBIOS CÍCLICOS FRENTE A LOS CAMBIOS PROGRESIVOS

Dada la cantidad de energía liberada en el momento de la ruptura de las olas, alteraciones de mayor o menor envergadura se dan de forma casi continua sobre cualquier sector costero. Sin embargo, la magnitud y velocidad de los cambios, para una energía de ola determinada, dependerá del tipo de materiales sobre los que se produzcan. Así, aunque es sobre los altos acantilados rocosos donde se disipa una mayor cantidad de energía por unidad de superficie, los cambios geomórficos en estas áreas, formadas por materiales resistentes y cohesivos –en el caso valenciano fundamentalmente calizas y/o dolomías–, serán prácticamente inapreciables a microescala. Por el contrario, en las playas formadas por materiales sueltos –arenas y/o gravas– las variaciones, producto de la acción de las olas o del viento, adquieren magnitudes en ocasiones sorprendentes y se generan con mucha rapidez.

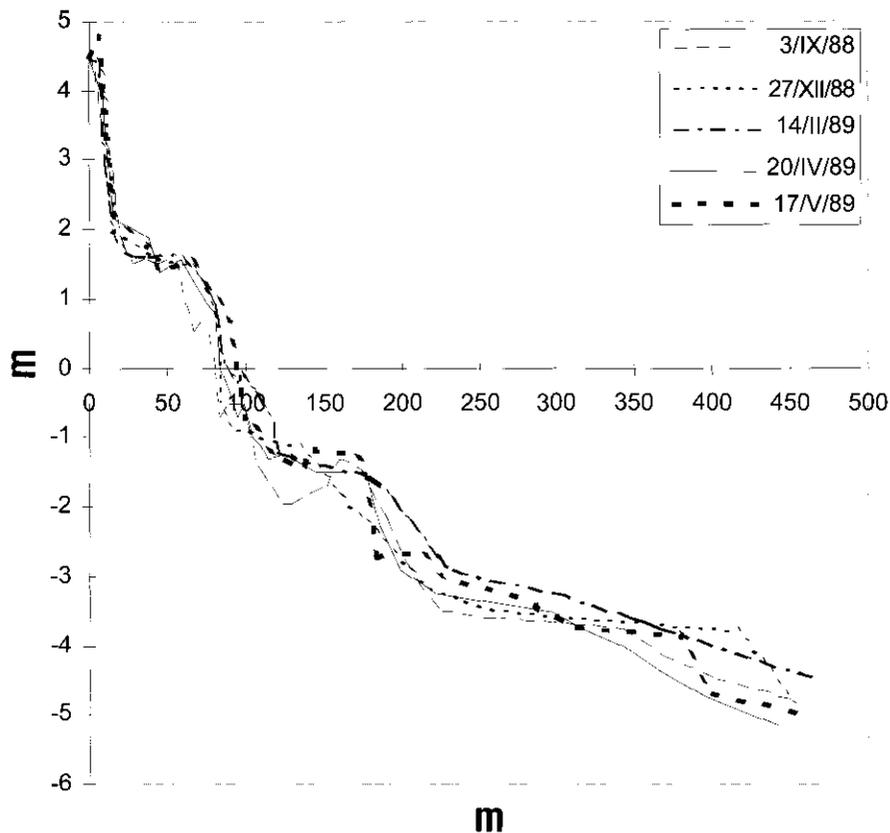


Figura 2. Evolución interanual del perfil de playa medido en la playa del Perellonet, en la Devesa del Saler (Valencia). Los cambios se aprecian tanto en la posición y dimensión de las barras submarinas, como en la primera alineación dunar y en las bermas de la playa.

Las principales modificaciones se advierten, sin duda, en el espacio existente entre la zona de rompientes y la orilla que es el ámbito sujeto a una mayor disipación de energía. En realidad, los materiales sueltos se desplazan a lo largo del perfil, tanto sumergido como emergido, de la playa adaptándose en cada momento a la condiciones energéticas existentes. Es en este ámbito donde las alteraciones geomórficas pueden observarse sin dificultad con el paso de unas pocas horas. Por regla general, los movimientos de los sedimentos, al igual que las condiciones hidrodinámicas del mar, son oscilantes y, en cierta forma, cíclicas a lo largo del año. Así las barras submarinas pueden desplazarse, atenuarse, desaparecer y desarrollarse de nuevo, según sean las condiciones energéticas del oleaje (fig. 2). Del mismo modo, la anchura y pendiente de la playa emergida cambia a lo largo del año, adecuándose a la mayor o menor energía de las olas. Las microformas pla-

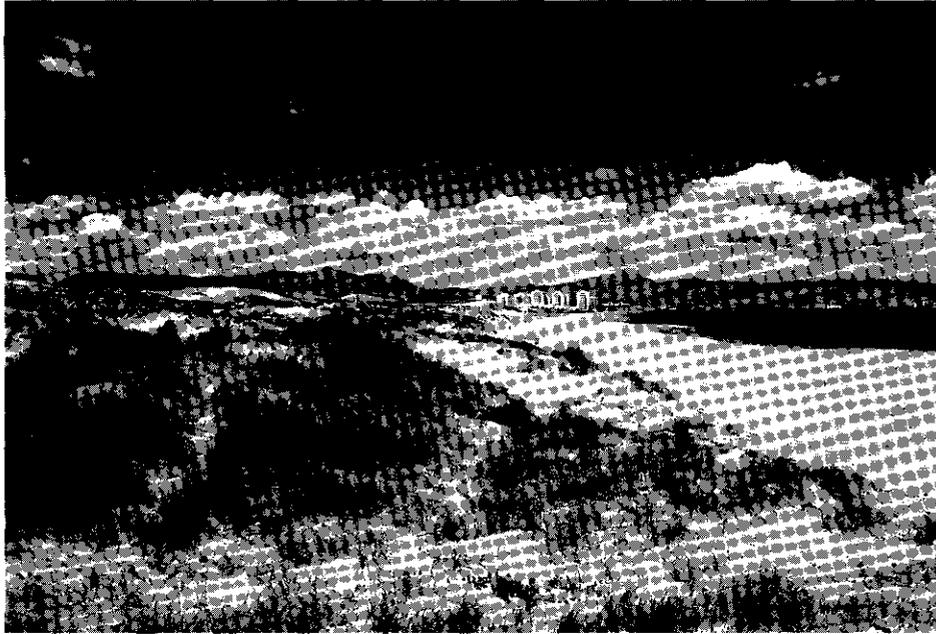


Figura 3. Primera alineación en la playa de l'Altet, tomada en 1990, en la que se observa la interconexión entre los sedimentos playeros y los dunares.

yeras varían su posición y sus dimensiones según van cambiando los parámetros de las olas presentando, por tanto, una gran cantidad de cambios.

Las dunas, producto de la acción del viento, son otras formas en las que se advierten cambios significativos a escalas temporales cortas. La mayor o menor eficacia del transporte eólico depende de la velocidad del viento, de la humedad, de la rugosidad de los materiales y de la presencia o ausencia de vegetación. La migración de las dunas llegó a principios del siglo pasado a suponer un peligro potencial para algunas áreas habitadas. El caso más llamativo es el de Guardamar del Segura donde en 1906 se realizó una campaña de fijación del campo de dunas mediante la plantación masiva de pinos (*Pinus pinea*, *Pinus halepensis*) y palmeras (*Phoenix dactylifera*) (SANJAUME Y PARDO, 1992).

Los desplazamientos de sedimentos generados por la acción del viento serán oscilantes o progresivos dependiendo del régimen de vientos que exista. En el caso valenciano, a nivel de frecuencias existe una clara polaridad entre levantes y ponientes (SANJAUME, 1985), sin embargo, la efectividad de los ponientes suele ser claramente mayor por dos motivos: suelen presentar mayor velocidad y se trata de aire más seco, lo que deja a las partículas arenosas en mejor situación para ser desplazadas.

En las áreas costeras, los intercambios sedimentarios entre playa/duna no pueden considerarse como dos procesos distintos, sino como un proceso complejo resultante de la acción del oleaje y del viento (fig. 3). Por regla general, la playa emergida compuesta



Figura 4. *Beach cusp* en la playa de Vinaròs tomada en 1989. En este caso concreto las formas se acentúan puesto que se trata de una playa de cantos, con un perfil bastante inclinado.

por arena seca es la principal fuente de alimentación para la génesis de las dunas, las cuales suelen comportarse (especialmente la dunas embrionarias y el primer cordón dunar) como reservas que pueden suministrar arena a la playa cuando soplan vientos terrales o si las olas las erosionan. En la actualidad playa y dunas se contemplan como un sistema sedimentario integrado que adecua su forma y perfil a las condiciones energéticas a las que está sometido y al balance sedimentario del sector (SHORT Y HESP, 1982; PSUTY, 1988, 1992; SHERMAN Y BAUER, 1993).

Los cambios que se detectan en este nivel microescalar, perceptibles en las alteraciones del perfil de playa y en la generación y destrucción de micro y mesoformas playeras tales como bermas, *beach cusp* (fig. 4), sinuosidades rítmicas de la orilla (fig. 5), barras submarinas, etc., son las respuestas del sistema morfosedimentario a la energía incidente del mar y del viento, fundamentalmente. Dentro del esquema explicativo de Valentin estos cambios se asociarían tanto a movimientos de carácter horizontal –traslado de sedimentos por el viento o por el oleaje–, como a variaciones del nivel del agua que, a esta escala, presentan un comportamiento oscilante dependiendo de factores astronómicos (mareas), meteorológicos y estéricos (asociados a las variaciones termohalinas de las aguas marinas a lo largo del año). Por tanto, cuando las modificaciones morfológicas se prolongan algo más en el tiempo, la explicación tendrá que buscarse más en los procesos que determinan desplazamientos horizontales que en los movimientos verticales. En cualquier caso, los cambios microescalares presentan una tendencia claramente cíclica, pues-

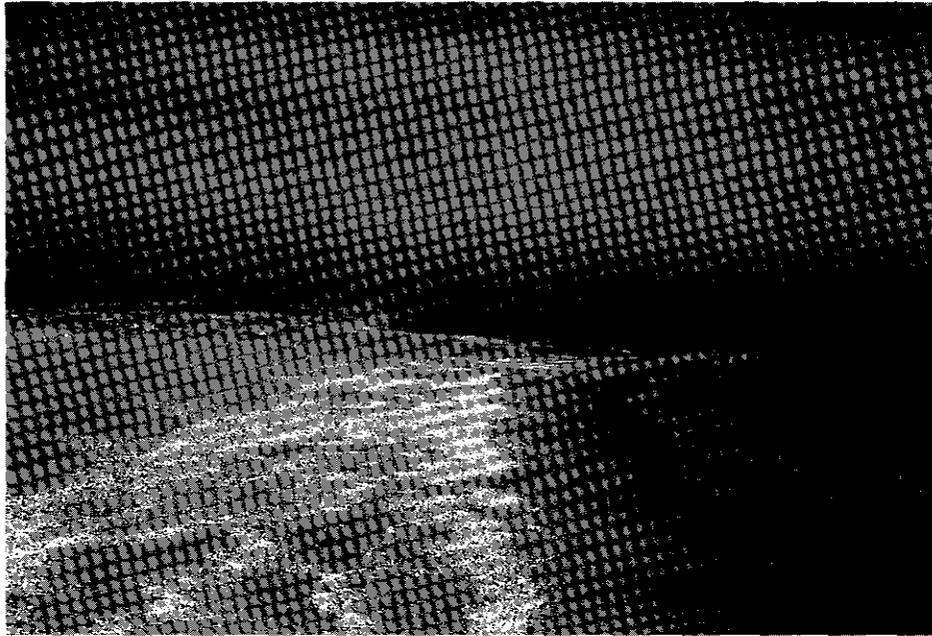


Figura 5. Sinuosidad rítmica en la playa de la Punta de la Devesa del Saler. Esta microforma se halla muy relacionada con las barras submarinas en forma de media luna.

to que la magnitud, frecuencia y dirección de los agentes y procesos responsables del modelado son cambiantes en el espacio y en el tiempo. Con todo, si las modificaciones morfológicas perduran en el tiempo, con lo que estaríamos cambiando de escala, pueden hacerse progresivas.

De todo lo anterior se desprende que a microescala los cambios que se mantienen en el tiempo se deben con mucha mayor frecuencia a cambios en la energía de las olas y en la dirección y volumen de sedimentos transportados por las corrientes longitudinales, que a oscilaciones cíclicas del nivel del mar puesto que, por su mismo carácter cíclico, erosión y acumulación se contrapondrían. Por tanto, las modificaciones morfológicas más duraderas son respuesta a desplazamientos horizontales de sedimentos.

### 3. LOS CAMBIOS MESOESCALARES COMO PRODUCTO DE UN BALANCE SEDIMENTARIO COMPLEJO

Un análisis más pausado de la evolución costera permite comprobar que aunque el grueso de los movimientos sedimentarios producidos a escalas temporales cortas tienen un sentido cíclico, una pequeña proporción de sedimentos sigue una tendencia de cambio progresiva, lo que se manifiesta en avances o retrocesos de la orilla.

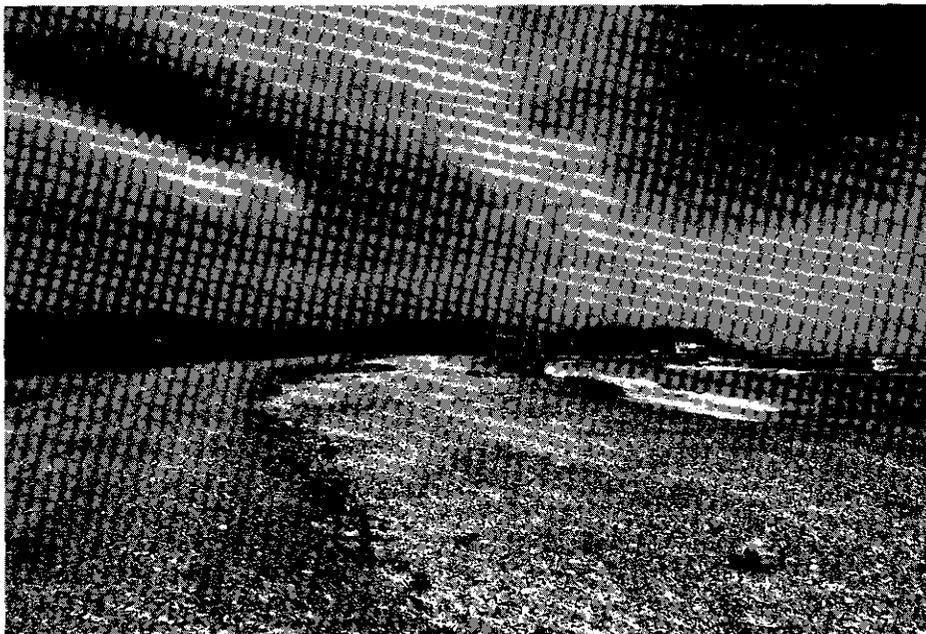


Figura 6. La torre vigía (Torre Caiguda) de Moncofa, levantada hace más de cuatro siglos, era visible en 1989 ya dentro del mar, siendo una prueba evidente del exagerado retroceso costero sufrido tras la construcción del espigón situado más al norte.

### 3.1. Evidencias y detección de las variaciones costeras en un dominio mesoescalar

En ocasiones, las evidencias de los cambios pueden percibirse en unos pocos años. Así, por ejemplo, tras la construcción en 1973 de un espigón en la desembocadura del Riu Belcaire (en el término municipal de Moncofa) y su posterior alargamiento en 1975, se generó un importante avance de la orilla al norte del mismo, que en 1986 alcanzaba 100 m en algunos puntos, así como una espectacular erosión al sur del espigón que en algunos tramos llegó a provocar un retroceso de la orilla de 200 m (fig.6). En escasos 13 años se ganaron 2,7 ha al norte y se perdieron 18,4 ha al sur (PARDO, 1991). Al sur del puerto de Valencia –en un tramo actualmente ocupado por la ampliación del puerto– la tasa de retroceso de la orilla entre 1926 y 1933 se cifraba en 10 m/año (VILAR, 1934).

En realidad son muchos los sectores de nuestro litoral que han sufrido profundas alteraciones en su posición y fisonomía debido a procesos de acumulación y erosión de sedimentos: Benicàssim, Almassora, Borriana, Nules, Moncofa, Xilxes, la Llosa, Almenara, todo el transecto que va desde Sagunt hasta el Saler, así como la costa sur de Cullera, entre la desembocadura del Riu Xúquer y las playas de Tavernes de la Vallidigna. También se han observado cambios significativos en algunos sectores de Gandia, Dénia y más al sur, en Sant Joan y Santa Pola.

Aunque resulta claro que en los últimos cincuenta años la costa ha sufrido alteraciones profundas y rápidas, los procesos que las producen pueden ser mucho más antiguos.

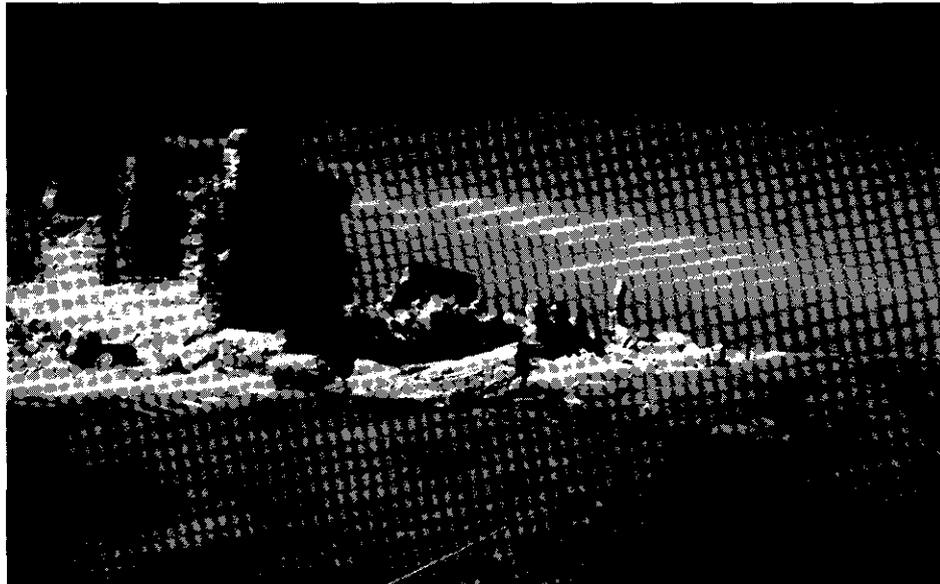


Figura 7. Ruinas del antiguo cuartel de carabineros construido a principios del siglo XX en la playa central de la restinga de Torreblanca, tomada en marzo de 1989. Obsérvese la actual posición de la orilla con respecto al edificio, lo que evidencia el retroceso de la costa.

Llaman la atención, por ejemplo, leer las aseveraciones que ya a fines del siglo XVIII hacía A. J. Cabanilles sobre el comportamiento erosivo de los acantilados medios existentes entre el sur del delta del Ebro y la partida de les Solades (en el término de Benicarló) y que hoy sigue activo. La destrucción de determinados edificios, singularmente torres vigías construidas en los siglos XVI o XVII, o los cuarteles de carabineros (fig. 7), de las primeras décadas del siglo XX aportan pruebas de que los procesos erosivos se han mantenido durante décadas (PARDO, 1991).

Pero no sólo los procesos erosivos han alcanzado magnitudes elevadas, los acumulativos, en algunos casos resultan también especialmente llamativos. El ejemplo más ilustrativo es el avance observado al norte del puerto de Valencia, tras la construcción de los primeros diques. Desde entonces hasta la actualidad, la progradación ha superado los 1.000 m. Esta progresión, asociada a la construcción de la obra portuaria, se suma al avance que ya existía como consecuencia de los aportes fluviales del Túria, aunque con un ritmo más lento. A partir de los registros geoarqueológicos se ha verificado que en tiempos romanos, la playa se hallaría unos 2 km tierra adentro respecto a la posición actual (CARMONA, 1994, SANJAUME *et al.*, 1996).

### 3.2. Origen de los cambios

Si retomamos el esquema conceptual de Valentin (1952) para tratar de explicar cómo son los cambios que acaecen a esta escala espacio temporal se adivinará que los movi-

mientos de carácter horizontal son también, con diferencia, los que presentan una significación más clara.

Las variaciones del nivel marino producidas en los últimos dos siglos pueden ser medianamente conocidas gracias a la existencia de registros continuos proporcionados por los mareógrafos en determinados puertos. En España, los datos más antiguos corresponden al mareógrafo de Alacant, que se instaló en 1878 y que actúa como nivel cero para los datos altimétricos de la cartografía oficial. Aunque tales registros presentan una calidad bastante discutible, el análisis conjunto de los datos facilitados por distintos observatorios en la cuenca del Mediterráneo occidental permiten valorar que el nivel del mar ha seguido una tendencia ligeramente ascendente que, según los distintos autores oscilaría entre 0,9 y 1,5 mm/año (PIRAZZOLI, 1986, EMERY *et al.*, 1988, PARDO, 1989, ACINAS, 1996). En algunas playas del litoral valenciano (Puçol, Perellonet, Gandia) se ha estimado –utilizando la ley de Bruun (1962) y la de Edelman (1968)– que el impacto de un ascenso del nivel del mar de esa magnitud provocaría tasas de retroceso anual de la orilla que oscilarían entre 0,05 y 0,18 m/año. Estos valores, sin embargo, son significativamente menores que las alteraciones reales medidas en esas mismas playas durante las últimas décadas (PARDO, 1991).

Cuando se pretenden analizar las variaciones del nivel marino en los dos últimos milenios, se debe ser consciente de que las pruebas de las distintas posiciones del nivel del mar –fundadas en los datos geoarqueológicos y sedimentológicos– son bastante más inexactas y fragmentarias que las existentes para el último siglo, basadas en los registros mareográficos. Algunos autores asocian cambios costeros a mesoescala con pequeñas oscilaciones del nivel del mar. Así, Ferrer (1997), a partir de estudios geoarqueológicos, sugiere una pequeña subida del nivel del mar en época tardorromana responsable, tanto de la erosión en los siglos IV y V d. C. de materiales playeros y de construcciones del periodo clásico romano, como de la acumulación de un depósito de materiales gruesos que alcanza cotas de +1,35 y 1,6 m sobre el nivel de mar actual. Del mismo modo, Fumanal y Ferrer (1997) señalan que tras el siglo III d. C. el mar destruye, en Santa Pola, estructuras de edad romana y deja en cotas relativamente elevadas materiales playeros gruesos. Por otra parte, aunque los cambios del nivel marino posteriores resultan difíciles de confirmar con claridad, Mateu *et al.* (1999) evocan para explicar los procesos acumulativos que advierten en el golfo de Valencia (sobre todo en la zona meridional del mismo) un posible descenso del nivel marino en los siglos XVI y XVII –asociado a la Pequeña Edad del Hielo– si bien este cambio no queda confirmado por pruebas claras. A nuestro entender, sin embargo, de las evidencias halladas no podría deducirse que el nivel marino haya oscilado de forma dramática en los últimos milenios. Es muy probable que se haya mantenido a niveles bastante semejantes a los actuales, con una cierta tendencia a la elevación

Si los cambios del nivel marino parece que no han sido de magnitudes elevadas durante estos últimos milenios y, por otra parte, existen evidencias inequívocas de procesos de erosión y acumulación en distintos lugares del litoral valenciano a lo largo de este tiempo, parece razonable deducir que los principales responsables de los cambios costeros producidos en el dominio mesoescalar han sido y son las variaciones en el régi-

men sedimentario a las que está sometido el sistema sedimentario costero, responsable en última instancia de los avances y retrocesos en la orilla de carácter local y regional (PARDO Y ROSSELLÓ, 2001).

### 3.3. Cambios en el régimen sedimentario costero

La concepción de la costa como un sistema morfosedimentario abierto permite relacionar las alteraciones observadas en la posición de la orilla con los cambios en el volumen de sedimentos que se producen tanto en el conjunto del sistema como en cada una de sus partes. Así, los cambios en la entrada y salida de sedimentos del sistema costero se asocian a modificaciones lentas pero que afectan al conjunto de la célula sedimentaria costera. Por el contrario, las retenciones puntuales de sedimentos dentro del propio sistema litoral generan alteraciones morfológicas rápidas pero muy delimitadas espacialmente. Conviene, por tanto, establecer una distinción clara entre los dos grupos de fenómenos: los que afectan a entradas y salidas de sedimentos del sistema y los que se producen como consecuencia de alteraciones puntuales dentro ya del propio sistema costero.

#### 3.3.1. Alteraciones en las entradas y salidas de sedimentos del sistema

En el caso valenciano, la principal fuente de sedimentos costeros son, como revelan los estudios sedimentológicos (SANJAUME, 1985), los aportes procedentes de ríos y ramblas que han suministrado, y aún hoy suministran, arenas y cantos que acaban retenidos en playas y dunas. Tales aportes, sin embargo, han sufrido cambios significativos en los dos últimos milenios asociados a variaciones en el régimen hidrológico de los ríos provocados por modificaciones tanto origen natural (climáticas) como de tipo antrópico (alteraciones en las cuencas de drenaje). El análisis de los registros geoarqueológicos de la ciudad de Valencia (CARMONA, 1990) y de la Ribera del Xúquer (BUTZER *et al.*, 1983) permite reconocer alteraciones en el régimen hidrológico de los dos principales ríos valencianos. Así, desde el periodo tardorromano o visigótico hasta el siglo XI las avenidas fluviales de los ríos Túria y Xúquer son menos frecuentes y agresivas, debido probablemente a una transformación climática, con precipitaciones más abundantes, que facilitaría el desarrollo de la cubierta vegetal en la cuenca. Dicha alteración climática parece haber sido detectada también por Viñals (1995) en el registro sedimentario de la marjal de Oliva-Pego, en la que aparece un nivel turboso –consecuencia de un medio más húmedo– datado en el 1.600 BP.

En las últimas fases del periodo de ocupación musulmana la agresividad de las riadas aumenta de forma significativa y con ello se incrementa el aporte sedimentario al mar. Durante los periodos de fuertes aportes, el exceso sedimentario dentro del sistema favoreció la generación y desarrollo de formas acumulativas: ampliación de restingas y playas, desarrollo y crecimiento de las alineaciones dunares, etc., lo que conduciría a un avance de la costa. Los ejemplos de progradación de las costas de la ciudad de Valencia, asociados a los aportes del Túria pueden resultar paradigmáticos. El exceso sedimentario

asociado a las aportes del Túria son los que explican la fuerte progradación de la costa desde el periodo romano hasta el inicio de la construcción del puerto de Valencia (SANJAUME *et al.*, 1996). Los dos conjuntos dunares de la Devesa del Saler se asociarían a fases con fuertes excedentes sedimentarios de época romana, así como de época islámica y medieval (SANJAUME Y CARMONA, 1995), que quedarían separados por una zona algo deprimida generada en la fase de menor cantidad de aportes mencionada anteriormente. Debe señalarse que esas acumulaciones dunares probablemente alcanzaron dimensiones mucho mayores tanto en altura como en longitud respecto a sus dimensiones actuales. Buena parte de las mismas, al norte y al sur de su posición actual, desaparecieron como consecuencia de la erosión asociada al desarrollo del puerto de Valencia y a las transformaciones agrarias que se produjeron a partir del siglo XVIII (SANJAUME Y PARDO, 1992). Ya en la segunda mitad del siglo XX, han sido los procesos de urbanización los principales responsables de su desaparición. Al norte del Túria también parecen detectarse evidencias de procesos de progradación dada la existencia de algunas –no tan abundantes– acumulaciones dunares que fueron desapareciendo como consecuencia de la fuerte antropización asociada al crecimiento de la ciudad y al desarrollo portuario (PARDO, 1997).

También pueden encontrarse pruebas de cambios en el régimen sedimentario en el resto de los ríos valencianos, si bien no han sido estudiados con la misma profusión que el Túria o el Xúquer. Este último río es un tanto especial. Aunque los registros geoarqueológicos también evidencian alteraciones en el ritmo de sus aportes, los cambios más espectaculares durante los últimos dos mil años se han producido dentro de su propio llano de inundación (MATEU, 1980) donde se ha producido una fuerte agradación y relleno, generando frecuentes avulsiones en los abanicos de sus tributarios y en su propia desembocadura (RUIZ PÉREZ, 1998, 2001). Por su peculiar comportamiento tendente a la agradación, la progradación en las inmediaciones de la desembocadura del Xúquer no ha sido demasiado espectacular. Sin embargo, la doble restinga que se genera al sur del Xúquer demuestra claramente la progradación costera. La restinga interna presenta, además, alineaciones dunares (RUIZ PÉREZ, 2002) que alcanzan hasta 7 m de altura, lo que denota exceso de alimentación. Las dunas internas de Tavernes probablemente se generaron gracias a los aportes del Riu de Xeraco. Por otra parte, la posición de la torre vigía de Tavernes de la Vall digna, alejada en la actualidad de la orilla más de 325 m, evidencia un claro proceso de progradación en este sector costero entre el siglo XVII y la actualidad.

El origen de los cambios del ritmo sedimentario resulta difícil de establecer aunque tiene que estar relacionado con las variaciones experimentadas por las cuencas de drenaje. Pequeñas alteraciones climáticas como las que parece se produjeron entre finales del periodo romano y el fin del primer milenio o durante la Pequeña Edad del Hielo (siglos XVI-XVIII) tuvieron claras repercusiones en la cubierta vegetal y en el mayor o menor aporte de sedimentos fluviales. Sin embargo, también hay muchas pruebas que indican que las principales alteraciones se asocian, además, con las modificaciones que el hombre introduce en los espacios interiores: roturaciones de nuevas tierras, aprovechamiento forestal desmesurado y sobrepastoreo que conducen a la desaparición de la cubierta vegetal, favoreciendo así la erosión de los suelos y el transporte de sedimentos a los cursos fluviales. Mateu (1982) para explicar la aceleración de los procesos erosivos en el lito-

ral del sector norte valenciano a finales de la edad moderna proponía los cambios agrarios acaecidos en parte de la cuenca del Millars y la Rambla de la Viuda. Aquí, se pasó de una economía ganadera, que había conducido al sobrepastoreo, a otra agrícola, con abanalamiento de las laderas lo que implica un freno a la erosión y, por tanto, un menor aporte fluvial.

Por tanto, los cambios en el ritmo de los aportes sedimentarios también están estrechamente relacionados con las formas de aprovechamiento y gestión de las cuencas fluviales que abastecen de sedimentos al litoral. La regularización generalizada de los ríos, mediante presas y pantanos, en el siglo XX, ha alterado de forma significativa el suministro de sedimentos al litoral valenciano. El efecto de los embalses sobre el régimen sedimentario es doble, por una parte, constituye una barrera para los sedimentos fluviales que quedan atrapados en el vaso del pantano y, por otra, atenúa las crecidas de los ríos, rebajando su capacidad de transporte. Si bien resulta complicado estimar con exactitud los volúmenes retenidos y, sobre todo, la proporción de sedimentos que de hecho se pierden para el sistema litoral se ha de suponer que es significativa. El relleno que han sufrido algunos embalses prueban la efectividad de estas infraestructuras como trampa de sedimentos.

Las modificaciones humanas sobre la dinámica fluvial no se reducen a las alteraciones en la cubierta vegetal de la cuenca y a la retención de aguas y sedimentos en los embalses, sino que provocan impactos en muchos otros ámbitos de las cuencas. La influencia de todas estas modificaciones sobre la llegada de sedimentos a la costa resulta en ocasiones difícil de ponderar. Habría que analizar, además, el impacto de otras obras específicas que se realizan en los cauces (puentes, rigidizaciones de márgenes, canalizaciones, etc.), las desviaciones de flujos por transvases, así como las extracciones directas de áridos de los cauces. Estas últimas pueden alcanzar un volumen sedimentario considerable que para el periodo comprendido entre 1980 y 1988 se cifró en unos 300.000 m<sup>3</sup> anuales de promedio (PARDO, 1991).

El déficit sedimentario tiene importantes repercusiones en el sistema litoral y en las acumulaciones costeras. Las áreas deltaicas, por su configuración y por su dinámica, son la que quizá reflejan con mayor claridad y rapidez, estos impactos. Los retrocesos que se están observando en buena parte de los grandes deltas del planeta tras la regularización mediante presas de sus ríos lo demuestran: los ejemplos del Nilo (SMITH Y ABDEL-KADER, 1988) o del propio Ebro (JIMÉNEZ Y SÁNCHEZ ARCILLA, 1993) son suficientemente expresivos.

Así pues, como consecuencia de la retención de buena parte de los suministros sedimentarios que abastecen el sistema litoral, la mayor parte de costas valencianas se hallan en la actualidad dentro de lo que podríamos denominar una "economía sedimentaria deficitaria". Los efectos de esta situación –predominio de las tendencias erosivas sobre amplios sectores– se evidencian con mayor claridad en aquellos tramos costeros en los que existe una menor reserva sedimentaria, es decir, las playas de cantos estrechas y de fuerte pendiente en las que no existen ni barras submarinas ni alineaciones dunares. Las playas con predominio de material grueso se asocian tanto con sectores inmediatos a desembocaduras de ramblas cuyo tramo final presenta fuerte pendiente, como con tra-

mos en los que la energía del oleaje es mayor y el transporte litoral más efectivo. En el caso valenciano, la mayor parte de las costas situadas al norte de la desembocadura del Túrria pueden citarse como ejemplo evidente de esta tendencia erosiva dominante (PARDO, 1991, SANJAUME *et al.*, 1996).

### 3.3.2. Alteraciones sedimentarias dentro del sistema litoral

Las modificaciones que se producen dentro del sistema litoral, a diferencia de las que se han descrito hasta ahora, generan una respuesta morfológica mucho más rápida y bien definida espacialmente, que suele evidenciarse por la progradación o el retroceso acelerado de la orilla. Para comprender mejor la forma en que se modifica la distribución de sedimentos dentro del sistema litoral valdría la pena distinguir, al menos, tres grandes modalidades del alteraciones asociadas (i) al transporte longitudinal de sedimentos, (ii) al transporte transversal a la orilla y (iii) a la entrada o salida de sedimentos dentro del propio sistema. Debe advertirse, sin embargo, que en la realidad los tres tipos de alteraciones se pueden dar a la vez, por lo que sus efectos, en ocasiones, se suman.

#### (i) Alteraciones sedimentarias asociadas al transporte longitudinal de sedimentos

El régimen de olas y la orientación de la línea de costa con respecto al oleaje incidente son los dos parámetros fundamentales que determinan el desplazamiento longitudinal de materiales (deriva litoral). El volumen de sedimentos movilizados puede llegar a ser bastante importante. Por ejemplo, se ha estimado mediante cálculos teóricos que el transporte neto entre Borriana y Sagunt se aproxima a los 650.000 m<sup>3</sup>/anuales (SERRA, 1986). Este transporte alcanza su máxima efectividad en momentos de temporal, con olas de gran energía que alcanzan oblicuamente la zona de rompiente y rompen varias veces a bastante distancia de la orilla. En tales situaciones la removilización de sedimentos alcanza valores muy altos.

La interposición de barreras al transporte longitudinal tales como diques portuarios o espigones provoca un desequilibrio sedimentario, generando sobreacumulación a "barlovento" del obstáculo y sobreerosión a "sotavento". Como respuesta a este desequilibrio, en el sector donde hay "superávit" se genera un rápido relleno del perfil que provocará un progresivo avance de la orilla. Dado que el perfil será cada vez más tendido, las olas romperán más lejos y llegarán a la orilla con menor energía. Esto genera un proceso de realimentación positiva que permite que incluso las arenas más finas queden retenidas. El sector "deficitario", por el contrario, será erosionado por la acción del oleaje ya que los materiales que son transportados "aguas abajo" por la corriente no pueden ser repuestos por los que llegarían de las zonas inmediatas situadas "aguas arriba" ya que han sido retenidos por el obstáculo. De este modo, además de producirse un retroceso de la orilla, el perfil tanto emergido como sumergido de la playa, irá incrementando su pendiente (fig. 8). Esto genera otro proceso de realimentación positiva dentro del sistema litoral puesto que las olas con mayor energía rompen más cerca de la orilla y pueden arrastrar mayor cantidad de sedimentos

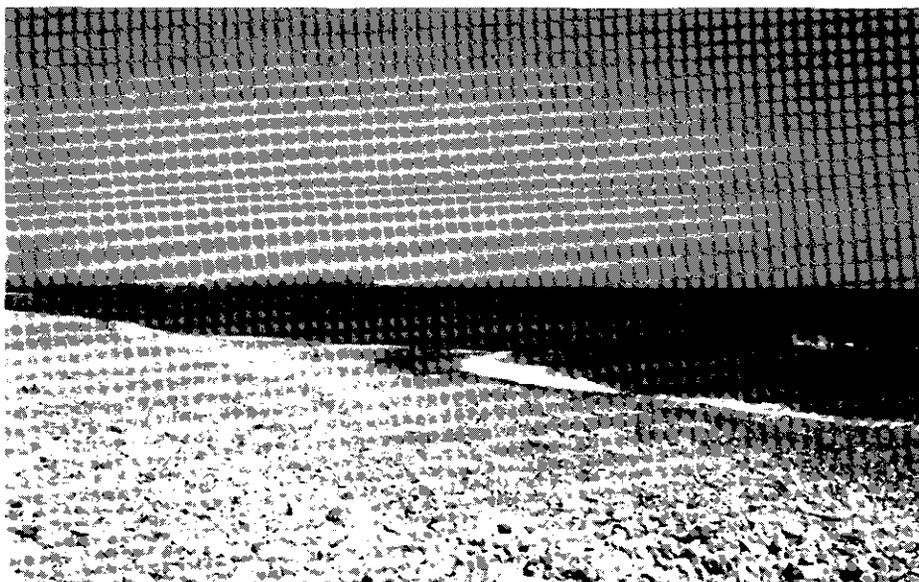


Figura 8. Espigón perpendicular a la orilla en las playas de el Puig. La foto fue tomada una semana después de un temporal en 1987. Si existen varios espigones, los efectos acumulativos a "barlovento" del obstáculo suelen minimizarse, observándose un retroceso generalizado. En este caso, tras el temporal, la propia obra queda "atrapada" por el avance de la orilla.

dejando sólo los de mayor calibre. El Golfo de Valencia, con una deriva litoral neta anual muy bien definida hacia el sur entre Benicarló y Oliva, presenta multitud de pruebas de erosiones y acumulaciones inducidas, como ha quedado reflejado en distintos estudios (MOPU, 1979, ROSSELLÓ, 1986, SERRA, 1986 Y 1998, PARDO 1991a y b, SANJAUME *et al.*, 1996, PARDO Y LÓPEZ, 1998, BROCAL *et al.*, 2001, entre otros).

El mayor o menor impacto de las obras que en las últimas décadas se han ido construyendo en nuestro litoral dependerá, por una parte, de factores naturales como son: el volumen y velocidad de la corriente longitudinal, de la orientación de la orilla respecto al oleaje incidente, y del perfil de la playa. Por estos motivos en las costas valencianas situadas al norte de la ciudad de Valencia, que es donde se produce la inflexión y cambia la orientación costera, el ángulo que forma la dirección de propagación del oleaje incidente predominante con respecto a la orilla es muy pequeño, dada la orientación de ese tramo costero. Esto implica una mayor velocidad de la corriente longitudinal y un mayor transporte de sedimentos. En consecuencia, las repercusiones de cualquier obstáculo perpendicular a la orilla serán mucho más fuertes en la costa septentrional que en la meridional del golfo de Valencia. Por otra parte, el mayor o menor impacto de las obras depende también de las propias características del obstáculo introducido. Las obras perpendiculares a la orilla que penetran a mayor profundidad, producen un impacto más fuerte, ya que retienen un mayor volumen de sedimentos y, por tanto, los efectos acumulativos o erosivos se advierten

a distancias considerables. En el caso del puerto de Valencia, la acumulación inducida se observa claramente ya a partir de la desembocadura del Carraixet, en tanto que la erosión al sur del dique afecta hasta más allá de la playa del núcleo urbano del Saler. Con todo, hay que señalar que la mayor parte de las obras no frenan por completo el transporte longitudinal. Así, durante los temporales de mayor energía, dado que las olas rompen a mayor distancia de la orilla, el transporte puede rebasar determinados obstáculos. Sólo los diques que penetran a gran profundidad pueden generar una retención casi completa de todos los sedimentos. Éste sería el caso de los grandes puertos. En estas circunstancias, la célula sedimentaria –unidad espacial en la que se define el sistema sedimentario litoral– queda segmentada, lo que determina una reordenación completa del sistema litoral.

En el litoral valenciano, los desequilibrios sedimentarios generados por la interrupción del transporte longitudinal han sido causados en la mayoría de los casos por la construcción de obras artificiales. Sin embargo, existe también un caso específico en el que la interrupción del transporte longitudinal de sedimentos tiene un origen natural. Se trata del delta del Ebro, cuyo desarrollo ha tenido importantes repercusiones en la costas septentrionales valencianas. El río Ebro, por las dimensiones de su cuenca y por su caudal, presenta una capacidad de transporte de sedimentos extraordinariamente elevada. A lo largo del Holoceno y, especialmente durante los últimos dos mil años, el ingente volumen de sedimentos aportados ha permitido el desarrollo de un delta de dimensiones significativas. Curiosamente, el desarrollo de este inmenso edificio sedimentario ha provocado un déficit sostenido de materiales en las áreas costeras situadas al sur del delta. Aunque en una primera lectura pueda parecer una paradoja, no existe tal contrasentido. El delta ha producido una protuberancia costera que penetra en el mar más de 25 km llegando con su prodelta mucho más allá, lo que ha alterado la forma originaria de la costa. Los sedimentos del río que llegan al mar se desplazan, dependiendo de las condiciones del oleaje tanto en sentido NW como SW, contribuyendo a formar la flecha arenosa del Fangar (al norte del delta) y la dels Alfacs al sur. Los sedimentos quedan retenidos en las flechas sin demasiada posibilidad de que se vean arrastradas ni hacia el norte ni hacia el sur. Para que las arenas acumuladas en la flecha dels Alfacs siguieran una trayectoria hacia el sur, sería imprescindible la actuación de oleajes procedentes del E o del NE, lo que resulta imposible ya que la propia protuberancia deltaica sirve de pantalla a tales direcciones. En realidad, algo muy semejante sucede respecto a la costa situada al norte del delta. Se puede decir, por tanto, que el delta actúa como una trampa casi absoluta de sedimentos, reteniendo la práctica totalidad de los materiales del sistema litoral.

En el extremo norte valenciano hasta Vinaròs, la disposición del delta y su prodelta impide la llegada de oleajes del primer cuadrante. Por ello, este sector se encuentra sometido exclusivamente a oleajes del segundo cuadrante, lo que genera una deriva local S-N en sentido inverso a la del resto del golfo de Valencia (N-S), aunque transportando un escaso volumen de sedimentos. La peculiar morfología costera que se observa al norte y al sur del delta –Ametlla de Mar o Vinaròs– es la consecuencia de un fuerte déficit sedimentario. Se trata de unos acantilados, formados por



Figura 9. En la fotografía, tomada en Vinaròs en marzo de 1989, se observa como algunas infraestructuras viarias así como los límites de los jardines de algunas casas estaban siendo afectadas por el retroceso continuado de los acantilados medios .

sedimentos aluviales cuaternarios, en los que hay pruebas evidentes de una persistente tendencia regresiva. Hace más de dos siglos mossén Cabanilles (1795-97) en sus clásicas *Observaciones sobre el Reyno de Valencia* ya señalaba la rapidez del retroceso costero en dicho sector. En la actualidad, se puede observar como algunos jardines de los chalets de las urbanizaciones situadas al norte de Vinaròs han caído literalmente al mar, lo que prueba que el proceso continúa (fig. 9).

¿Cuál es pues el origen de esta tendencia erosiva ? La respuesta hay que buscarla en el déficit sedimentario que experimenta este sector como consecuencia de la existencia del delta. De hecho, antes de la formación del delta –recordemos que es geológicamente muy reciente– las costas situadas al sur se hallaban alimentadas por aportes procedentes del Ebro, como han demostrado los análisis sedimentológicos realizados a algunas eolianitas situadas en la restinga de l'Albufera de Torreblanca (SEGURA *et al.*, 1989). Con el desarrollo del delta, los suministros sedimentarios quedan retenidos en el propio edificio sedimentario deltaico, de forma que todo el sector norte valenciano queda básicamente desabastecido. Esto resulta especialmente dramático en las zonas situadas a la sombra del delta (Vinaròs y Benicarló) que han experimentado una fuerte erosión con pérdidas netas durante un largo periodo, lo que ha determinado el retroceso de los antiguos conos aluviales, formando los actuales acantilados medios (PARDO Y SANJAUME, 1996).

Más al sur de la partida de les Solades, en Benicarló, los procesos de erosión se ven atenuados dado que ya existe un cierto transporte longitudinal hacia el sur. Con todo, el sector se halla sometido a una "economía sedimentaria deficitaria". En este caso, sin embargo, no tanto como consecuencia de las actuaciones humanas en los ríos o en la propia costa, sino por la retención sedimentaria que el delta impone. Ello explicaría los retrocesos costeros que se han detectado tanto en el cono aluvial del Riu de les Coves que desemboca en la punta de Cap i Corb (MATEU, 1982 ; PARDO, 1991), como la migración hacia el interior de la restinga de l'Albufera de Torreblanca (SANJAUME *et al.*, 1989 ; SANJAUME *et al.*, 1996).

(ii) Alteraciones sedimentarias asociadas al transporte transversal de sedimentos

Como se ha comentado con anterioridad, el perfil de playa adapta su forma a las condiciones energéticas del mar, desplazando ingentes volúmenes de sedimentos tanto hacia la orilla como mar adentro. La modificación más radical se produce cuando, para evitar la erosión acelerada, se coloca escollera en la orilla convirtiendo parte del perfil de la playa en un elemento rígido. Este tipo de obras se llevan a término cuando se pretende fijar la costa en una posición dada. En dichos casos, el balance sedimentario a lo largo del perfil se ve profundamente alterado. Las olas alcanzan la orilla artificializada por la escollera con mucha energía, por lo que la rotura de la ola en la propia escollera favorece un proceso de excavación al pie de la obra, lo que hace que la profundidad aumente, permitiendo la llegada de olas cada vez con mayor energía a la orilla. El resultado es que la obra acaba siendo destruida por la labor de zapa del oleaje (a no ser que se realicen continuas reparaciones o la obra sea de gran magnitud). Los ejemplos en la costa valenciana son numerosos y, por citar sólo alguno de los más significativos, se podrían señalar las costas situadas al este de la playa del Postiguet en Alacant, buena parte de la costa sur de Cullera, la que se extiende entre Foios y Massalfassar que protege la autovía de la entrada norte a Valencia, la que se encuentra al sur del puerto de Castelló o en parte del tramo comprendido entre Benicarló y Peníscola.

Un efecto semejante, aunque no tan evidente, se produce cuando se modifica la parte del perfil de la playa emergida correspondiente a las dunas, transformándola en una obra rígida (ya sea un paseo marítimo o simplemente edificaciones) lo que, al igual que en el caso anterior, impide la libre adecuación del perfil playero a las condiciones energéticas del mar. Los efectos, aunque más lentos que en el caso de las escolleras, son semejantes ya que las olas, cuando alcanzan la obra rígida, tienden a descalzarla, generando un perfil más tendido y provocando una mayor migración de materiales mar adentro, lo que favorece un retroceso de la línea de costa. Buena parte de estas obras pueden acabar destruidas por la propia acción del oleaje. Desgraciadamente tampoco son raros los ejemplos en los que paseos marítimos construidos sobre las dunas modifican la dinámica natural del perfil playero : la Platja de les Palmeretes de Cullera, algunos sectores de la de Tavernes de la Vallidigna, Piles, Bellreguard, etc. pueden ser ejemplos significativos.

(iii) Alteraciones en las entradas o salidas de sedimentos dentro del sistema litoral

Básicamente, este tipo de alteraciones hacen referencia a los procesos de alimentación o desabastecimiento artificial de materiales en las playas. Las extracciones de materiales playeros han sido una práctica común y extendida en buena parte del litoral valenciano. En las playas de la comarca de l'Horta Nord las extracciones de arena eran empleadas posteriormente en el recrí del cerdo y el abonado de las tierras de cultivo, calculándose que en algunas épocas se han extraído hasta 300.000 m<sup>3</sup> anuales (PARDO, 1991). Las extracciones de materiales costeros no se circunscribieron sólo al sector central valenciano, sino que fueron más o menos significativas (aunque no tan masivas) en la mayor parte de las costas valencianas. Así, hay constancia de extracciones de gravas y cantos de la restinga de Torreblanca, al menos durante los años sesenta y setenta (MATEU, 1982). En las costas de Castelló y Benicàssim se realizaban de forma esporádica. En Xilxes se sabe que se sacaba arena de la playa y de las dunas (e incluso de dentro del mar) para emplearla en la construcción. También en Sagunt y Canet d'En Berenguer, donde se empleaba para la construcción y para hacer semilleros de hortalizas. En las zonas situadas al sur del golfo de Valencia las extracciones fueron mayores en las dunas, cortándose parte de las misma e incluso cultivándose sobre ellas (SANJAUME Y PARDO, 1992). Hay constancia documental de que estas prácticas también se realizaron en Dénia y Xàbia a finales del siglo XIX y principios del XX (SESER, 1988).

Desde los años ochenta a nuestros días, la práctica que mayor incidencia tiene sobre el suministro de materiales son las obras de realimentación artificial de playas. Se trata de un sistema de defensa costero "blando" –menos agresivo que las obras rígidas– basado en la readecuación del perfil de la playa que se pretende proteger mediante el suministro de arenas. Generalmente este tipo de actuaciones lo único que hacen es trasladar sedimentos de una parte a otra del sistema: en algunos casos la arena se extrae de playas con exceso de materiales para depositarla en lugares con déficit; en otros se extrae de reservas arenosas situadas en los fondos marinos (generalmente a escasa profundidad) lo que, a su vez, genera un desequilibrio en dicho lugar; en otros casos la arena que se vierte no es natural sino producto del machaqueo de piedra de cantera. Las actuaciones de este tipo han sido muchas y algunas de ellas han vertido volúmenes arenosos muy significativos en las últimas dos décadas (PARDO, 1991), baste con citar las actuaciones realizadas en la Platja Llisa de Santa Pola, en la de las playas de Sant Joan o las que se realizaron a principios de los noventa en el Saler (fig. 10). El seguimiento de los trabajos de regeneración artificial de playas en la provincia de Valencia ha demostrado que el horizonte temporal de residencia de los materiales vertidos es de tres años, como mucho (OLIVER, 2000).

De todo lo comentado podría deducirse que los cambios que se producen a mesoescala están estrechamente relacionados con variaciones experimentadas por el sistema sedimentario. Es muy probable que las tendencias erosivas actuales debidas a una economía sedimentaria deficitaria se hayan producido también en el pasado, siempre y cuando se dieran las condiciones determinantes para la escasez de sedimentos. Del

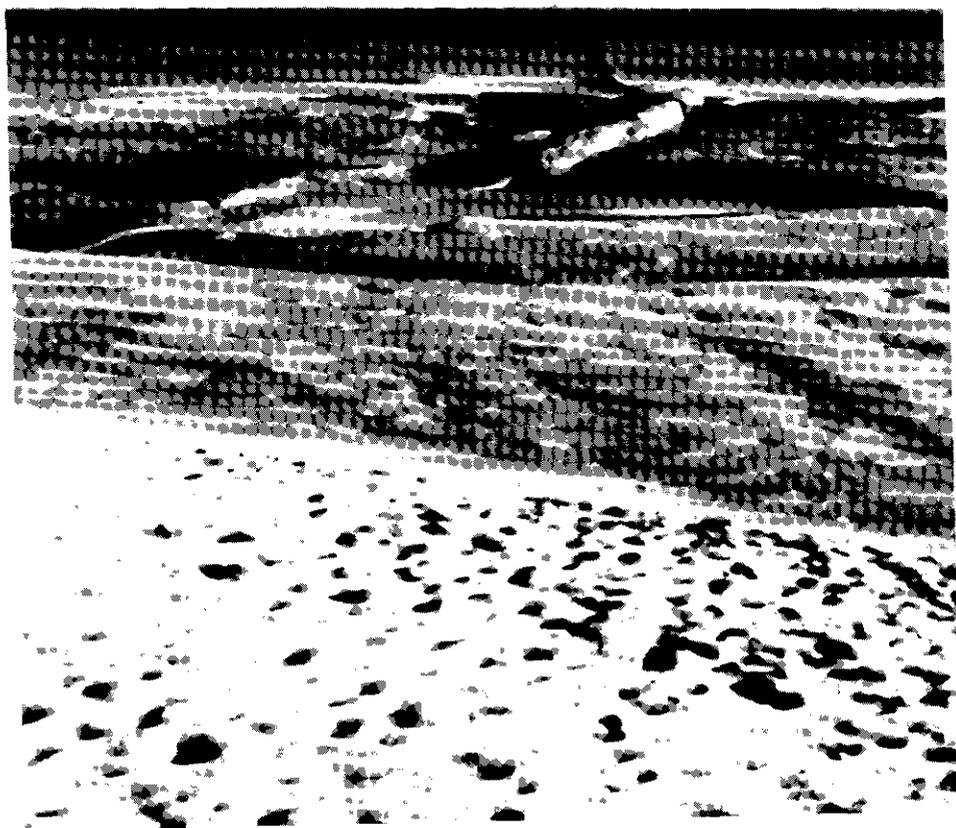


Figura 10. Aportes sedimentarios artificiales en la playa del Saler (1990) durante los trabajos de regeneración de la playa. La regeneración se realiza aportando sedimentos, en este caso procedente de mar adentro, hasta la orilla. La textura de los "nuevos sedimentos" aportados, sin embargo, es claramente distinta a los que ya había en la playa.

mismo modo, los excedentes sedimentarios tanto actuales como pretéritos habrán conducido a un incremento de la acumulación. En consecuencia, parece más procedente achacar los cambios que se producen a mesoescala a variaciones sufridas por el sistema sedimentario que no a poco probadas oscilaciones del nivel marino.

#### 4. LA EVOLUCIÓN COSTERA DESDE UNA PERSPECTIVA MACROESCALAR

Si el análisis de los cambios costeros se prolonga más allá de los últimos dos milenios no cabe duda alguna de que los procesos asociados a la variaciones en la posición relativa del nivel marino irán ganando significación. Estos cambios alcanzan magnitudes tan elevadas que pueden relativizar las variaciones en el balance sedimentario, que sin duda también se han ido produciendo a lo largo del Cuaternario. La evolución macroescalar de la costa nos revela que, en la mayoría de los casos, la ubicación de la línea de costa ha estado condicionada por la posición relativa del nivel del mar.

Los datos proporcionados por el análisis en los contenidos de O<sup>16</sup> y O<sup>18</sup> de las muestras de fondos oceánicos y de sondeos en los casquetes de hielo de la Antártida y Groenlandia han permitido determinar con bastante exactitud los cambios climáticos que se han producido a lo largo del Cuaternario. Estos cambios han sido relacionados con variaciones de tipo astronómico: manchas solares y ciclos de Milankovitch, dado que la temperatura de la Tierra varía en respuesta a los cambios regulares y predecibles que se producen en la inclinación del eje de la tierra y en la órbita que ésta describe alrededor del sol –excentricidad de la órbita que presenta una periodicidad de 96.000 años; oblicuidad de la eclíptica, cada 42.000 años; y precesión equinoccial que tiene una duración de 21.000, según Lowe y Walker (1997)–. Además, fenómenos tales como cambios en la actividad volcánica o en la productividad marina puede determinar también cambios climáticos cuyos mecanismos de realimentación positiva, (cambios en el albedo, en el contenido de CO<sub>2</sub> atmosférico, en la circulación termohalina de los océanos, etc.), se pueden superponer a las causas astronómicas. El nivel del mar descendía durante las fases glaciales y los episodios estadales fríos, mientras que durante los periodos cálidos (interglaciales y periodos interestadales), debido a la fusión de la mayor parte de los hielos, experimentaba una elevación significativa. Las evidencias aportadas por el análisis de los sedimentos de los sondeos realizados en los fondos oceánicos permiten sugerir que durante el Cuaternario se han sucedido un mínimo de cien estadios, de los cuales la mitad son fríos y la otra mitad cálidos (SHACKELTON *et al.*, 1990).

El análisis de las oscilaciones más recientes del nivel del mar pueden resultar muy eficaces para entender la complejidad que supone la coexistencia de procesos de tipo vertical y horizontal en el esquema de Valentin (1952). La última gran regresión marina se asocia, dentro de la glaciación würmiense, al Würm III (estadio isotópico 2) alcanzando su máximo hace unos 17.000 años, cuando el mar se situaba alrededor de uno 100 m por debajo de su nivel actual. A partir de ese momento y hasta el 13.000 BP, las condiciones climáticas muestran una atenuación del frío que implica una ligera subida del nivel marino. Entre el 13.000 y el 11.000 BP se produce un fuerte recalentamiento atmosférico que

provoca un rápido ascenso del nivel del mar. Dicho comportamiento queda frenado entre el 11.000 y el 10.000 BP en el que se produce un brusco enfriamiento que implica un descenso del nivel del mar. A partir de ahí se produce un recalentamiento que llegó hasta la posición máxima del nivel marino (transgresión flandriense) que se sitúa entre el 6.500 y el 5.500 BP. La cota del nivel marino parece ser que alcanzó un nivel entre 2 y 3 m por encima del cero actual, aunque según Viñals (1995) esta cota podría haber sido muy semejante a la que se produjo justo antes del 7.000 BP.

Tras el máximo flandriense, entre el 5.500 BP y el 4.500 BP se produce un descenso del nivel marino claramente marcado que dejaría el nivel en una posición semejante a la actual. Algunos autores detectan entre el 4.500 y el 4.200 BP una ligera subida (al menos así lo señalan para las costas onubenses Rodríguez Ramírez *et al.*, (1997) a la que seguiría una ligera bajada entre el 4.200 y el 3.600 BP y, a continuación otra leve subida. Posteriormente puede que continuaran las pequeñas oscilaciones si bien, dadas sus menores dimensiones, resulta extremadamente complejo definir su magnitud en la posición del nivel marino. Todas estas leves fluctuaciones, así como las que podrían derivarse de la Pequeña Edad del Hielo (siglos XVI al XVIII), deberían confirmarse en otros muchos puntos para poder ser aceptadas sin reservas. En todo caso, todavía no está claro si las modificaciones eustáticas que estas pequeñas oscilaciones climáticas que se supone se han producido a lo largo de los últimos 5.000 años han tenido repercusiones morfológicas de carácter universal. Que han influido en las cuencas fluviales parece evidente, que leves fluctuaciones climáticas pueden haber desencadenado cambios en el sistema sedimentario litoral tampoco parece discutible, pero que puedan haber determinado cambios eustáticos suficientemente significativos de tipo global para dejar una impronta morfológica está por demostrar.

Hay que señalar, por otra parte, que la posición del nivel marino no depende exclusivamente de las alteraciones producidas en la columna de agua contenida en los océanos –movimientos eustáticos– sino del equilibrio entre dichos movimientos y los desplazamientos verticales de los materiales corticales. Estos últimos, a diferencia de los eustáticos, presentan una gran variabilidad espacial, dependiendo fundamentalmente de la dinámica isostática, del comportamiento tectónico de cada sector e, incluso, de los procesos de compactación sedimentaria que se han ido produciendo en determinados lugares. En consecuencia, no existe una única curva universal que defina la posición exacta del nivel marino a lo largo del Cuaternario, por lo que en cada zona de estudio los distintos niveles no hacen más que apuntar unas tendencias generales (de niveles marinos progradantes o regresivos) que localmente pueden, incluso, mostrar discrepancias más o menos importantes.

La determinación del nivel marino en cada lugar y en cada momento histórico resulta muy compleja. Buena parte de los depósitos de playas y dunas cuaternarias se encuentran sumergidos en la actualidad y, además, los registros que han quedado por encima del presente nivel marino (playas y dunas fósiles) están sometidos a los procesos de erosión subaéreos, por lo que pueden haber desaparecido total o parcialmente (fig. 11). Con todo, algunas formaciones han podido ser estudiadas, bien por hallarse en lugares elevados y abrigados, por haberse cementado, o por haber sido exhumadas mediante sondeos.



Figura 11. Ejemplo de dunas fósiles rampantes cuaternarias adosadas a la Serra Gelada. Este tipo de depósito permite deducir posiciones distintas de los medios costeros en momentos en que el nivel marino no se correspondía con el actual.

Los estudios de evolución cuaternaria llevados a cabo durante los últimos treinta años han permitido reconstruir la historia y la paleogeografía de la costa valenciana, aunque todavía queden importantes incógnitas por dilucidar. De hecho, las diferentes cotas a las que aparecen los registros podrían hacer suponer erróneamente que los cambios del nivel del mar no presentaron una distribución espacialmente homogénea. Hay lugares en los que los niveles del máximo flandriense se encuentran a +2 m mientras que en otros aparecen a -2 m. Estas diferencias se explicarían por la desigual distribución de los movimientos verticales de los materiales continentales generados por procesos tectónicos, isostáticos, o de subsidencia.

Para reconocer la influencia tectónica o neotectónica, los distintos autores han tratado de encontrar evidencias más allá de las diferentes alturas o profundidades a las que se puede encontrar un determinado nivel guía. Para ello se han estudiado desde las características de los depósitos de la plataforma continental (a partir de perfiles sísmicos u otras técnicas geofísicas) a estudios de la morfología de los depósitos y relieves prelitorales. Uno de los espacios mejor estudiados desde esta perspectiva ha sido el litoral meridional valenciano que ha permitido una regionalización de la evolución seguida por la costa a lo largo del Cuaternario (FUMANAL *et al.*, 1997). En dicho trabajo se distinguen distintos sectores con comportamientos neotectónicos distintos:

- En la zona acantilada de Serra Gelada han dominado los procesos de hundimiento reciente, permitiendo que sólo queden restos de un conjunto de dunas fósiles rampantes y un retazo de playa flandriense (ROSSELLÓ, 1996).
- En Altea, sin embargo, y como consecuencia de los esfuerzos halocinéticos asociados a los materiales triásicos plásticos (del Keuper) subyacentes, se encuentra un nivel tirreniense sobreelevado a 2-3 m s.n.m.
- Por el contrario, en las zonas acantiladas cercanas a los promontorios de la Nau sólo se ha encontrado un resto de playa. Los estudios geofísicos demuestran los hundimientos recientes de la costa.
- El bloque estructural en el que se sitúa la bahía de Xàbia está compartimentado por fallas de rejuego reciente y muestra una subsidencia lenta y leve (una playa eemiense aparece a -6 m). Sin embargo, junto a la desembocadura del río Gorgos se encuentran en superficie restos de una playa fósil, que no ha sido datada.
- Entre Dénia y el Cap de Sant Antoni existen diversos testigos de playas pleistocenas a +2m, lo que señala la tendencia estable o la ligera elevación desde el Pleistoceno medio.
- Al norte de Dénia encontramos una subsidencia extraordinariamente potente que ha perdurado durante el Pleistoceno y el Holoceno.

La variabilidad espacial de los procesos de elevación o hundimiento –o la estabilidad del terreno depende de la estructura tectónica y, en ocasiones litológica, (procesos halocinéticos) del territorio. En las zonas rocosas acantiladas no suele resultar difícil encontrar señales de la actividad tectónica (fallas, diaclasas, ...) que ha sufrido el sector. Sin embargo, en los espacios deposicionales, la actividad tectónica queda tapada por los propios sedimentos. Ahora bien, en muchas ocasiones las formas del terreno sirven como testimonio de los procesos de hundimiento tectónico, dado que en realidad su existencia y características son el producto de los procesos que las generan. Así, los espacios de albufera suelen venir asociados a la existencia de procesos subsidentes. Este hecho se comprueba en múltiples casos en la costa valenciana: marjal de Oliva-Pego (VIÑALS, 1995), las marjales situadas al

norte de la ciudad de Valencia, entre Alborai y Sagunt (PARDO *et al.*, 1996), la albufera de Torrealba (SEGURA *et al.*, 1997) o la antigua albufera de Xàbia (FUMANAL *et al.*, 1993). Hay que advertir, sin embargo, que no en todos los casos se han encontrado pruebas definitivas o evidentes de procesos de hundimiento tectónico para el desarrollo y mantenimiento de las albuferas como sería el caso de la albufera de Valencia (ROSSELLÓ, 1995).

Existen, por tanto, grandes unidades territoriales con cierta tendencia a la subsidencia o a la sobre elevación debido a la influencia de estructuras tectónicas –como las grandes líneas de fallas– y a reajustes isostáticos (CARBÓ, 1983). Sin embargo, y a diferencia de lo que se suponía hace algunas décadas, tales cambios no se dan por igual sobre áreas amplias sino que las tasas de cambio de nivel generalmente están asociadas a los reajustes que se dan en pequeños bloques. Hasta finales de los setenta se suponía que el óvalo valenciano había seguido una tendencia subsidente de carácter general. Esta hipótesis quedó en entredicho por el descubrimiento de algunos afloramientos de eolianitas pleistocenas en la restinga de l'Albufera de Valencia (ROSSELLÓ, 1979) y, posteriormente se ha verificado con múltiples constataciones. Así, del estudio de los sondeos realizados en algunas zonas de albufera o marjales demuestran que los procesos de subsidencia presentan tasas muy distintas dentro de la misma zona marismosa, lo que evidencia la existencia de pequeños microbloques con una dinámica cuaternaria distinta. Ello se ha comprobado en las marjales situadas entre Sagunt y Alborai (PARDO *et al.*, 1996), en la de Xàbia (FUMANAL *et al.*, 1997) o en la de Oliva-Pego (VIÑALS, 1995).

A macroescala, cuando los cambios del nivel del mar superan una cierta magnitud (unos pocos metros), los efectos de los procesos asociados a la dinámica marina y sedimentaria parece que pierdan significación a la hora de explicar la configuración de la costa. A lo largo del Cuaternario las oscilaciones han sido relativamente rápidas a escala geológica, pero si hubieran podido ser contempladas a escala humana a medida que se iban produciendo probablemente el observador no habría notado grandes cambios. Se habría cambiado de escala. Parece evidente que dentro de las tendencias transgresivas o regresivas, además de fluctuaciones más o menos repetidas, se han ido dando posiciones estacionarias de la línea de costa. La suma de todas estas posiciones (progradantes y/o regresivas) es lo que determinará la tendencia transgresiva o regresiva del periodo analizado. En muchas ocasiones el estudio del Cuaternario se ha dedicado casi exclusivamente a buscar las distintas pulsaciones positivas o negativas, basando las interpretaciones en los resultados de dataciones más o menos fiables de materiales encontrados en depósitos emergidos, sumergidos o exhumados por sondeos. Pocas veces se ha tenido en cuenta que una elevación de 3 metros a lo largo de 3.000 años significa una tasa media de 1mm/año, lo que es perfectamente comparable con las tasas más conservadoras deducidas a partir de los datos de los mareógrafos en el último siglo.

##### 5. PERSPECTIVAS DE FUTURO: EL HOMBRE COMO AGENTE FUNDAMENTAL

Tras el análisis de la evolución de la costa y de los procesos que la explican, se abre camino la cuestión sobre cómo es previsible que sea el futuro de nuestra costa. Hacer de



Figura 12. La antropización de los espacios litorales supera con mucho el puro efecto costero, como evidencia esta panorámica de Benidorm. La sobreexplotación de nuestro litoral ha determinado cambios espectaculares en la dinámica natural del medio, especialmente en las últimas décadas.

adivinos es arriesgado y poco provechoso, pero reflexionar sobre algunas de las tendencias de futuro puede resultar, a nuestro entender, bastante conveniente y probablemente necesario. La reflexión parte del conocimiento de los procesos analizados y del hecho ineludible de que la dinámica futura del litoral no será fruto exclusivo de los procesos naturales sino que estará profundamente determinada por las actuaciones humanas. No cabe duda de que el análisis geomorfológico costero implica, y aún lo hará más en el futuro, tomar en consideración al ser humano como parte integrada dentro del propio sistema litoral (NORDSTROM, 1994; PARDO Y ROSSELLÓ, 2001). La acción humana ha presentado una influencia determinante en el devenir del espacio costero valenciano durante los últimos siglos y, en un futuro próximo su acción probablemente será mayor aún. Por ello, resulta fundamental tomar conciencia de la significación que las acciones humanas tendrán sobre un espacio tan apreciado tanto a escala global como regional y local, ya que la dinámica futura no será solo resultado de un devenir más o menos azaroso, sino en parte resultante de las decisiones sociales y políticas que se adopten a distintos niveles (fig. 12).

A escala global, al menos desde la perspectiva actual, el principal factor a tomar en consideración es la posible subida del nivel marino que, asociado al cambio climático de origen antropogénico, se prevé para el presente siglo XXI. El último informe de evaluación del Panel Intergubernamental de Expertos sobre el cambio climático (IPCC, 2001) preveía –rebajando ostensiblemente predicciones anteriores– un aumento que, dependiendo de distintos condicionantes, oscilaría entre los 9 y los 80 cm para finales del siglo XXI, consi-

derando una subida del 49 cm como valor central. Caso de confirmarse tales perspectivas el retroceso en la mayor parte de las playas sería ineludible, acompañado de todo un corolario de fenómenos propios de situaciones ligeramente transgresivas (migración hacia el interior de algunas restingas y de algunos sistemas dunares, etc.). La respuesta costera, sin embargo, no se asociará de forma exclusiva a la subida del nivel marino, sino que dependerá mucho del tipo de cambio climático al que se vea sometido el conjunto del territorio. Así, las variaciones en el régimen térmico y, sobre todo, hidrológico serán fundamentales para valorar el aporte de sedimentos que alcanzará el sistema costero.

A escala regional, y partiendo de la realidad ya existente, no parece probable que el futuro depare un cambio en la tendencia "deficitaria" asociada a la regulación de los sistemas fluviales habida cuenta que el diseño político camina hacia una mayor regulación de los flujos de agua y sedimentos al mar. Si no se habilitan sistemas de realimentación del sistema costero, los efectos erosivos asociados a la previsible subida del nivel del mar quedarán profundamente reforzados por la situación de déficit generalizado.

A escala local, la dinámica costera, como se ha visto, responde fundamentalmente según las actuaciones a las que esté sometida. La experiencia sufrida por buena parte de nuestras costas durante el último medio siglo ha sido contundente y no tomarla en consideración sería un error imperdonable. Los desabastecimientos sedimentarios locales (tanto de carácter longitudinal como transversal) provocan efectos degradantes que pueden ser perfectamente evitados con una gestión coherente y respetuosa con la dinámica del medio costero.

#### BIBLIOGRAFÍA

- ACINAS, J.R. (1995): Variaciones hiperanuales del nivel medio del mar, en *III Jornadas Españolas de Ingeniería de Costas y Puertos*, Laboratorio de Puertos y Costas de la Universidad Politécnica de Valencia, 1, 126-139
- BROCAL, R., LÓPEZ GARCÍA, M.J. Y PARDO, J.E. (2001): Cambios en la línea de costa mediante fotografía aérea e imágenes IRS-PAN en el litoral valenciano: sector Cullera-Tavernes (1956-1999), en *Teledetección. Medio ambiente y cambio global*, Universitat de Lleida, Departament de Medi Ambient i Ciències del Sòl, 225-228
- BRUUN, P. (1962): Sea level rise as cause of shore erosion, *J. Waterways and Harbors Div., Proc. Amer. Soc. Civil Engrs.*, 88, 117-130
- BUTZER, K.W., MIRALLES, I. Y MATEU, J.F. (1983): Las crecidas medievales del río Júcar según el registro geoarqueológico de Alzira, *Cuad. de Geografía*, 32/33, 311-332
- CABANILLES, A.J. (1795-97): *Observaciones sobre la Historia Natural, Geografía, Agricultura, Población y Frutos del Reyno de Valencia*, Madrid, Imprenta Real, 2 tomos.
- CARBÓ, A. (1983): Estudio de los movimientos de compensación isostática en una zona del Levante español, *Bol. Geológico y Minero*, 94/1, 3-9
- CARMONA, P. (1990): *La formació de la plana al·luvial de València*, IVEI, 175
- CARMONA, P., DUPRÉ, M. Y BELLOUMINI, G. (1994): Coastal changes in the Gulf of Valencia (Spain) during the subatlantic period, *Quaternaire Sci.* 5 (2), 49-57

- DURÁN, J. (1913): *La topografía médica de Meliana*, Valencia, Vives Mora, 127 pp.
- EDELMAN, T. (1968): Dune erosion during storm conditions, *Proc. 11<sup>th</sup> International Conference on Coastal Engineering*, American Society of Civil Engineers, New York, pp. 719-723
- EMERY, K.O., AUBREY, D.G. y GOLDSMITH, V. (1988): Coastal neo-tectonics of the Mediterranean from tide-gauges records. *Marine Geology*, 81, 41-52
- FERRER GARCÍA, C. (1997): Cambios costeros históricos en Dénia (País Valencià), *Cuaternario y Geomorfología* 11(3-4), 125-142
- FUMANAL, M.P., USERA, J., VIÑALS, M.J., MATEU, G. y BELLOUMINI, G. (1993): Evolución cuaternaria de la bahía de Xàbia (Alicante). En BERNABEU y FUMANAL (eds.): *Estudios sobre el Cuaternario*, Universidad de Valencia-S.I.P, 17-25
- FUMANAL, M<sup>a</sup> P., REY, J., USERA, J., MARTÍNEZ, J., MATEU, G., BLÁZQUEZ, A.M<sup>a</sup> y FERRER, C. (1997) : El Proyecto la Nao: Evolución cuaternaria del litoral meridional valenciano, *Cuaternario Ibérico*, 98-112
- GONZÁLEZ ESPRESATI, C. (1953): *Memoria de ls estado y progreso de las obras 1925-1950*, Talleres Gráficos Hijos de F. Armengot, Castelló de la Plana, 160 pp.
- IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change (2001): *Summary for Policymakers. A report of working group I of the IPCC*, 20 pp en <http://www.ipcc.ch/pub/spm22-01.pdf>
- JIMÉNEZ, J.A. y SÁNCHEZ ARCILLA, A. (1993): Medium-term coastal response at the Ebro delta, Spain, *Marine Geology*, 114, 105-118
- LOWE, J.J. y WALKER, M.J.C. (1997): *Quaternary Environments*, Edinburgh, Longman, 2<sup>a</sup> ed., 446 pp.
- MATEU BELLÉS, J.F. (1980): El llano de inundación del Xúquer (País Valencià): geometría y repercusiones morfológicas y paisajísticas, *Cuadernos de Geografía*, 27, 121-142
- MATEU BELLÉS, J.F., SANCHIS IBOR, C. y FERRI RAMÍREZ, M. (1999) : El golf de València durant els segles XVI i XVII. Canvis ambientals, en *Geoarqueologia i Quaternari litoral. Memorial Maria Pilar Fumanal*, Universitat de València, 367-374
- MATEU BELLÉS, J.F. (1982): *El norte del País Valencià. Geomorfología litoral y prelitoral*, Universidad de Valencia, 286 pp.
- MOPU, (1979): *Estudio de la dinámica litoral en la costa peninsular mediterránea y onubense*, Provincias de Valencia, Castellón y Tarragona, Laboratorio de Puertos "Ramón Iribarren", Dirección General de Puertos y Costas, Subdirección General de Ordenación y Programación.
- NORDSTROM, K.F. (1994) : Beaches and dunes of human-altered coasts, *Progress in Physical Geography*, 18, (4), 497-516
- PARDO PASCUAL, J.E. y ROSSELLÓ, V.M. (2001): El medio litoral en una perspectiva geográfica y aplicada, en *Los espacios litorales y emergentes. Lectura geográfica*, Departamento de Geografía de la Universidad de Santiago, Univesidade de Santiago de Compostela, 15-38
- PARDO PASCUAL, J.E. (1989) : Oscil·lacions del nivell marí a partir de dades dels mareògrafs, *Cuadernos de Geografía* 46, 107-126
- PARDO PASCUAL, J.E. (1997) : El medi físic del Grau, en *El Port de València i el seu entorn urbà. El Grau i el Cabanyal-Canyamelar en la Història*, Ajuntament de València, 103-120

- PARDO PASCUAL, J.E. (1991): *La erosión antrópica en el litoral valenciano*, Conselleria d'Obres Públiques, Urbanisme i Transport, Generalitat Valenciana, 240 pp.
- PARDO, J.E. Y LÓPEZ GARCÍA, M.J. (1998): Evaluación de las técnicas de tratamiento digital de imágenes en el estudio de la evolución de las zonas costeras, en *Ordenación del territorio y medio marino. V Reunión científica de la Asociación Española de Teledetección*, Universidad de las Palmas de Gran Canaria, 877-892
- PARDO, J.E. Y SANJAUME, E. (1995) : Clasificación de las costas valencianas a partir del parámetro escalar de surf, en *Actas de las III Jornadas Españolas de Ingeniería de Costas y Puertos*. Laboratorio de Puertos y Costas, UPV, volumen III, 614-628
- PARDO PASCUAL, J.E. (1991b): Acción antrópica y evolución costera en el sector Sagunt-Valencia, *Actas del XII Congreso Nacional de Geografía*, A.G.E., Valencia, Mayo 1991, 55-61
- PARDO, J.E., SEGURA, F. Y SANJAUME, E. (1996): Evolución cuaternaria de la antigua albufera existente entre Puçol y Alboraiá, *Cuadernos de Geografía*, 59, 63-86
- PIRAZZOLI, P.A. (1986): Secular trends in relative sea level (RSL) changes indicated by tide-gauge records, *Jour. Coastal Res.*, 1, 1-26
- PSUTY, N.P. (1988) : Dune/beach interaction, *Journal of Coastal Res.*, nº especial, 3
- PSUTY, N.P. (1992) : Spatial variation in coastal foredune development, en R.W.G. Carter, T.G.F. Curtis y M.J. Sheehy-Skeffington (editores) : *Coastal dunes : geomorphology, ecology and management for conservation*, Balkema, 3-13
- RODRÍGUEZ RAMÍREZ, A., RODRÍGUEZ VIDAL, J., CÁCERES, L., CLEMENTE, L., CANTANO, M., BELLUOMINI, G., MANFRA, L. Y IMPROTA, S. (1997) : Evolución de la costa atlántica onubense (SO España) desde el máximo flandriense a la actualidad, *Boletín Geológico y Minero*, 108-4 y 8 (455-463), 137-147
- ROSSELLÓ VERGER, V.M. (1995) : *L'albufera de València*, Publicacions de l'Abadia de Montserrat, 190 pp.
- ROSSELLÓ VERGER, V.M. (1979): Una duna fósil pleistocena en la restinga de la Albufera de Valencia, *Cuadernos de Geografía*, 25, 111-126
- ROSSELLÓ VERGER, V.M. (1986) : L'artificialització del litoral valencià, *Cuadernos de Geografía*, 38, 1-28
- ROSSELLÓ, V.M. Y MATEU, J.F. (1978): El litoral cuaternario de Santa Pola. Consideraciones generales, *Cuadernos de Geografía*, 23, 1-18
- RUIZ PÉREZ, J.M. (1998): La avulsión del río Albaida en la llanura de inundación del Júcar (Valencia) en Gómez Ortiz, A y Franch. S. (eds.) *Investigaciones recientes de la Geomorfología española*, Barcelona, 273-282
- RUIZ PÉREZ, J.M. (2001): *Hidrogeomorfología del llano de inundación del Júcar*, Tesis doctoral inédita, 200 pp.
- SANJAUME, E. (1985) : *Las costas valencianas. Morfología y sedimentología*, Universitat de València, 505 pp.
- SANJAUME, E. Y PARDO, J.E. (1991): The possible influence of sea level rise impact on the precarious dunes of Devesa del Saler beach, Valencia, Spain, *Landscape and Ecology*, 6, (1/2), 57-64
- SANJAUME, E. Y PARDO, J.E. (1992): Coastal dunes in the Valencian coast: past and present, *Coastal Dunes, Geomorphology, Ecology and Management for Conservation Proceedings of*

- III European dunes Congress*, editado por R.W.Carter, T.G.F. Curtis y M.J. Sheehy-Skeffington, 475-486.
- SANJAUME, E., ROSSELLÓ, V.M., PARDO, J.E., CARMONA, P., SEGURA, F. Y LÓPEZ GARCÍA, M.J. (1996): Recent coastal changes in the Gulf of Valencia (Spain), *Zeist. Geomorph. N.F., Suppl.Gd.* 102, 95-118
- SANJAUME, E., ROSSELLÓ, V.M., PARDO, J.E., CARMONA, P., SEGURA, F. Y LÓPEZ GARCÍA, M.J. (1996): Recent coastal changes in the Gulf of Valencia (Spain), *Zeist. Geomorph. N.F., Suppl.Gd.* 102, 95-118
- SANJAUME, E., SEGURA, F. Y PARDO, J.E. (1990): Formas y procesos de una restinga en retroceso: el caso de l'Albufera de Torreblanca, *Comunicaciones a la I Reunión Nacional de Geomorfología*, Teruel tomo 1, 375-386
- SANJAUME E. Y GOZÁLVEZ, V. (1978): L'albufera d'Elx y su litoral, *Cuad. de Geografía*, 23, 83-106
- SEGURA, F., SANJAUME, E. Y PARDO, J.E. (1997) Evolución cuaternaria de la albufera de Torreblanca, *Cuaternario y Geomorfología*, 11(1-2), 3-18
- SEGURA, F., SANJAUME, E. Y PARDO, J.E. (1989): Aportaciones sobre el Cuaternario de la Albufera de Torreblanca, *Actas de la II Reunión del Cuaternario Ibérico*, 227-234
- SERRA PERIS, J. (1986) : *Procesos litorales de las costas de Castellón*, Tesis doctoral inédita, ETS Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Universitat Politècnica de València. 2 vol, 891 ff.
- SERRA PERIS, J. (1998): Impacto de las obras de abrigo del puerto de Valencia sobre las playas del sur, *Littoral'98*, 361-369
- SESER PÉREZ, R. (1988): *Catálogo del fondo de la Ayudantía de Marina de Denia y Jávea*, Archivo Municipal de Denia, Arxius Valencians, 8, Conselleria de Cultura, Educació i Ciència, Dip. D'Alacant, València i Castelló.
- SHACKLETON, N.J. Y HALL, M.A. (1990): Stable isotope history of the Pleistocene at ODP Site 677. En BECKER Y K.; SAKAL, H. (eds.): *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results III*, Texas, College Station, 295-316
- SHERMAN, D.J. Y BAUER, B.O. (1993) : Dynamics of beach-dune systems, *Progress in Physical Geography*, 17, (4), 413-447
- SHORT, A.D. Y HESP, P.A. (1982): Wave, beach and dune interactions in southeast Australia, *Marine Geology* 48, 259-84
- SMITH.S.E. Y ABDEL-KADER, A. (1988): Coastal erosion along the Egyptian Delta, *Journal of Coastal Research*, 4, (2), 245-255
- VALENTIN, H. (1952): Die Küsten der Erde, *Petermanns Geografisches Mitteilungen, Ergänzungsheft*, 246
- VILAR, J. (1934): *Proyecto de defensa de la playa desde la desembocadura del río Turia al Perellonet*, Informe mecanografiado, Archivo Puerto de Valencia, Enero 1934
- VIÑALS, M.J. (1995): *El marjal Pego-Oliva. Evolución geomorfológica*, Ed. Conselleria de Agricultura y Medio Ambiente, Generalitat Valenciana, 352 pp.

