

11. IMPACTOS SOBRE LAS ZONAS COSTERAS

Antonio Cendrero Uceda, Agustín Sánchez-Arcilla Conejo y Caridad Zazo Cardeña

Contribuyentes

T. Bardají, C. J. Dabrio, J. L. Goy, J. A. Jiménez, C. Möso, V. Rivas, L. Salas, J. P. Sierra, H. Valdemoro

Revisores

I. Losada, R. Medina, C. Peña, J. Rodríguez-Vidal, F. Vilas

RESUMEN

Los principales problemas del cambio climático en las zonas costeras se relacionan con potenciales cambios en la frecuencia y/o intensidad de las tormentas así como con el posible ascenso del nivel medio del mar (NMM). En cuanto al nivel del mar, las previsiones del IPCC para fin de siglo se han ido reduciendo según disponía de datos más fiables desde 50-90 cm (IPCC 1998) a 13-68 cm (IPCC 2001). Los valores de INQUA (International Union for the Study of Quaternary Sea-Level Change and Coastal Evolution Commission) y del IGCP (*International Geosciences Programme Projects* 369 and 437) son aún más modestos: 10-20 cm.

Para las costas del E y S de España los datos disponibles indican una tendencia generalizada de estabilidad o ligero descenso del NMM, aunque localmente la subsidencia pueda enmascarar este efecto (por ejemplo delta del Ebro). Esta tendencia se manifiesta en progradación costera crecimiento de flechas litorales relleno de estuarios y desaparición de humedales. Por el contrario en la costa N los datos indican una tendencia al ascenso con tasas de 3-4 mm/año en la segunda mitad del siglo 20. Esto se une a observaciones concretas que muestran una reducción marcada de muchas playas confinadas retroceso de frentes dunares y acantilados “blandos” o adelgazamiento y/o rotura de flechas litorales difícilmente atribuibles a reducción en el aporte de sedimentos dado que datos recientes indican al contrario aumentos notables de la tasa de sedimentación en estuarios a lo largo del siglo pasado.

Por otro lado diversos trabajos muestran que el NMM se situó casi 1 m por encima del actual hace aproximadamente entre 5500 y 2000 años en momentos en los que las condiciones climáticas fueron similares a las que se esperan para finales del presente siglo.

A partir de esos datos se puede considerar que un ascenso de alrededor de 50 cm para finales de siglo es un escenario razonable. Una hipótesis pesimista bastante menos probable pero no descartable sería un ascenso del orden de 1 m, correspondiente con el máximo de algunas predicciones y con los niveles pasados antes indicados. Esta situación parece bastante menos probable en la costa S y E que en la N.

En el caso de una hipotética subida generalizada del nivel medio del mar (NMM) mar, las zonas más vulnerables serán los deltas y playas confinadas o rigidizadas. La parte del litoral español formada por acantilados de rocas resistentes no presentará problemas especiales. Sin embargo hay un peligro potencial de estabilidad de las costas formadas por acantilados constituidos por materiales incoherentes (no muy significativo). Especulando con el escenario de 0.5 m de máximo ascenso posible en el Cantábrico oriental podría suponer la desaparición del 40 % de las playas siempre y cuando no tenga lugar un aumento de la alimentación de arena (natural o artificial) a esas playas. Un ascenso relativo del NMM de 0.50m sin respuesta sedimentaria asociada supondría la desaparición de alrededor del 50% del delta del Ebro.

No obstante estimaciones más precisas sobre la previsible evolución de este tipo de sistemas litorales deberían tener en cuenta las variaciones en la altura e intensidad del oleaje y de la marea meteorológica.

En las costas bajas (deltas humedales costeros y zonas de uso agrario o construidas en el entorno de estuarios o en llanuras aluviales costeras), ese hipotético ascenso del NMM podría implicar una inundación de las mismas. En el Cantábrico oriental podría suponer la inundación de parte de las zonas bajas estimada en 23.5 km². En el Mediterráneo y Baleares y suponiendo un máximo de 0.5 m, las zonas más amenazadas aparte de los deltas ya mencionados (Ebro y Llobregat) son la Manga del Mar Menor (unos 20 km), las lagunas de Cabo de Gata (5 km) y en el Golfo de Cádiz alrededor de 10 km de la costa de Doñana y unos 100 km² de marismas. Parte de esas zonas están ocupadas por edificios o infraestructuras pero muchas de ellas

tienen uso agrícola o parque natural y podrían permitir la formación de nuevos humedales que compensarían por desplazamiento la previsible pérdida de los que sean anegados.

Es de señalar que adicionalmente a los impactos potenciales derivados del cambio climático otros factores de origen antrópico tales como el aporte de sedimentos por los ríos y las obras costeras son también cuantitativamente muy influyentes en la estabilidad del litoral a corto plazo.

Como estrategias preventivas o de adaptación principales se recomienda actuar de inmediato sobre los factores humanos relacionados con la estabilidad del litoral. Entre estos merecen ser destacados el mantenimiento de descarga y aportes sólidos de los ríos como solución al “origen” del problema (la falta de material sedimentario). Como solución a los “síntomas” del problema (retroceso o movilidad excesiva de la costa) pueden mencionarse la estabilización de playas y dunas la construcción de obras para limitar la capacidad de transporte del oleaje incidente y las aportaciones artificiales de sedimento. En otra categoría están las actuaciones para la protección de valores naturales (ordenación rigurosa del territorio para asegurar el mantenimiento y recuperación de zonas valiosas). También se considera necesario delimitar e inventariar las áreas y elementos afectables por el ascenso del nivel del mar, el oleaje y la marea a fin de definir donde aplicar estrategias de abandono y retroceso o de protección. Actuar sobre dichos factores contribuirá en cualquier caso a paliar los futuros impactos del cambio climático independientemente de las incertidumbres asociadas a magnitud de los mismos.

11.1. INTRODUCCIÓN

La zona costera constituye la interfase entre la atmósfera la hidrosfera y la litosfera lo que la hace especialmente dinámica y sensible a los cambios climáticos. El carácter de interfase confiere a la franja litoral una gran diversidad de ambientes y recursos y la convierte en un área especialmente atractiva para los asentamientos humanos tanto como lugar de residencia como por la gran variedad de actividades productivas que se pueden implantar en ella. El resultado es que alrededor de un 60% de la población se concentra cerca del litoral la mayor parte de ella a pocos kilómetros de la línea de costa (Nicholls y Branson 1998).

11.1.1. Tipos de costa

Dentro del litoral la vulnerabilidad de la zona costera ante los potenciales impactos derivados del cambio climático depende de las características de los sectores o grandes “unidades ambientales” que la constituyen. En este análisis se han distinguido los siguientes grandes tipos de costa:

Costas bajas asociadas a desembocaduras de cursos de agua

En las cuales la interacción entre los ecosistemas y/o actividades humanas y los cambios que afecten al océano o a los caudales fluviales puede dar lugar a problemas especiales.

Estuarios bahías y rías. Entrantes de dimensiones muy diversas alrededor de los cuales se suelen situar costas bajas con humedales y amplias extensiones de zonas intermareales y playas en el interior o en la entrada. Son las zonas de mayor impacto potencial tanto por su naturaleza como por los asentamientos que soportan.

Deltas. Salientes formados en la desembocadura de cursos de agua cuyo aporte de sedimentos supera la capacidad de arrastre de las corrientes y oleaje marinos. No existen en la costa norte por las características geomorfológicas y climáticas allí imperantes.

Humedales (marismas) y lagunas costeras.

Zonas de costa baja no asociadas a estuarios ni a deltas normalmente separadas del mar por sistemas de flechas o cordones litorales y que pueden presentar vegetación marismiega se pueden encontrar, con distintas características a lo largo de todo el litoral español.

Playas.

Playas confinadas: limitadas en su parte superior por a) acantilados o estructuras artificiales que restringen o impiden su migración hacia el interior ó b) en sus contornos laterales por estructuras también naturales (cabos) o artificiales (espigones) que limitan su dinámica longitudinal.

Playas no confinadas: tales como flechas litorales o cordones de arena adyacentes a costas bajas con posibilidades de desplazamiento hacia el interior. Cuando el volumen sedimentario y el clima de vientos lo permiten están asociadas a campos de dunas.

Ambas tipologías pueden encontrarse en todo nuestro frente litoral.

Acantilados.

Acantilados “duros”: formados por rocas compactas resistentes a la erosión. Son zonas que no presentan problemas significativos en relación con este tema y que no serán analizadas en lo sucesivo.

Acantilados “blandos”: constituidos por materiales poco coherentes fácilmente erosionables y que presentan en la actualidad tasas anuales de retroceso de orden decimétrico o superiores.

El primer tipo predomina en el litoral norte y noroeste en el sur y en ciertas partes del litoral mediterráneo Español. Los segundos abundan en el suroeste peninsular y partes del levante.

Puertos.

Zonas rigidizadas y protegidas por estructuras tipo dique vertical o en talud y que requerirían una re-evaluación de su fiabilidad estructural ante un posible cambio climático local.

11.1.2. Distribución relativa

El litoral mediterráneo está formado por una sucesión de tramos acantilados (habitualmente “duros”) y costas bajas en las que desembocan ríos torrenciales denominados ramblas o rieras algunos de los cuales han dado lugar a deltas. El mayor de ellos es el del Ebro. En el litoral valenciano son abundantes los abanicos deltaicos de los ríos Mijares, Palancia y Belcaire que dan lugar a progradación costera. En la costa Sur, donde desembocan amplias ramblas también se han formado deltas entre los que cabe destacar los del Andarax y Adra (Almería) y el del Río Vélez (Málaga).

En zonas bajas se encuentran humedales (marismas) y lagunas costeras de extensión variable separadas del mar por flechas litorales acumuladas debido a la deriva litoral. En algunos casos aparecen humedales y lagunas asociados a los deltas. En general se trata de zonas ampliamente pobladas con gran desarrollo turístico que prácticamente se mantiene a lo largo de todo el año y que además presentan un alto valor ecológico.

El litoral atlántico sur (Golfo de Cádiz) y particularmente la costa de Huelva está constituido por acantilados labrados en materiales predominantemente blandos interrumpidos por desembocaduras fluviales que constituyen estuarios prácticamente colmatados. Todos ellos incluyen sistemas de flechas litorales arenosas formadas a favor de una deriva general hacia el E-SE que encierran hacia tierra sistemas de marismas la mayor de las cuales es la del Guadalquivir sobre la que se asienta el Parque Nacional de Doñana. También hay grandes bahías las mayores de las cuales son las de Cádiz y Algeciras.

En Canarias hay un abrumador predominio de los acantilados “duros”, siendo escasa la longitud de playas (muchas de ellas de cantos), las cuales solamente alcanzan un desarrollo amplio en el S de Gran Canaria y en Fuerteventura.

El litoral galaico-cantábrico está constituido en su mayor parte por acantilados con una abrumadora proporción de acantilados “duros”. En la costa gallega occidental los elementos paisajísticos predominantes son las rías mientras que en la costa cantábrica cobran especial importancia las bahías o rías con amplias zonas intermareales y marismas en su entorno. Las bahías y estuarios de este litoral acogen la mayoría de las poblaciones importantes de las comunidades situadas junto al mismo.

11.1.3. Valores y problemas

Los valores principales de la zona litoral incluyen la peculiaridad y escasez de determinadas unidades de alto interés ecológico (dunas marismas y zonas intermareales ciertos acantilados), así como otros recursos que sirven de base para importantes sectores económicos en particular el paisaje y las playas que son el sustento del sector de turismo y ocio.

Los problemas que se plantean en relación con la preservación y uso sostenible de los recursos citados se derivan de la presión que sobre los mismos ejercen las diferentes actividades que les afectan las cuales además a menudo entran en conflicto entre sí.

Así, la extensión y el estado de conservación de unidades valiosas han sufrido en las últimas décadas un fuerte deterioro como consecuencia de las presiones urbanísticas (en gran medida relacionadas con el turismo), especialmente aunque no solo en las costas del Mediterráneo Golfo de Cádiz y archipiélagos. También son notables los problemas de contaminación que afectan a algunos de estos medios especialmente albuferas marismas y zonas intermareales como consecuencia de actividades agrícolas industriales o residenciales (por ejemplo la albufera de Valencia Mar Menor, entorno de Doñana estuarios cantábricos etc.).

Los campos de dunas han experimentado en algunos casos una remoción total por explotaciones de arena (Almería Cantabria) y en muchos otros casos han sido destruidos por construcciones ubicadas sobre los mismos. La eliminación del papel de intercambio de las dunas con las playas junto con la regulación de las cuencas fluviales que ha reducido de forma notable el aporte de sedimentos y la construcción de distintas infraestructuras litorales son las principales causas de inestabilidad de los litorales de materiales no consolidados (playas deltas), especialmente en el Mediterráneo.

Las actividades de desecación y relleno de marismas y zonas intermareales para distintos tipos de usos han sido el principal factor de degradación de estas importantes unidades a lo largo del pasado siglo especialmente en la costa cantábrica. Afortunadamente en los últimos años se han acometido algunas acciones encaminadas a revertir ese proceso.

La sobre-explotación de acuíferos y la consiguiente intrusión salina es otro problema que afecta a muchos sectores de los litorales E y S.

Por último cabe señalar el fuerte deterioro de la calidad del paisaje (recurso de gran importancia tanto para el sector turístico como para la calidad de vida de la población), que se ha producido como consecuencia de las construcciones a lo largo del litoral proceso especialmente marcado en las costas mediterránea del Golfo de Cádiz y las islas.

En general la ordenación del territorio (distribución de usos y actividades) junto con la construcción de infraestructuras imponen una rigidez a la franja costera que necesita ser compatibilizada con el carácter inherentemente dinámico de la interfase mar-tierra.

Los problemas señalados representan también las principales amenazas sobre el litoral de cara al futuro y es dentro de ese contexto donde conviene considerar los posibles impactos derivados del cambio climático a fin de evaluar su importancia en comparación con los anteriores.

11.2. SENSIBILIDAD AL CLIMA ACTUAL

11.2.1. Clima actual. Estado de referencia

El clima actual de la zona costera galaico – cantábrica se caracteriza (medias para el periodo 1971-2000) por temperaturas suaves con medias anuales que oscilan entre 13.2° C (San Sebastián-Igueldo) y 14.8° C (Pontevedra), medias de las máximas entre 16.2° C (Igueldo) y 19.1° C (Pontevedra) y media de las mínimas entre 9.4° C (Bilbao-Sondica) y 11.4° C (Coruña). Las precipitaciones anuales oscilan entre 971 mm (Gijón) y 1909 mm (Vigo).

En la costa atlántica del Golfo de Cádiz el clima es de tipo mediterráneo con influencia atlántica y temperaturas medias anuales en torno a los 17-19° C, con máximas en verano de 35° a 40° C. Las precipitaciones anuales medias se sitúan por debajo de los 600 mm, con dos máximos (Noviembre-Diciembre y primavera).

El clima actual del sur y sureste de la costa mediterránea es semiárido con temperaturas medias en verano (julio) que aumentan desde el litoral valenciano (24.6°C) al de Málaga (25.6°C), para disminuir de nuevo hacia Gibraltar (24.4°C) debido a la proximidad del Atlántico. Las medias anuales de invierno (enero) mantienen las mismas tendencias: Valencia (10.3°C), Málaga (12.5°C) y Gibraltar (12.4°C). En las Islas Baleares las temperaturas medias varían entre los 18 y los 15° C, con medias invernales de 10° C y veraniegas de 24.5° C.

Las precipitaciones medias anuales mínimas (200-300 mm) se registran en la costa alicantina y almeriense y las medias más altas (500-750 mm) en las de Valencia y Málaga. Un rasgo peculiar es la aparición de desviaciones anormales de los valores de las precipitaciones con trombas que en pocas horas descargan gran volumen de agua a veces un tercio o la mitad de la precipitación media anual. Las precipitaciones medias en las Islas Baleares rondan los 500 mm y se concentran entre septiembre y mayo.

Vientos y oleaje

Los vientos dominantes tienen gran repercusión en la zona costera al influir directamente en la dirección del oleaje incidente y por ello en las corrientes costeras y el transporte sedimentario asociado.

En la costa catalana los vientos y oleajes predominantes son de levante (temporales más energéticos de oleaje al tener una mayor área de generación), del sur (“Garbo” en lengua vernácula) y del norte (“Tramontana”) a noroeste (“Mestral”). La altura de ola significativa media anual es inferior aunque próxima al 1.0 m y los temporales pueden alcanzar alturas de ola significativa máximas próximas a 6.0 m con olas individuales de hasta 10.0 m (Gómez *et al.* 2001). En el litoral de Alicante y la parte oriental de Murcia el más influyente es el levante y el sureste aunque también actúan el poniente y el noroeste (Mistral). Hacia el sur, cobra gran importancia uno de los vientos más característicos del Mediterráneo occidental: el “Siroco” o lebeche viento del suroeste muy caliente en verano y de temperatura moderada en invierno que entre el Cabo de la Nao (Alicante) y Cabo de Gata (Almería), lleva asociadas tempestades de polvo que depositan un sedimento rojo conocido como “polvo sahariano” el cual influye notablemente en el ciclo vital de la flora y fauna de las humedales costeros. Entre Almería y Málaga tienen gran relevancia los vientos del suroeste asociados a las borrascas invernales. Suelen venir acompañados de lluvias y producen sobre-elevaciones del nivel local del mar que favorece la erosión del litoral.

En el Golfo de Cádiz los vientos dominantes son los del SW, a los que se debe la dirección de deriva litoral generalizada hacia el E en la costa de Huelva donde contribuye de forma importante a la formación de barras arenosas que crean extensas flechas litorales. No obstante

también son importantes los vientos del SE y E por su importancia en los procesos costeros erosivos asociados a temporales de Levante.

En Baleares y según sea la orientación de la costa los vientos más influyentes son del norte (Tramuntana), suroeste y sureste. Estos vientos acumulan campos dunares e inducen derivas litorales más o menos permanentes que favorecen el crecimiento de flechas litorales en la albufera de Alcudia y la antigua albufera de Palma hoy colmatada. Los temporales asociados a los vientos del sur pueden apilar olas que superan los 5 m de altura al sur de Mallorca.

En la costa galaico-cantábrica los vientos dominantes que influyen en la estabilidad del litoral son de componente NW, siendo los temporales de este tipo los que originan oleaje de gran altura que con frecuencia da lugar a episodios erosivos en las playas e incluso a la rotura de algunas flechas de arena. Es frecuente observar en playas confinadas de este litoral una marcada pérdida de arena a raíz de temporales de NW, la cual tiende a recuperarse con el cambio de condiciones. De hecho son numerosos los casos de playas de este tipo que desaparecen o se reducen fuertemente en época invernal y retornan en primavera-verano al reducirse la frecuencia de los citados temporales. En la costa de las rías bajas tienen también importancia los temporales asociados a vientos de componente SW.

Mareas

En la costa galaico-cantábrica el rango de mareas oscila entre algo menos de 1.5 m en mareas muertas y más de 4 m en mareas vivas desniveles que pueden verse acentuados en caso de sobre-elevaciones por efectos meteorológicos (temporales del NW, bajas presiones).

El Golfo de Cádiz es mesomareal con mareas astronómicas de rangos medios de 2 m (Dabrio *et al.* 1980).

La costa mediterránea es micromareal y la componente astronómica es del orden de los 8-10 cm pero en unión de la brisa diaria puede sobre-elevar el nivel medio alrededor de 30 cm en buen tiempo (Dabrio y Polo 1987).

Durante los temporales y los episodios prolongados de vientos de levante y poniente la sobre-elevación debida a la marea meteorológica puede superar el metro en los segmentos costeros orientados hacia ellos. El periodo de retorno de estos eventos excepcionales varía desde los 10 años para una sobre-elevación de 1 m a 100 años para 1.5 m (Sánchez Arcilla y Jiménez 1994).

11.2.2. Efectos de la variabilidad climática en la costa a partir de su evolución pasada

Las tendencias de cambio que se han establecido para la zona cantábrica durante el Holoceno (Figura 11.1); a partir de Menéndez Amor 1961a, 1961b, 1961c 1963, Menéndez Amor y Florchutz 1961, 1963, 1964, Mary 1968, 1973, 1975, 1979, 1985, 1992, Mary *et al.* 1975, Mariscal 1983, 1986, 1987, Peñalba 1989, Cearreta *et al.* 1990, Salas 1993, González *et al.* 1996, 1999), indican que hacia 5500 BP se alcanzó un máximo térmico relativo acompañado por un descenso en las precipitaciones medias. En los primeros siglos de nuestra Era hubo un nuevo episodio de calentamiento relativo al que siguió una etapa de enfriamiento que culminó en la Pequeña Edad de Hielo tras la cual se inició la tendencia al calentamiento que continúa en la actualidad. Las proyecciones hechas a partir de los modelos disponibles sugieren que durante el presente siglo podrían alcanzarse condiciones similares a las esos “máximos climáticos” holocenos.

Aunque los datos disponibles sobre las fluctuaciones del nivel marino en esas épocas no son demasiado concluyentes ya que presentan algunas contradicciones aparentes entre distintas zonas (Tabla 11.1), en el Holoceno cantábrico hay evidencias de fases transgresivas en las que el nivel del mar superó su posición actual separadas por pulsaciones regresivas según se desprende de los numerosos análisis (palinología, antracología, paleontología, arqueología, morfología, sedimentología, etc.) llevados a cabo por distintos autores en depósitos costeros emergidos y en rellenos estuarinos (Altuna *et al.* 1989, Cearreta 1992, 1993, 1994, 1998, Cearreta y Murray 1996, Edeso 1990, 1994, Flor 1983, 1995, Hoyos Gómez 1987, Mary 1968, 1975, 1979, 1985, Mary *et al.* 1975, Moñino 1986, Moñino *et al.* 1988, Mosquera *et al.* 1994, Rodríguez Asensio y Flor 1980, Rivas y Cendrero 1987, Santos Fidalgo *et al.* 1993, Santos Fidalgo y Vidal Romaní 1993a, Vidal Romaní *et al.* 1997). El primer avance marino corresponde a la transgresión flandriense claramente identificada y datada en otros lugares de Europa. En este momento el nivel del mar pudo alcanzar cotas entre 1 y 3 m por encima del nivel actual (según distintos autores). La transgresión marina posterior al inicio de la Era Cristiana parece haber sido de magnitud inferior.

En la costa del Golfo de Cádiz las secuencias polínicas deducidas a partir de los registros en sondeos perforados en lagunas costeras y estuarinas (Zazo *et al.* 1996, Yll *et al.* 2003), no señalan cambios térmicos apreciables durante el Holoceno medio y reciente pero sí una tendencia a la aridez a partir de ca. 5000 BP (Zazo *et al.* 1999). Esta tendencia general se ve interrumpida por episodios cortos (de escala centenaria) de mayor aridez entre 2700-2400 BP y 900-800 BP (Borja *et al.* 1999).

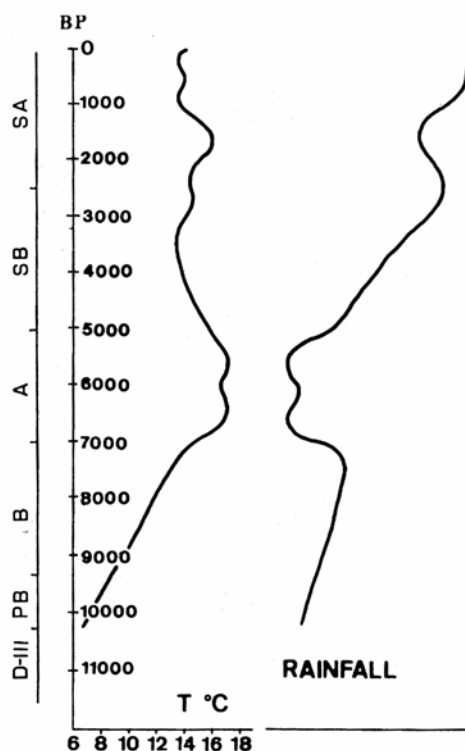


Fig. 11.1. Tendencias de cambio que se han establecido para la zona cantábrica durante el Holoceno (González *et al.* 1996)

Tabla 11.1. Dataciones de niveles marinos holocenos en el Cantábrico. Nota: las cotas indican la posición de los depósitos respecto al nivel medio intermareal actual y no del nivel del mar en la fecha en que se indica

Muestra	Situación	Localidad	Edad BP	Altura	Autor
R. vegetales	Estuario IS 1	Río Bidasoa	7.810±130	- 25 m	Cearreta <i>et al</i> , 1992
R. vegetales	Estuario IS 2	Río Bidasoa	6.590±120	- 15,5 m	Cearreta <i>et al</i> , 1992
R. vegetales	Estuario IS 2	Río Bidasoa	6.630±120	- 2 m	Cearreta <i>et al</i> , 1992
Turba	Playa	Gerra I	5.880±130	Intermareal	Mary, 1.979
Troncos	Playa	Gerra III a	5850±200	Intermareal	Mary, 1.979
M. orgánica	Estuario	Herriko Barra	5.810±170	Intermareal	Cearreta <i>et al</i> , 1990
Turba	Playa	Gerra II	5.300±120	Intermareal	Mary, 1979
Troncos	Playa	Gerra III b	5.250±90	Intermareal	Mary, 1.979
M. orgánica	Estuario	Herriko Barra	4.920±100	+ 2,5 m	Altuna <i>et al</i> , 1.990
Turba	Playa	Arroyo Bederna	4.770±110	Intermareal	Mary, 1.979
Turba	Playa	Ares	4.350±90	Intermareal	Santos-Vidal, 1993
Tronco	Playa	Trengandín	4.070±100	Intermareal	Cearreta, 1.993
Turba	Playa	Ares	3.970±50	Intermareal	Santos-Vidal, 1.993
Madera	Playa	Ares	3.450±100	Intermareal	Santos-Vidal, 1.993
Madera	Playa	Trengandín	3.080±100	Intermareal	Cearreta, 1.993
Tronco	Playa	Trengandín	2.890±70	Intermareal	Salas <i>et al</i> , 1996
Madera	Fluvial	Besaya-Torrelav.	2.780±80	- 0,5 m	Salas <i>et al</i> , 1996
R. vegetales	Estuario IS 2	Río Bidasoa	2.740±90	- 5 m	Cearreta <i>et al</i> , 1992
Carbón vegetal	Estuario	Xivares	2.150±110	+ 1 m	Mary, 1.968
	Rasa	Fontías	1.920±120	+ 1 m	Mary, 1975

En cuanto a las variaciones del nivel del mar, los estudios del relleno de los estuarios (Dabrio *et al.* 2000) y de los sistemas de flechas litorales (Zazo *et al.* 1994, Goy *et al.* 1996, Zazo *et al.* 1996) sugieren que una vez alcanzado el máximo holoceno (ca. 7000 cal BP), la tendencia general es al descenso del NMM, interrumpida por cortos intervalos de ascenso relativo de magnitud inferior al metro hacia 2700 BP y 500 BP.

Rodríguez Ramírez *et al.* (2000) han estudiado los sistemas de flechas litorales del Golfo de Cádiz observando que continúa la progradación costera y que en las últimas cuatro décadas (1956-1996) se han formado cinco crestas de playa.

En la costa mediterránea los análisis polínicos de testigos de sondeos perforados en desembocaduras fluviales del litoral de Almería (Yll *et al.* 1994, Pantaleón-Cano *et al.* 1996, Jalut *et al.* 2000) registran un cambio radical de la cobertura vegetal que apunta a un cambio desde condiciones húmedas a áridas a los ca. 5400 cal BP. La tendencia a la aridez se extiende hasta nuestros días aunque interrumpida varias veces por periodos extremadamente áridos de duración secular hacia 4200 cal BP 2700 cal BP y 1900 cal BP (Goy *et al.* 2003).

Los sistemas de flechas litorales de Almería suministran datos sobre los cambios de nivel relativo del mar. La tendencia general es hacia el descenso lo cual permite el mantenimiento de la progradación de la llanura costera pero se detectan varios episodios de ascenso relativo del NMM de duración secular. La magnitud de estas subidas registradas a 5400 cal BP, 3100 cal BP 1900 cal BP y 500 cal BP, no supera el metro. Fernández Salas *et al.* (2003) han estudiado el prodelta del río Guadalhorce (Málaga) deduciendo que el depósito de las unidades sedimentarias posteriores al máximo transgresivo (ca. 7000 BP) está controlado por cambios eustáticos que presentan dos ciclos de pequeña amplitud (pocos metros) y una periodicidad de alrededor de 3000 años. Dentro de un ciclo la mayor duración corresponde al periodo

progradante (regresivo) cuando hay más aporte sedimentario a la costa mientras que los periodos de ascenso son más cortos situándose uno muy marcado hacia los ca. 3000 BP.

En el delta del Ebro un área marcadamente subsidente, Somoza *et al.* (1998) han descrito las oscilaciones eustáticas para los últimos 7000 años. Estimaciones indirectas más recientes de las tasas de subsidencia van desde el 1.0 mm/año a los 5.00 mm/año (Sánchez-Arcilla *et al.* 1998). El rango de las estimaciones varía con la metodología empleada para obtenerlas (balance sedimentario levantamientos topográficos antiguos *levees*) y con el espesor y edad de la zona deltaica considerada.

En el Archipiélago Balear (Burjachs *et al.* 1994), los análisis polínicos de sondeos al norte de la Albufera de Alcudia (Mallorca) registran condiciones húmedas durante el óptimo climático holoceno (7100-6000 BP), con abundante aporte sedimentario a la costa. A partir de 6000 BP la vegetación evidencia un cambio hacia la aridez que se incrementa hacia los 2400 BP. También las terrazas marinas holocenas y los sistemas de flechas litorales de las bahías de Alcudia y el Prat (Mallorca) registran el descenso relativo del NMM desde los 7000 BP (Goy *et al.* 1997), en una tendencia interrumpida por episodios cortos de elevación relativa hacia 4400 BP, 3000 BP 1800 BP y 500 BP.

11.2.3. Costa actual. Estado de referencia

La respuesta costera sedimentaria a los cambios climáticos previstos para el futuro debe analizarse desde el conocimiento de la situación actual y su evolución en el pasado ya que sin establecer un estado de referencia no hay comparación posible.

La historia evolutiva pasada revela una tendencia general a la progradación en la costa suratlántica registrada en los sistemas de flechas litorales (ver figura 11.27: unidades H de Zazo *et al.* 1994 y Dabrio *et al.* 1996) integradas por un cierto número de crestas y surcos pequeños o swales. El estudio de la evolución de esos mismos sistemas de flechas litorales en las últimas décadas (Rodríguez Ramírez *et al.* 2000) sugiere que continua la tendencia progradante.

Del mismo modo tienden a desaparecer las llanuras mareales (un tipo de humedales), que en estado natural alcanzaron su máximo desarrollo hacia 2400 BP (Dabrio *et al.* 2000), debido al incremento de las tasas de progradación costera y la acreción vertical de las unidades sedimentarias en el interior de los estuarios.

Por otro lado hay pruebas de que parte de la costa del Golfo de Cádiz experimenta en su situación actual una erosión acelerada (figura 11.2). Buena prueba de ello son las torres vigía que la jalonan cuya construcción data de finales del siglo XVI a inicios del XVII las casamatas defensivas de la década de 1930, y el retroceso palpable de los acantilados blandos de El Asperillo (Huelva), Sanlúcar de Barrameda Chipiona y otros puntos del entorno de la Bahía de Cádiz en el último cuarto de siglo (figura 11.3).

Investigaciones recientes en todo el litoral gaditano a partir de fotografías aéreas fotografías históricas y control continuo de perfiles de playa en 34 estaciones (Del Río *et al.* 2002) han revelado que las dos causas principales de la erosión costera derivan de intervenciones humanas relativas a la construcción: embalses que reducen el aporte sólido a la costa y estructuras (diques espigones puertos y otras edificaciones) que alteran la dinámica litoral.

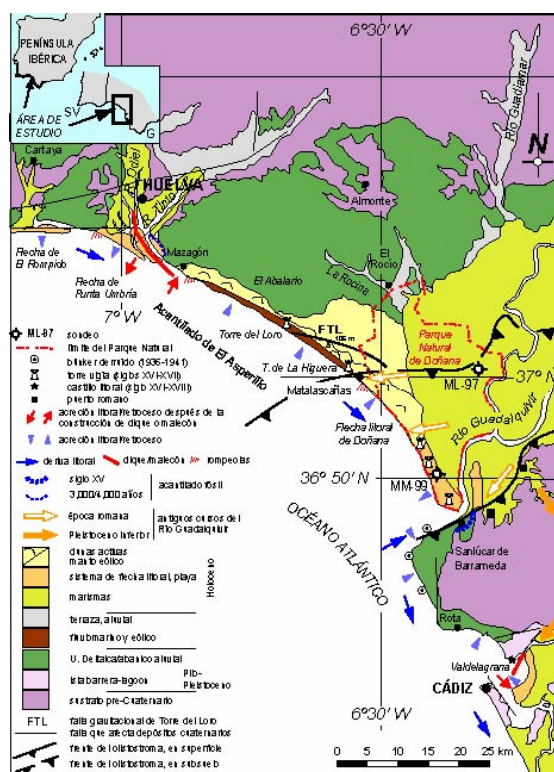


Fig. 11.2. Situación actual erosiva de la costa de Cádiz (Zazo et al. 1987 mod.)

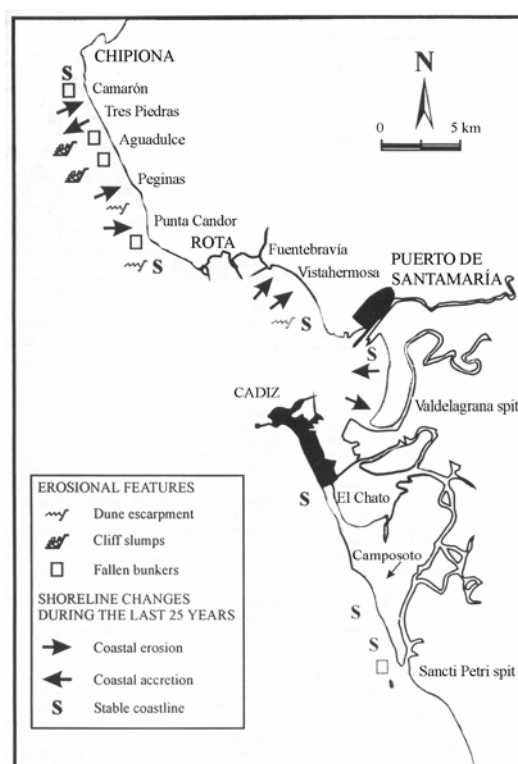


Fig. 11.3. Retroceso de acantilados blandos en la Bahía de Cádiz (Del Río et al. 2002)

En el área mediterránea la erosión se ha disparado a raíz de la drástica reducción de los aportes sólidos fluviales debido a la regulación y reforestación de las cuencas fluviales y la construcción de embalses. La evolución costera del delta del Ebro muestra claramente esta tendencia (Sánchez-Arcilla *et al.* 1998). La mayor parte de las zonas afectadas por erosión acelerada se debe a la construcción de puertos que interrumpen la deriva litoral agravada por la edificación de urbanizaciones e infraestructuras y las frecuentes estructuras de defensa de costa que se les suelen asociar. En algunos casos ello ha supuesto la erosión de la franja arenosa que separaba humedales costeros del mar, como entre Puçol y Massalfasar debido al puerto de Sagunto la restinga de la Albufera entre Valencia y Cullera por el puerto de Valencia y el cordón de cierre de la laguna de Santa Pola por el puerto de Santa Pola (Alicante). En otros ha disparado la erosión de playas y llanuras costeras como en puerto de Mazarrón (Murcia) y Carboneras (Almería).

La aplicación de revestimientos en zonas donde el retroceso ya es un hecho (por ejemplo en la Manga del Mar Menor) rompe el equilibrio natural verano/invierno y produce dos efectos negativos: inhibe el crecimiento de la playa en verano al impermeabilizar la zona de swash e impide la erosión de la parte alta de la playa en invierno y por consiguiente la formación de la barra de sedimento que actúa de despensa en la zona de transición al shoreface. En todos estos casos la estima del transporte tanto longitudinal como transversal presenta múltiples incertidumbres para el clima actual (Sánchez-Arcilla *et al.* 2001), que se acrecentarán para futuros escenarios climáticos.

En las costas del norte la situación es diferente ya que las cuencas que vierten a las mismas no han experimentado en general una regulación importante. En estas costas hay evidencias de incrementos apreciables en el aporte de sedimentos en tiempos recientes seguramente como consecuencia de intervenciones humanas (Cendrero 2003, Cendrero *et al.* 2004, Méndez *et al.* 2004, Remondo *et al.* 2004, Rivas *et al.* 2004). Sin embargo son perceptibles en muchos lugares los retrocesos de playas y frentes dunares o incluso la erosión acelerada de acantilados “blandos” (Rivas 1991, Rivas y Cendrero 1991, 1992, 1995).

11.2.4. Escalas espaciales

Para analizar el posible cambio futuro han de combinarse las escalas espaciales y temporales a las que actúan los procesos morfodinámicos. La definición de estas escalas ha de empezar a partir del conocimiento disponible de los factores impulsores y de la respuesta costera observada. El principal problema radica en que un agente (por ejemplo el oleaje) actúa a diferentes escalas de maneras también diferentes. A la escala principal del proceso considerado el agente será “controlador” mientras que a otras escalas jugará el papel de “ruido” o de condición de contorno (de Vriend 1991). Como ilustración se considerará el transporte longitudinal de sedimentos inducido por el oleaje en la costa del delta del Ebro (Figura 11.4). La escala “natural” del transporte longitudinal es de medio plazo es decir, de unos cuantos años. Si esta escala coincide con la del estudio el transporte longitudinal será el principal componente de este estudio y su papel queda ilustrado en la figura 11.4b que muestra como las tasas de transporte neto anual permiten explicar el balance sedimentario correspondiente. Esto significa también que los cambios volumétricos a largo plazo estarán controlados principalmente por el patrón de transporte longitudinal neto.

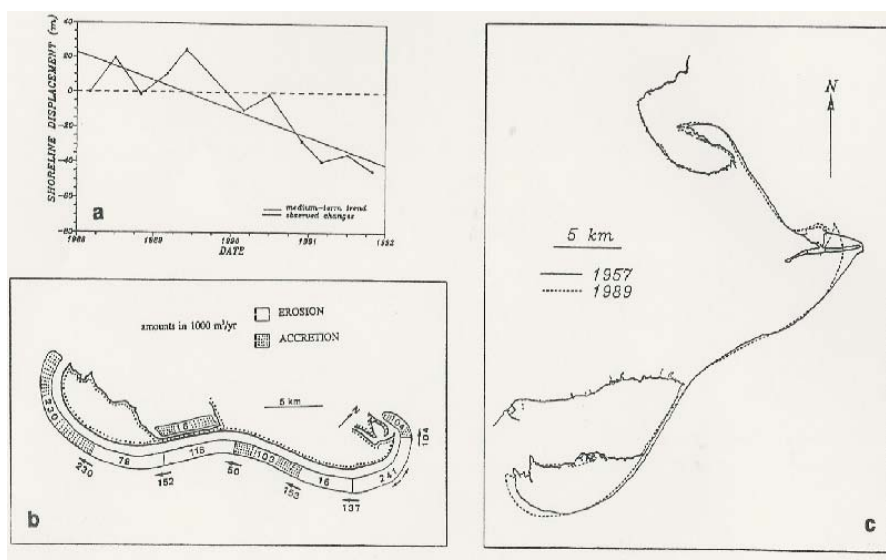


Fig. 11.4. Papel del transporte de sedimentos a lo largo de la costa según las diferentes escalas de tiempo: (a) a corto plazo (b) a medio plazo y (c) a largo plazo (adaptada de Jiménez y Sánchez-Arcilla 1993)

Cuando la escala de estudio es menor que la del proceso este actuará como una condición de contorno tal como indica la figura 11.4, en la que los movimientos de un perfil costero de la costa del delta del Ebro aparecen dibujados “contra” la tendencia a medio plazo. Pueden observarse las oscilaciones estacionales clásicas en el comportamiento transversal de la franja costera. La tendencia media que se muestra en esta misma figura está asociada al gradiente positivo en el transporte longitudinal neto que induce un comportamiento erosivo y representa por tanto una condición de contorno externa.

Finalmente cuando la escala de estudio es mayor que la del proceso considerado éste tendrá un efecto residual o de “ruido”.

Como ilustración y tal como se indica en la figura 11.4, la evolución a largo plazo de la costa del delta del Ebro muestra un remodelado que puede definirse en términos del correspondiente balance sedimentario. El transporte longitudinal de sedimentos no puede considerarse responsable de este balance pues el sistema está casi “cerrado” al menos para la fracción arena (Jiménez *et al.* 1993). Sin embargo la remodelación observada es debida al transporte longitudinal neto por lo que este proceso a esta escala de largo plazo tendrá un efecto residual como remodelador pero no contribuirá al balance en esta escala.

La respuesta costera es función de la climatología geomorfología y estructuras existentes en el tramo de costa y posee una multiplicidad de escalas. Para el análisis de la respuesta costera a un posible cambio climático a escala local se consideran normalmente tres:

1. Escala a largo plazo que es la más directamente relacionada con los cambios a escala global (en planta perfil y balance sedimentario) y que está controlada por agentes tales como: input sedimentario de los ríos cambios relativos en el nivel tierra-mar, transporte de sedimento en el límite interno de la plataforma intercambios sedimentarios entre la franja costera y la zona terrestre adyacente (debido por ejemplo al transporte eólico) y variaciones a escala decenal de los factores climáticos. También se puede considerar como agentes a esta escala el efecto residual del transporte longitudinal de sedimentos.

2. Escala a medio plazo que está asociada a cambios costeros sistemáticos del orden de kilómetros y con una variabilidad temporal del orden de años. La principal respuesta

costera observable a esta escala es el remodelado de la costa y el principal factor controlador son los transportes (longitudinal y transversal) netos de sedimento. Los cambios costeros resultantes son el resultado de integrar los diferentes trenes de oleaje que actúan en una costa todo y que la manera de promediarlos dista de estar universalmente aceptada.

3. *Escala episódica* que está asociada a la acción de términos impulsores extremos actuando durante unos pocos días y con un período de retorno del orden de décadas. Estos agentes producen importantes modificaciones de tipo impulsivo en la zona costera y para el caso de nuestra costa mediterránea se consideran esencialmente dos: a) la acción de tormentas caracterizadas simultáneamente por mareas meteorológicas y oleaje altamente energético (que resultará en patrones de erosión acentuados y eventuales roturas de tramos costeros más frágiles) y b) riadas extremas que producirán un importante suministro sedimentario en un corto período de tiempo y simultáneamente un remodelado intenso de la zona próxima a la desembocadura de los ríos. Estos sucesos impulsivos se caracterizan por una respuesta costera inmediata a partir de la cual el tramo costero afectado se irá recuperando posteriormente con una escala temporal diferente y que entra dentro de lo que se ha calificado de medio plazo. El posible cambio climático a escala local afectará sin duda la distribución de estos extremos por lo que su estudio es particularmente importante para caracterizar el impacto del cambio climático en nuestra costa.

La respuesta costera observada dependerá en cada caso de la escala de tiempo seleccionada para el estudio. La vulnerabilidad de los diferentes tipos de respuestas costeras al cambio climático dependerá, como ya se ha indicado de la geomorfología la climatología y las estructuras existentes. Las costas acantiladas serán en este sentido menos vulnerables y menos dinámicas mientras que las costas sedimentarias con un volumen granular limitado serán las más vulnerables. Las costas sedimentarias con un volumen “indefinido” de material aunque susceptibles de grandes cambios por el impacto de la climatología poseerán una vulnerabilidad más limitada. Los dos tipos de costa que (por ser el resultado del balance entre factores terrestres marinos y atmosféricos) están en un equilibrio más frágil y son por tanto más vulnerables al posible cambio climático local son los deltas y estuarios que serán tratados particularmente en este capítulo.

11.3. IMPACTOS PREVISIBLES DEL CAMBIO CLIMÁTICO

Los factores modeladores de la zona litoral se relacionan por un lado con procesos que tienen lugar en las cuencas fluviales y por otro lado con la dinámica marina. Entre los primeros están los que influyen en la generación y transporte de sedimentos hacia la costa (cambios de cobertura y usos del territorio construcción de embalses cambios en el régimen de precipitaciones etc.). Entre los segundos se pueden señalar las variaciones del nivel medio del mar, intensidad frecuencia y dirección dominante de los vientos y del oleaje. Todos ellos influyen en el equilibrio entre erosión y sedimentación pero también en la extensión y estado de las zonas húmedas y en las tasas de erosión en acantilados.

Los impactos del cambio climático en sí (variaciones de temperatura y precipitaciones tendencia a la humedad o a la aridez cambios del nivel del mar, etc.) no presentan una especificidad propia en la zona costera salvo naturalmente en lo que respecta a la interacción entre atmósfera-océano y litoral y sus consecuencias para las actividades ligadas a éste. Por ejemplo: un aumento térmico de algunos grados y una disminución de las precipitaciones podría producir un impacto positivo en las costas norte y noroeste por el mayor confort climático y reclamo turístico pero en la costa levantina tendría el efecto contrario agravado por la torrencialización de los cursos fluviales y el desequilibrio subsiguiente de la dinámica costera.

Un aspecto esencial del estudio de los factores impulsores es determinar su posible variación en el tiempo e incluso su recurrencia y en ese caso la periodicidad con que tienen lugar los acontecimientos. Ello puede intentarse a partir de los testigos de sondeos en hielo fondos marinos lagunas y humedales costeros o interiores sísmica de alta resolución en la plataforma continental y análisis morfo-sedimentario de las unidades costeras apoyados todos ellos en dataciones radiométricas. Ello es vital para distinguir el cambio climático natural evidentemente fluctuante del causado por actuaciones antropogénicas y discriminar entre ellas.

La situación actual y las tendencias de cambio observadas en el pasado reciente junto con las proyecciones a partir de los modelos climáticos (ver capítulo sobre “El clima en España: pasado presente y escenarios de clima para el siglo 21”), sugieren que en el último tercio del presente siglo podemos encontrarnos con temperaturas medias y máximas que superen a las actuales entre 2 y 3 grados en la costa N y NW y entre 4 y 5 grados en las costas E y S. Las lluvias experimentarán un aumento de la estacionalidad en el N y NW, con ligeros aumentos de la precipitación acumulada en otoño-invierno y disminuciones más marcadas en primavera-verano. En la zonas meridional y oriental por el contrario son de esperar disminuciones de las precipitaciones en todas las estaciones (aunque no muy marcadas). En lo que se refiere a posibles cambios en la intensidad frecuencia y dirección de los vientos no se señalan diferencias significativas.

Nos encontramos por tanto ante un escenario en el cual a la magnitud de las variaciones esperables no solo relacionadas con el aumento del nivel medio del mar sino también con respecto a la situación actual de las variables climáticas que influyen sobre el oleaje la marea aporte de agua y sedimentos y por tanto en la estabilidad de la costa (fundamentalmente de las playas) habría que sumar los efectos que sobre esos procesos han tenido y pueden tener las acciones humanas.

11.3.1. Nivel medio del mar

El término “nivel del mar” indica una situación teórica y se refiere a un punto del litoral que se supone fijo y estable. En España se utiliza una marcación fijada oficialmente en Alicante. Al hablar de “nivel medio”, se acepta cierta variabilidad vertical del nivel del mar que se considera “normal” y que tiene en cuenta ciertas oscilaciones de período más largo que las olas de largo período presentes en la costa.

Habitualmente se consideran tres componentes en estas oscilaciones:

1. La componente periódica asociada con la marea astronómica
2. La componente no periódica asociada con la marea meteorológica
3. Una componente de variación más lenta asociada a la variación relativa de los niveles tierra-mar

La componente astronómica juega un papel primordial en las costas mesomareales y macromareales del litoral atlántico español pero en la costa micromareal Mediterránea su efecto es muy pequeño pues su rango no suele superar los 25-30 cm.

La marea meteorológica se debe al efecto combinado de la presión atmosférica (efecto barómetro invertido) y la tensión tangencial del viento. Las sobre-elevaciones del orden de 1 m tienen un periodo de retorno del orden de 10 años mientras que las de 1.5 m tienen un periodo de retorno del orden de 100 años. Si se suma un posible ascenso del NMM relacionado con el cambio climático los periodos de retorno de las grandes sobre-elevaciones se reducen notablemente: para un ascenso de 0.46 m, el periodo de retorno de las olas de 1.5 m se reduce

de 100 a 9 años en el delta del Ebro. En cambio las costas con mayores rangos de marea están menos expuestas a estos efectos.

La tercera componente se refiere al nivel relativo tierra-mar y se refiere a la superposición de la variación eustática (el cambio del NMM) y los desplazamientos locales verticales del sustrato. Es esa relación la que realmente modela la franja costera. Normalmente esta componente se calcula a partir de los datos de mareógrafos y reflejan la composición del nivel eustático y el cambio local en el lugar donde el mareógrafo está ubicado (Emery y Aubry 1991, Pirazzoli 1991). Ello implica que deben extremarse las precauciones cuando se extrapolan los valores a costas próximas en particular a las áreas deltaicas en las que la subsidencia (hundimiento) local supera la componente eustática como han documentado Suanez (1997) y Morhange (1994) comparando los datos de Marsella (elevación 1mm/año) y del delta del Ródano (3 mm/año). En el delta del Ebro el ascenso se estima en 2 a 5 mm por año (Smith *et al.* 2000).

Con relación al nivel relativo del mar, la tendencia general es la de descenso desde los 5.300 cal BP. Se trata de variaciones centimétricas que están relacionadas con la mayor o menor entrada de Agua Atlántica superficial al Mediterráneo con el reforzamiento de los vientos y probablemente con la NAO (Oscilación del Atlántico Norte). Los sistemas de flechas litorales están constituidas por crestas y surcos de playa cuyo periodo de generación está relacionado con el ciclo de las manchas solares (Zazo *et al.* 1994, Goy *et al.* 2003).

En los litorales del Atlántico (Golfo de Cádiz), la progradación costera está representada por el desarrollo de flechas litorales y el inicio del relleno de los estuarios (Zazo *et al.* 1994, Goy *et al.* 1996), Dabrio *et al.* 2000, Lario *et al.* 2002) se produce a partir de ca. 2700 BP, señalando una tendencia general de descenso del nivel del mar a partir de ese momento hasta nuestros días. Los datos más recientes (Rodríguez-Ramírez *et al.* 2003), que cubren las últimas 4 décadas (1956-1996), señalan una estrecha correlación entre la periodicidad de los vientos del SW, el número de temporales y la formación de “minicrestas” de playa que constituyen el sistema de flechas de Doñana.

Datos existentes sobre las variaciones del nivel marino en la costa norte (Gómez Gallego 1994) durante el pasado siglo indican que entre 1972 y 1990 pudo haber un ascenso de 6-7 cm, (figura 11.5), si bien estos valores presentan ciertas dudas. Publicaciones recientes (Marcos *et al.* enviado) indican subidas del NMM en la costa norte de España del orden de 2 a 3 mm por año. Esta tendencia se rebajaría ligeramente (del orden del 10%) por efectos meteorológicos.

En lo que se refiere a las fluctuaciones del nivel del mar en periodos anteriores los datos disponibles no son demasiado concluyentes ya que presentan algunas contradicciones. La tabla 11.1 resume las dataciones existentes sobre niveles marinos en el Cantábrico (Gómez Gallego 1994). La figura 11.6 presenta una reconstrucción aproximada de la variación del nivel del mar durante el Holoceno a partir de datos existentes sobre la costa N de España (Edeso 1994).

De acuerdo con el conjunto de los datos históricos presentados anteriormente un ascenso del nivel del mar superior a 1 m se puede considerar un máximo difícilmente alcanzable dentro del presente siglo. Las proyecciones recientes plantean una horquilla de valores bastante más bajos (figura 11.7).

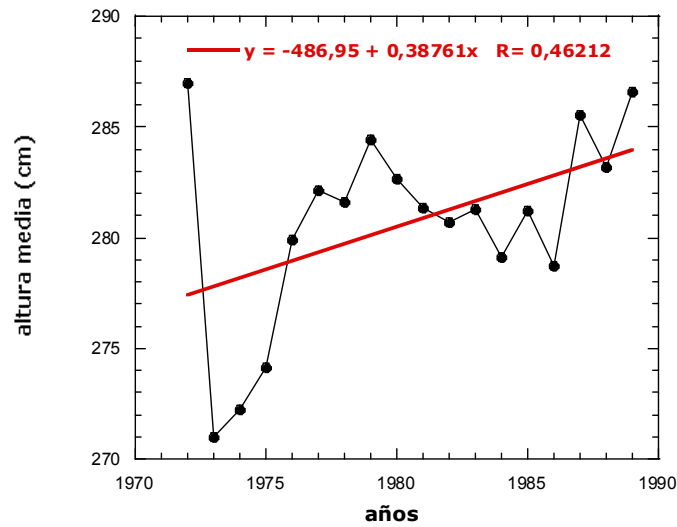


Fig. 11.5. Variación del nivel del mar a partir del mareógrafo del puerto de Santander (Gómez Gallego 1994)

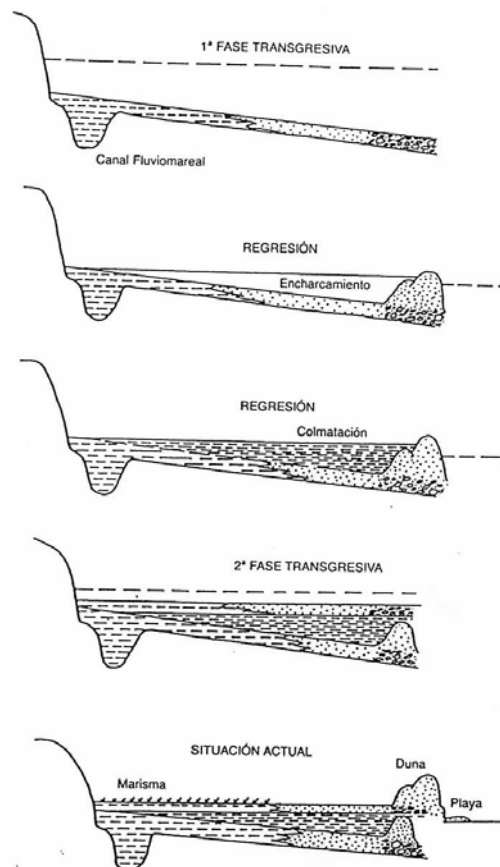


Fig. 11.6. Reconstrucción de la variación del nivel del mar durante el Holoceno estimada a partir de datos existentes sobre la costa N de España (Edeso 1994)

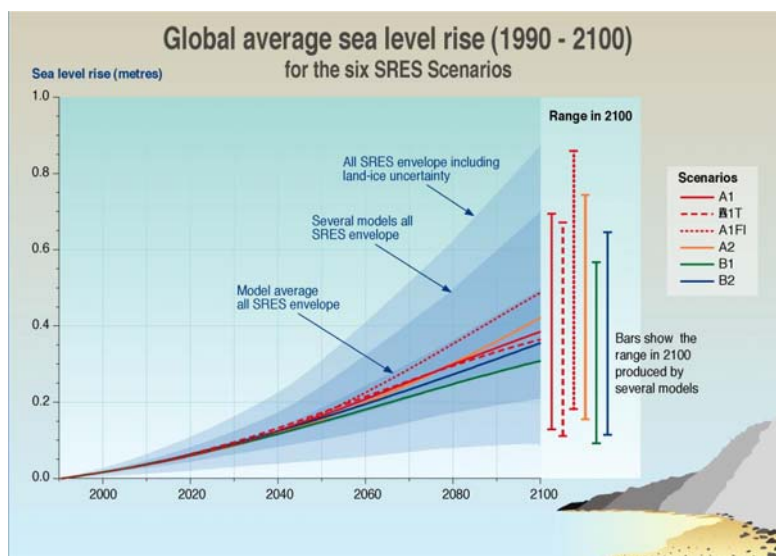


Fig. 11.7. Proyecciones recientes bajo distintos escenarios de la elevación del NMM (fuente: IPCC 2001)

11.3.2. Oleaje

El oleaje es uno de los mayores factores modeladores de nuestra costa en las diferentes escalas consideradas. El clima de oleaje se obtiene a partir de registros observaciones visuales y datos obtenidos numéricamente proporcionando valores característicos de la altura periodo y dirección del oleaje. La altura de ola caracteriza en parte el transporte transversal que varía con la altura de ola elevada a una potencia de entre 2 y 5, lo cual requiere determinar muy bien la distribución probabilística de esta variable. La segunda y tercera variables controlan la corriente longitudinal generada y el transporte correspondiente.

A *largo plazo* un componente esencial del clima de oleaje es el transporte en la zona límite entre la plataforma continental y la zona activa costera (Wright 1987). Su valor se conoce sólo en algunas zonas de nuestro litoral (Jiménez *et al.* 1997 1999), pero ha suplido en parte la falta de aportes fluviales en tiempos recientes mitigando los efectos erosivos que cabría esperar.

A *escala decenal* el transporte depende de la altura y el periodo de la ola y se puede estimar a partir de análisis de tendencias como se muestra en la figura 11.8 (Jiménez *et al.* 1997).

A *escala media (unos pocos años)*, el principal factor es el transporte longitudinal neto y requiere conocer con mucha precisión la altura de ola media de cada intervalo de frecuencias. Empíricamente se ha visto que en la costa mediterránea los mejores resultados se obtienen utilizando una fórmula tipo CERC con un coeficiente de proporcionalidad variable según las características sedimentarias y las estructuras costeras presentes (Sánchez-Arcilla *et al.* 2001).

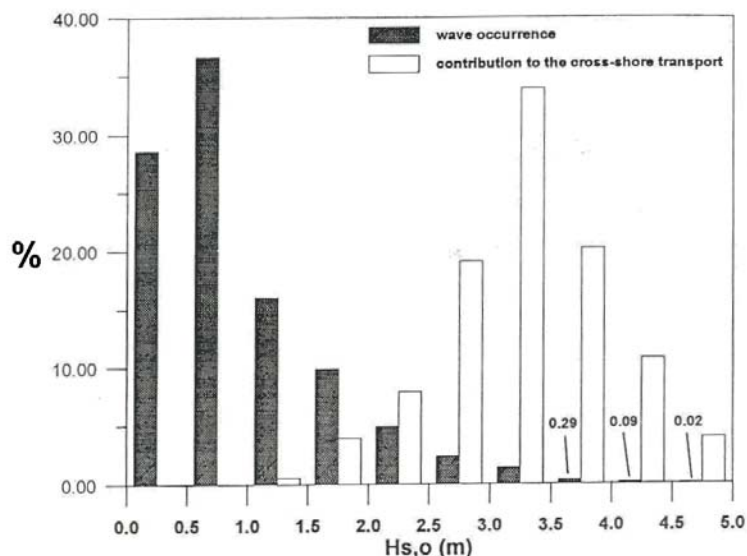


Fig. 11.8. Contribución de la altura de ola al transporte transversal de sedimentos (Jiménez et al. 1997)

Los sucesos episódicos que conllevan las mayores tasas de transporte se asocian a ciertas condiciones de temperatura oleaje y mareas meteorológicas y son los principales modeladores “impulsivos” de la franja costera mediterránea (Sánchez-Arcilla y Jiménez 1994). Para estudiar el clima de oleaje de estos episodios se trabaja con intervalos porque intervienen los errores asociados a las colas de la distribución probabilística. La distribución probabilística conjunta de la altura de ola significativa la temperatura y la máxima marea meteorológica asociada a “esta” tormenta (para la costa del delta del Ebro) aparece en la figura 11.9. El asterisco indica las condiciones que produjeron la rotura de la barra del Trabucador en 1990, y por tanto un cambio morfológico “impulsivo”.

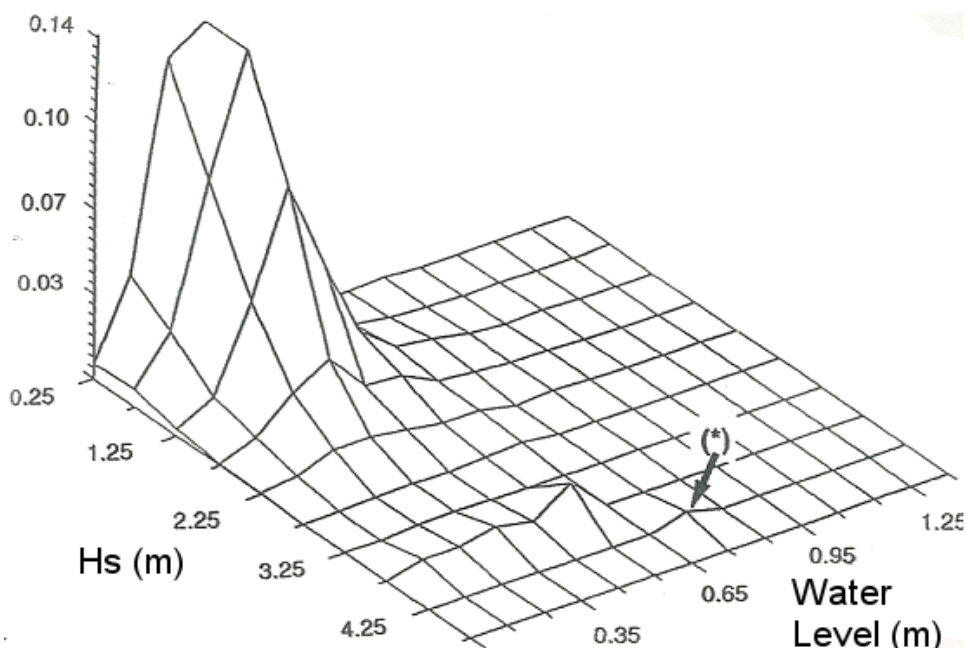


Fig. 11.9. Distribución probabilística conjunta de altura de ola significativa (H_s) y nivel medio del mar (Z). Nota: el asterisco (*) indica las condiciones que rompieron la barra del Trabucador

En el marco del proyecto realizado por la Universidad de Cantabria para la Oficina Española del Cambio Climático y la Dirección General de Costas del Ministerio del Medio Ambiente (Medina *et al.* 2004), se ha realizado un estudio de reanálisis de 44 años de datos (1958-2001) obtenidos mediante simulación numérica en el que se ha considerado variables meteorológicas y oceanográficas relevantes para evaluar los posibles efectos del cambio climático en la costa. El análisis ha servido para estudiar las tendencias de dichas variables y realizar la predicción de la evolución futura de las mismas. Los resultados más relevantes para la costa española se resumen en la figura 11.10. Considerando 12 áreas relativamente homogéneas se ha representado el valor medio máximo y mínimo de las variables dirección del flujo medio de energía asociado al oleaje altura de ola superado 12 horas al año y altura de ola significativa. En la figura se exponen los resultados de régimen medio. Se ha estudiado también el régimen extremal.

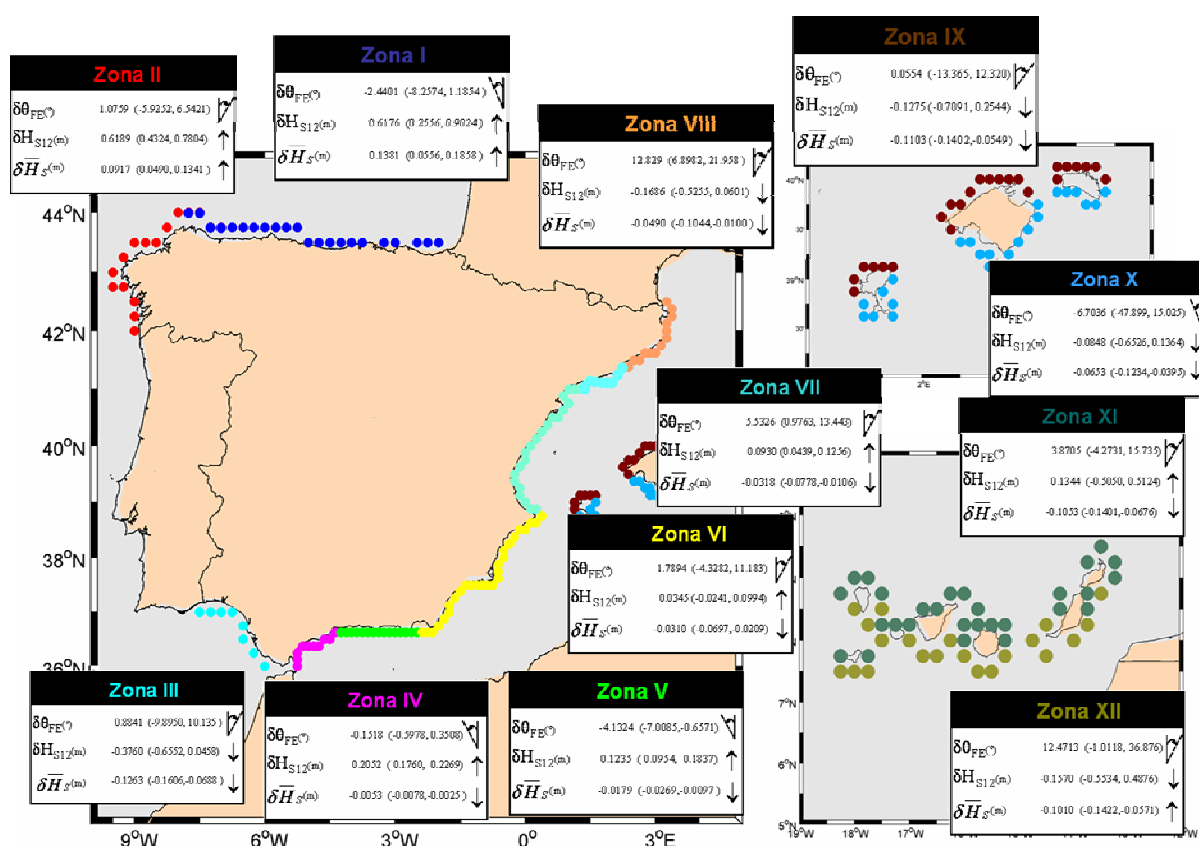


Fig. 11.10. Variaciones obtenidas para las variables de régimen medio durante el periodo 1958-2001

El estudio refleja que se puede observar un aumento de la energía del oleaje que llega a la Costa Cantábrica. La dirección predominante del oleaje tiende a ser más del Oeste con mayor intensidad en la costa occidental. En la costa Gallega se observa una zonación importante en la magnitud de las variables de estudio y sus tendencias marcadas por el cabo Finisterre lo que genera un clima marítimo más suave en las Rías Bajas. La energía del oleaje tiende a aumentar.

En la costa mediterránea no se aprecian cambios relevantes en la magnitud de la energía del oleaje aunque sí destacables peculiaridades en Cabo de la Nao debidas a su situación geográfica y en la Costa Brava dada su cercanía al Golfo de León. En la Costa Brava donde se detectan tendencias con un comportamiento similar al Noreste Balear, se observa una disminución energética del oleaje medio. Respecto a la dirección predominante del oleaje se han producido variaciones en las Islas Baleares y en la Costa Brava donde se ha detectado una tendencia de giro horario en los oleajes de forma que la dirección predominante tiende a ser más oriental.

El Golfo de Cádiz presenta una tendencia negativa muy clara en energía del oleaje para todas las variables de oleaje estudiadas lo que confirma la tendencia a un clima marítimo más suave.

Finalmente los resultados de variación a largo plazo indican que se ha producido un incremento de los temporales en el Norte y una tendencia a la disminución energética y giro horario de las direcciones del oleaje en el Sur. Los cambios en la altura de ola afectarán entre otros a la cota de inundación de la costa al transporte potencial de sedimentos o a la longitud del perfil activo de la playa. La variación en el ángulo del flujo medio de energía puede contribuir a cambios en la forma en planta de las mismas y en consecuencia pueden producirse retrocesos adicionales además de los producidos por la sobrelevación del nivel del mar.

11.3.3. Descarga fluvial

La descarga fluvial líquida y sólida controla la productividad biológica y calidad del agua en la costa de los alrededores y el tipo y la disponibilidad (volumen) de sedimento no consolidado. El aporte fluvial es la principal fuente de sedimento a la costa y tiene especial relevancia en las zonas deltaicas. Hay una relación no lineal entre la descarga líquida y el aporte sedimentario pero hoy día la regulación de las cuencas fluviales la ha roto (sobre todo respecto a la fracción arena), así que se tratarán por separado. No obstante es muy útil registrar la descarga líquida en forma de velocidades promediadas diariamente pues dan más información que las medias mensuales o anuales que tienden a enmascarar los procesos puntuales. En efecto puede haber medias mensuales por debajo del límite de transporte para una fracción sedimentaria dada y a la vez el valor diario puede excederlo. Asimismo el impacto de un posible cambio climático puede pasar desapercibido dentro del proceso de promediado pero ser perceptible con valores más "instantáneos". En este contexto conviene señalar que la política de gestión del agua y de explotación de las cuencas fluviales puede mermar o anular los posibles efectos del cambio climático.

Aportes líquidos

La descarga a *largo plazo* en el sentido utilizado en este capítulo que implica unas pocas décadas sólo puede estimarse a partir de los correspondientes registros pero teniendo en cuenta las actuaciones reguladoras. Por ejemplo para el río Ebro sólo pueden tenerse en cuenta a partir 1957, cuando entraron en servicio los embalses de Ribaroja y Mequinenza (figura 11.11)

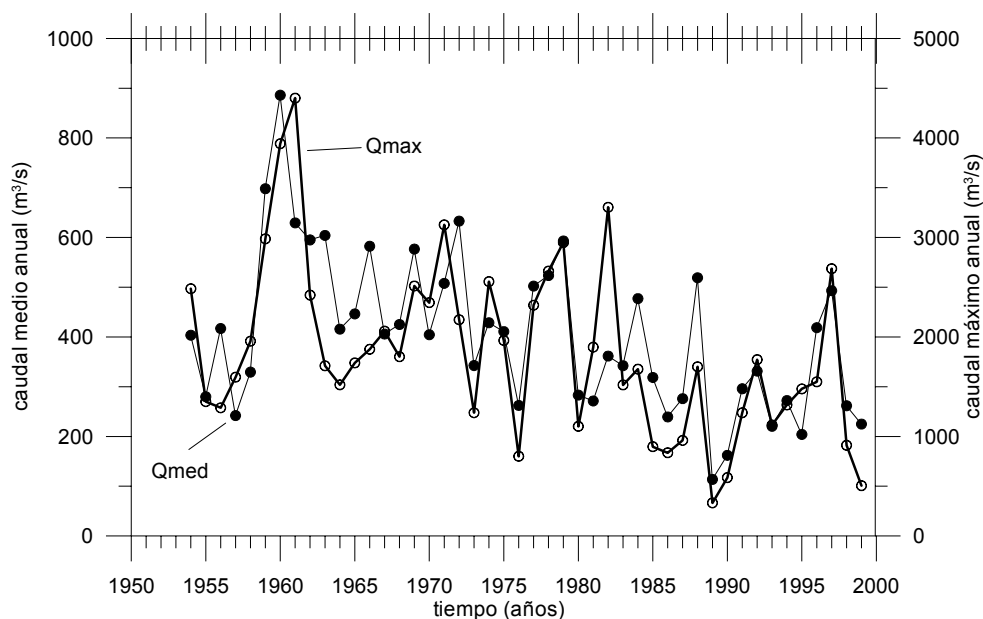


Fig. 11.11. Evolución temporal de la descarga del río Ebro (Q_{med} = promedio anual y Q_{max} = máximo anual)

A escala decenal (figuras 11.12 y 11.13), las estimaciones de la descarga fluvial se hacen por análisis de tendencias (Mitosek 1995), tests no paramétricos (IPCC 1995), o de una manera simplificada mediante un análisis de regresión por mínimos cuadrados. Se tienen en cuenta las descargas medianas mensuales y anuales (Jiménez y Sánchez-Arcilla 1997). Los cambios en la tendencia decenal han de analizarse con cuidado pues su origen puede ser múltiple: cambios en la climatología (y por tanto pluviometría y escurrentía superficial de la cuenca), cambios en la política de regulación fluvial cambios en la gestión del suelo en la propia cuenca etc. En los ríos muy regulados como es el caso de la mayoría de los españoles el impacto de un posible cambio climático puede pasar desapercibido.

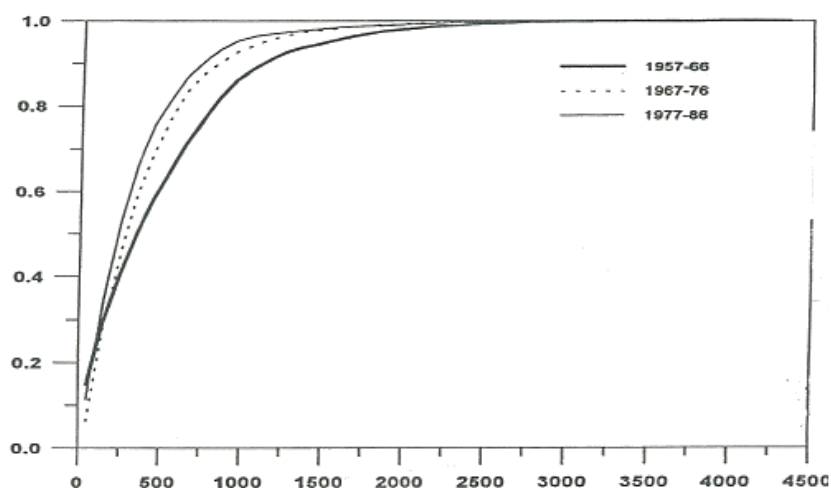


Fig. 11.12. Distribución probabilística de las descargas del río Ebro usando los registros de caudales de 1957-1987

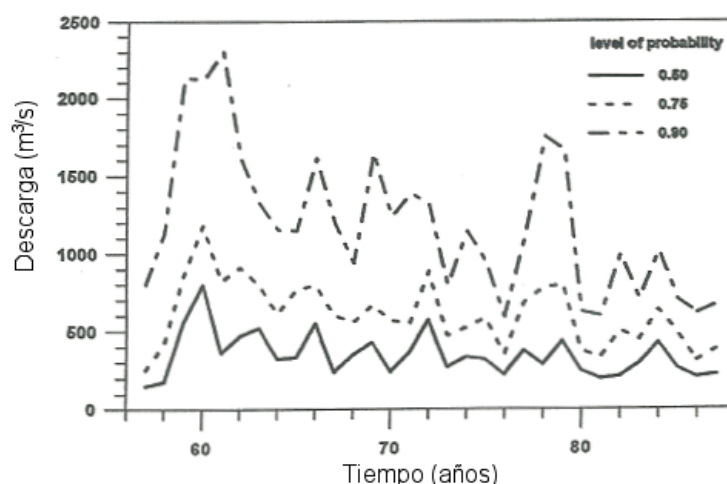


Fig. 11.13. Variaciones en las descargas del río Ebro para una probabilidad dada

A *medio plazo* (unos pocos años) se requieren series temporales más cortas para analizar las tendencias subyacentes. En general es de esperar una tendencia descendente de la descarga en la mayoría (si no en todos) de los cursos fluviales españoles. Ello es un grave inconveniente porque dificulta la elección de la descarga anual promedio en especial cuando se toma esta variable como “control”. Se ofrece un ejemplo para el río Ebro en la figura 11.14 (Jiménez y Sánchez-Arcilla 1997).

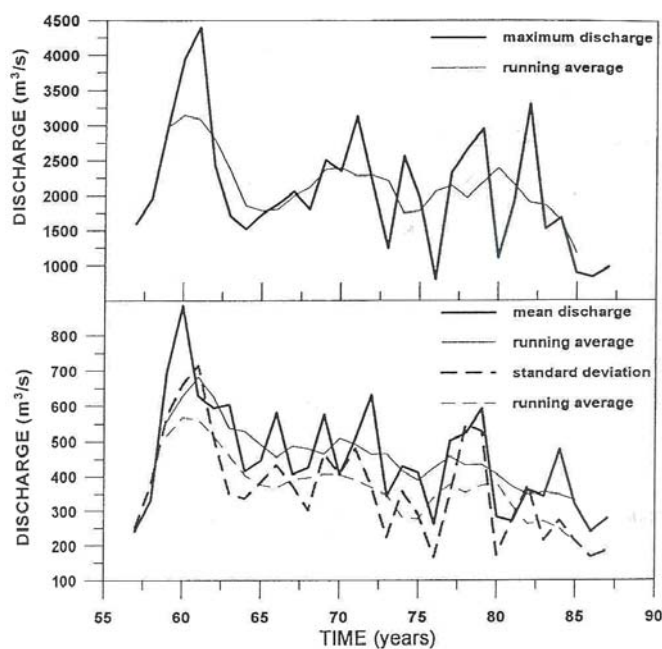


Fig. 11.14. Evolución temporal de la descarga líquida del río Ebro; (a) descarga media anual; (b) máximos anuales

Los *sucesos episódicos* suponen la principal contribución del río al volumen y características sedimentarias de la costa porque son los más eficientes a la hora de movilizar una descarga sólida y además es precisamente a ellos a los que afectará más el cambio climático local o regional. Sin embargo es difícil cuantificarlos porque hasta los sucesos episódicos en la situación actual han de estimarse a partir de la distribución extremal de la descarga del río lo cual comporta una gran incertidumbre. La figura 11.15 presenta una estimación para el río Ebro

a partir de los máximos anuales registrados desde 1957 y utilizando una distribución tipo Gumbel. Cualquier variación de la descarga supondrá un aumento o disminución de la descarga sólida y una notable variación en los períodos de retorno asociados.

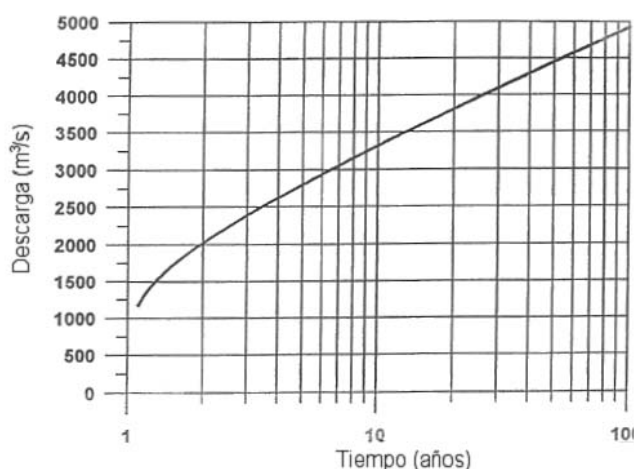


Fig. 11.15. Régimen extremal para las descargas del río Ebro

Los datos de descarga líquida de los ríos que vierten el litoral S y E suelen venir expresados en medias anuales teniendo en cuenta la regulación. Según datos recientes de las confederaciones hidrográficas y otras fuentes (Vanney 1970, Van Geen *et al.* 1997, MIMAM 2000), las descargas medias aparecen en la tabla 11.2:

Tabla 11.2. Caudales líquidos de los ríos que vierten en el litoral

Río o cuenca	Descarga (Hm ³ /año)	Regulado (%)
Cuencas Catalanas	1115	72
Ebro	12998	71
Júcar	1985	77
Segura	725	85
Sur	504	47
Barbate + Guadalete	842	44
Guadalquivir	7230	26
Tinto-Odiel	630	--
Guadiana	2525	75

Aportes sólidos

La descarga sólida que afecta más directamente la dinámica costera “exterior” es la fracción arena o superior, transportada como carga de fondo por el río. El material más fino no es estable en la franja costera directamente expuesta a la acción del oleaje pero puede contribuir a la dinámica vertical de zonas costeras bajas y a las costas interiores de bahías protegidas.

No es fácil evaluar el transporte como carga de fondo (Jiménez y Sánchez-Arcilla 1997) ni tampoco cuantificarlo mediante medidas directas porque hay que manejar un grado de incertidumbre muy alto (van Rijn 1993). Se han propuesto muchas fórmulas pero su fiabilidad y aplicabilidad son muy limitadas y en cualquier caso sólo indican la capacidad de transporte teórica del río en condiciones “ideales”, sin tener en cuenta la disponibilidad de sedimento ni otras limitaciones de los casos reales que se intentan soslayar mediante parámetros de calibración cuyo valor es desconocido para nuestros ríos. Por ello sólo se puede considerar las

descargas en términos de orden de magnitud. Sólo se puede obtener una serie temporal de las descargas por transporte de fondo usando varias fórmulas (Jiménez y Sánchez-Arcilla 1997).

En cualquier caso y según se ha indicado hay que tener en cuenta que el aporte de sedimentos por parte de los ríos en el pasado reciente se ha visto condicionado en mayor medida por actuaciones humanas en las cuencas o en los propios cursos que por factores climáticos. Es previsible que lo mismo ocurra en el futuro.

A modo de ilustración el aporte sólido medio del río Ebro se ha estimado para la fracción arena en 30,000 m³/año. El aporte medio del río Guadiana para las distintas fracciones sedimentarias y en las últimas cuatro décadas se estima en 1 Hm³/año.

11.3.4. Precipitaciones

Los posibles efectos en la zona costera de los cambios en el régimen de precipitaciones están más relacionados con las precipitaciones en el interior de las cuencas fluviales que con las lluvias en el propio litoral. Las previsiones derivadas de los modelos climáticos apuntan a una probable reducción de la precipitación total anual y una variación no muy marcada de la frecuencia y/o intensidad de las lluvias torrenciales lo cual es más significativo desde el punto de vista de los posibles efectos ya que la coincidencia de lluvias intensas y temporales proporciona las condiciones ideales para que tenga lugar el deslizamiento de acantilados. No obstante estos procesos se restringen a sectores relativamente pequeños de los acantilados de los cuales solamente algunos presentan estructuras en zonas de riesgo. Además el aumento de la frecuencia y/o intensidad de las tormentas en el interior de las cuencas puede dar lugar a un aumento del riesgo de inundación en los cursos bajos y zonas próximas a las desembocaduras particularmente las costas bajas del entorno de los estuarios. Naturalmente estos efectos se verán agravados si el nivel del mar se sobre-eleva localmente por causas meteorológicas bajas presiones o mareas vivas o de forma permanente y general por elevación del nivel medio del mar (NMM).

Por otro lado las variaciones en el régimen de precipitaciones pueden influir en el aporte fluvial de sedimentos y de distintas sustancias hacia la zona costera. Así las avenidas fluviales suponen incremento de aportes sedimentarios y de otras sustancias a la costa. En lo que se refiere a los sedimentos los datos disponibles sugieren que las variaciones debidas a las actividades humanas son mucho mayores que las causadas por cambios climáticos. En algunos estuarios del norte peninsular, las tasas de sedimentación han aumentado un orden de magnitud durante el siglo XX (Remondo *et al.* 2003) sin que los cambios climáticos detectados en ese periodo den una explicación razonable de dicho aumento que no sea el incremento de las actividades antrópicas. Cabe suponer que esto es también válido para el aporte de sustancias contaminantes (agropecuarias industriales o urbanas), mucho más condicionado por el tipo e intensidad de las actividades económicas presentes y futuras y de las correspondientes medidas preventivas o correctivas que por los cambios que experimenten las precipitaciones.

11.4. ZONAS MÁS VULNERABLES

11.4.1. Vulnerabilidad y riesgo

No cae dentro de los objetivos de este estudio hacer un análisis detallado de los riesgos para todo el litoral pero sí se puede hacer una evaluación cualitativa de ellos y presentar estimaciones cuantitativas para algún caso de estudio concreto.

Se entiende por zonas vulnerables aquellas que pueden experimentar algún daño como consecuencia directa o indirecta del cambio climático por estar sujetas a algún riesgo entendiendo por riesgo las pérdidas totales esperables. En el contexto de este análisis interesa estimar el riesgo en las zonas vulnerables que depende evidentemente de los procesos que actúen en cada zona y de su intensidad.

Las pérdidas (riesgo en el contexto de este análisis) se estiman en función de la *exposición* (existencia de elementos dañables en zonas potencialmente afectadas por procesos que representen peligro), la *vulnerabilidad* (sensibilidad a dichos procesos de los elementos existentes o fracción de su valor total que se vería dañada) y la *amenaza* (probabilidad de ocurrencia de los procesos peligrosos en un lapso de tiempo dado o periodo de recurrencia de los mismos en la unidad del territorio que se considere).

11.4.2. Probabilidad de fallo o riesgo

El riesgo o probabilidad de fallo del sistema ha de cuantificarse teniendo en cuenta las escalas de tiempo y espacio consideradas y las incertidumbres del cálculo. Así mismo la evaluación de daños ha de considerar estas escalas de tiempo y espacio y utilizar un procedimiento que incorpore tanto la respuesta negativa como positiva del sistema. La respuesta negativa o susceptibilidad indica una degradación del sistema o su incapacidad para enfrentarse a los términos modeladores en su estado actual. La respuesta positiva o "resiliencia" implica una mejora del sistema o de su capacidad para enfrentarse a los términos impulsores.

Se debe considerar aquí, por un lado la probabilidad de ocurrencia de episodios violentos de corta duración (tormentas y tsunamis) en el futuro. Por otro lado la probabilidad de que dentro del horizonte temporal que se considera en este análisis (centenal), se produzca un ascenso del nivel del mar de una magnitud dada. Dicha probabilidad puede estimarse por dos procedimientos: a) empírico basado en el análisis de las tendencias de cambio en el último siglo y su extrapolación de acuerdo con distintos escenarios; b) determinístico basado en modelos climáticos.

En conjunto se puede decir que estamos ante una situación de "alto riesgo y alta incertidumbre". Los daños potenciales si se producen fallos en los sistemas litorales como consecuencia del cambio climático son muy elevados pero al mismo tiempo hay dudas considerables sobre la magnitud de esos cambios. La incertidumbre principal se refiere a la posible variación en la frecuencia e intensidad de las tormentas y la magnitud del ascenso del NMM.

11.4.3. Daños

Según se ha mencionado anteriormente la vulnerabilidad de las zonas costeras ante el cambio climático se circunscribe esencialmente a dos tipos de unidades: playas y costas bajas del entorno de estuarios y deltas.

La vulnerabilidad en estas zonas corresponde básicamente a tres tipos de situaciones o características: a) presencia de estructuras o bienes con valores monetarios de mercado que representen un "capital sujeto a daños"; b) existencia de elementos naturales sin valor de mercado pero que son la base de actividades económicas y que podrían verse perjudicadas; c) existencia de unidades naturales valiosas no necesariamente ligadas de manera directa a actividades productivas pero con riesgo de deterioro.

El primer grupo corresponde fundamentalmente a las áreas potencialmente anegables de forma permanente o intermitente en las cuales se podría ver afectado tanto el valor de los terrenos como el de los cultivos edificios o infraestructuras presentes en los mismos. Esas

áreas se sitúan sobre todo en los entornos de deltas y estuarios correspondiendo en muchos casos a antiguas zonas húmedas o intermareales desecadas. También existen algunos lugares ubicados sobre todo en la parte alta de playas con edificios o estructuras que se podrían ver afectados por un aumento del nivel del mar y/o de la intensidad de las tormentas o eventos de tipo tsunami.

En el segundo grupo se encuentran esencialmente las playas confinadas que podrían ver reducida su extensión de manera apreciable o incluso desaparecer totalmente.

El tercer grupo incluye ciertos humedales y zonas supra o intermareales que podrían desaparecer por elevación del nivel del mar, si bien es probable que dicha desaparición se viera compensada en parte por la aparición de nuevos humedales en zonas de costas bajas como las descritas anteriormente. Menor es la vulnerabilidad de los campos de dunas asociados a playas aunque en algunos casos también podrían ver reducida su extensión o desaparecer como consecuencia de un ascenso del nivel medio del mar o intensificación de los temporales.

El análisis de daños probables debe tener en cuenta dos aspectos. Por un lado las posibles pérdidas de “capital” (daños en infraestructuras o edificios pérdida de terrenos etc.). Por otro lado se deben considerar también las pérdidas debidas a las perturbaciones que puedan afectar a las distintas actividades económicas. Lo primero es más fácil de abordar, pues se refiere a elementos fijos existentes en el territorio mientras que lo segundo plantea muchas más incertidumbres especialmente teniendo en cuenta la gran dificultad de hacer previsiones en relación con las actividades económicas a varias décadas vista.

11.4.4. Zonas deltaicas

Las zonas deltaicas actualmente en desequilibrio por la falta de aportaciones fluviales sólidas que las generaron son un primer ejemplo de áreas amenazadas y que presentan un elevado riesgo de desaparición. Su concentración de valores humanos (e.g. delta del Llobregat) y naturales (e.g. delta del Ebro) explican su alta vulnerabilidad.

Para aplicar estos conceptos a un proceso costero es necesario introducir las escalas de tiempo apropiadas y también es útil un índice de vulnerabilidad que resuma esta información muchas veces difusa e imprecisa en un conjunto limitado de parámetros. Sánchez-Arcilla *et al.* (1998) han propuesto un índice de vulnerabilidad parcial:

$$Vi = Qi \cdot Si \cdot Lc + Ri \cdot Lc$$

donde Si es el índice de susceptibilidad Ri es el índice de resiliencia Lc es un factor de control local que actúa como 1 ó 0 (eventualmente un valor intermedio) y Qi es un índice que refleja la extensión del proceso analizado.

Una ilustración de la evaluación binaria de los índices de susceptibilidad o resiliencia para un determinado tramo de costa aparece en la tabla 11.3. Una aplicación de esta metodología a los índices a largo término de susceptibilidad o resiliencia para una zona deltaica (en este caso el delta del Ebro) aparece en la tabla 11.4.

Tabla 11.3. Índices de susceptibilidad (SI), resiliencia (RI) y respuesta del sistema asociado para ser utilizados en el análisis de vulnerabilidad

Tipo de análisis	Medida	Respuesta	SI	RI
absoluto	Cambio del “recurso”/ Stock	Disminución	-1	0
		Mantenimiento/aumento	0	1
relativo	Sistema bajo escenario/ Referencia	Empeoramiento	-1	0
		Mejora/sin cambio	0	1

Tabla 11.4. Índices de susceptibilidad (SI) y resiliencia (RI) a largo término para agentes que afectan la vulnerabilidad geomorfológica y procesos asociados a esta escala. “?” significa que una valoración a priori no puede completarse sin conocer las consecuencias finales

Agente	S.I.	R.I.	Respuesta
Descarga fluvial	-1	0	Disminución capacidad transporte
	0	1	Aumento capacidad transporte
RSLR	-1	0	Acreción vertical < RSLR
	0	1	Acreción vertical = RSLR
RSLR	-1	0	Erosión costera
	0	1	Estabilidad/acreción costera
Procesos barrera	-1	0	Rollover limitado
	0	1	Rollover aumentado
Clima de oleaje	-1	0	Capacidad transporte aumenta
	0	1	Capacidad transporte disminuye
	?	?	Dirección transporte cambia

De la misma manera la evaluación para sucesos episódicos los más determinantes de la remodelación del sustrato físico en cualquier tramo de costa aparece en la tabla 11.5 para la zona del delta del Ebro. La esquematización de estos índices con su correspondiente área de definición espacial para esta misma zona deltaica aparece en la figura 11.16. La evaluación de la correspondiente vulnerabilidad a la escala de medio plazo aparece en la figura 11.17. Como puede observarse el mapa de vulnerabilidad cambia apreciablemente en función de la escala temporal seleccionada.

Tabla 11.5. Índices de susceptibilidad (SI) y resiliencia (RI) a escala episódica para agentes que afectan la vulnerabilidad geomorfológica y procesos asociados a esta escala

Agente	S.I.	R.I.	Respuesta
Switching fluvial	-1	0	Lóbulo abandonado
	0	1	Lóbulo creado
Switching fluvial	-1	0	Aportación de sedimento “protegida”
	0	1	Aportación “expuesta”
Riadas	-1	0	wash-out sedimento
	0	1	Aportación sedimento
Tormentas de oleaje	-1	0	Erosión / rotura
	0	1	Aportación sedimento hinterland

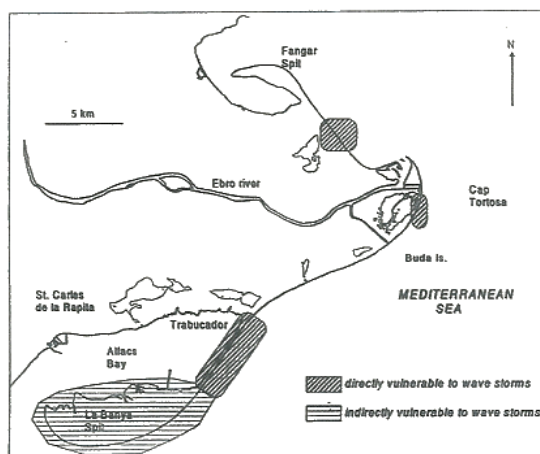


Fig. 11.16. Índice de vulnerabilidad cualitativa a escala “episódica” para el delta del Ebro

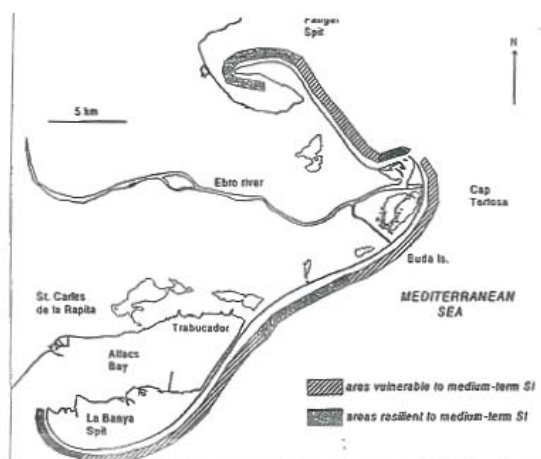


Fig. 11.17. Vulnerabilidad provocada por cambios producidos por el transporte de sedimentos a lo largo de la costa a medio término en la zona costera del delta del Ebro

La evaluación de la vulnerabilidad conjunta del sistema teniendo en cuenta sus diversos componentes requiere ampliar el marco de análisis. Por ello es necesario esquematizar el tramo costero explicitando los términos impulsores los correspondientes procesos asociados y como ambos afectan los usos y recursos que este tramo costero soporta. Como ilustración del diagrama conceptual necesario para una zona deltaica en la figura 11.18 aparece el esquema derivado para la zona costera del delta del Ebro. El punto clave de este esquema es la identificación y posterior cuantificación de los flujos que ligan unos elementos con otros. Estos flujos varían en magnitud y hasta en definición al cambiar de escala de tiempo. Por ejemplo las prácticas de riego y la construcción de presas y embalses no afectan a la erosión costera a corto plazo pero si que juegan un papel determinante en la dinámica costera a medio y largo plazo. Esto se debe al control que ejercen ambos elementos en la aportación sólida que el río aporta a la costa.

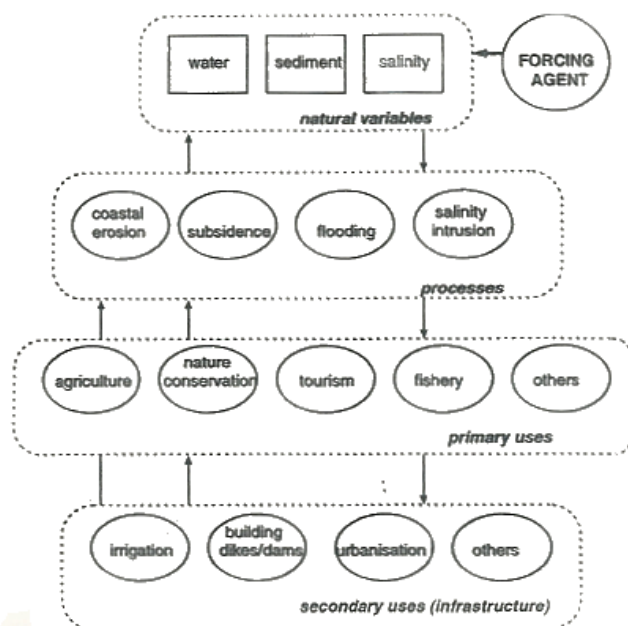


Fig. 11.18. Esquema del sistema deltaico según los procesos y usos principales (adaptado de Otter et al. 1996)

11.4.5. Playas y costas bajas

Los valores y funciones de las playas difieren tanto por su naturaleza como por su ubicación. Las comunidades bióticas que acogen no son especialmente ricas ni variadas pero sí muy específicas de estos medios. Por su diversidad escasez y presencia de endemismos son notables las comunidades de los campos de dunas asociados a algunas playas. Es bien conocida por otro lado su importancia como base para el desarrollo de actividades ligadas al sector de turismo y ocio. Hay que considerar también los geotopos costeros o soporte físico en el que se asientan estos ecosistemas con sedimentos y morfologías que se pueden datar perfectamente constituyendo fuentes de información para descifrar la historia climática de los últimos años así como definir las tendencias de cambio para el futuro.

Un ascenso del nivel del mar se manifestará en un retroceso erosivo de las playas con una reducción de la superficie útil total o un desplazamiento de las mismas. El retroceso dependerá de las características específicas de cada playa y no es posible presentar un análisis detallado de cada caso. Aplicando la regla de Bruun (1962, 1986, 1988), que establece un avance erosivo de 1 m por cada centímetro de elevación del nivel del mar y teniendo en cuenta el carácter confinado o no confinado de las playas así como su anchura se puede estimar que un ascenso de 0.5 m podría dar lugar a que desaparecieran unos 22 km de la longitud de las playas del País Vasco y Cantabria lo que equivale al 30% del total aproximadamente (Tabla 11.6). Esta desaparición como es lógico afectará fundamentalmente a playas confinadas con anchura y pendiente reducidas; las playas confinadas anchas (>50 ó 100 m) verían mermada su extensión sin llegar a desaparecer. No obstante esta estimación se basa en la hipótesis de ausencia de alimentación de arena tanto natural como artificial. Si se produce entrada de sedimento por el aporte natural de los ríos o si este aporte de sedimentos se realiza de forma artificial las pérdidas de superficie de playa pueden ser muy inferiores a las de la tabla 11.6.

Tabla 11.6. Resumen de los probables efectos de dos escenarios de ascenso del nivel del mar sobre las playas de Guipúzcoa Vizcaya y Cantabria aplicando la regla de Bruun (1986, 1988) (modificado de Rivas y Cendrero 1995).

(1) Flechas o cordones. Algunos de ellos se encuentran confinados en una parte de su longitud por acantilados (ej. Oyambre) o por estructuras artificiales (ej. Zarauz) por lo que una parte de estas playas también desaparecería ante el ascenso del nivel del mar.

(2) la reducción será incluso mayor ya que se ha tenido en cuenta la anchura promedio de las playas pero muchas de ellas en gran parte de su longitud tienen una anchura muy inferior a esa cifra media.

	Playas totalmente confinadas			Playas no confinadas (1)
	Actualidad	Ascenso 50 cm		
Nº playas	95	33	35 %	17
Guipúzcoa	17	12	70,6%	2
Vizcaya	22	10	45,4%	3
Cantabria	56	11	19,6%	12
Longitud (km) (2)	45	23,6	51,9%	25,4
Guipúzcoa	9,42	6,6	70%	2,85
Vizcaya	9,2	5	53,4%	1,5
Cantabria	26,37	12,15	46,1%	21,1

En playas no confinadas especialmente flechas y cordones de arena asociados a campos de dunas es de esperar que la pérdida de superficie sea mucho más reducida o incluso nula si bien es probable que se produzca una reducción de los campos dunares adyacentes.

No obstante estimar los efectos del cambio climático basándose únicamente en la variación del nivel del mar implica una simplificación evidente ya que un análisis preciso debería incluir también los efectos derivados de las variaciones en la altura del oleaje y en la dirección del flujo medio de energía.

La franja arenosa que constituía la frontera tierra-mar natural en estas costas bajas en el ámbito mediterráneo ha ido desapareciendo progresivamente en las últimas décadas debido principalmente a la alteración del balance sedimentario en la zona costera cuyo resultado neto es la disminución alarmante en las entradas de sedimento y como consecuencia el retroceso de la línea de costa y la pérdida de playas.

Las principales entradas de material son el aporte de los ríos el transporte de material a lo largo de la costa por las corrientes de deriva litoral el intercambio de sedimento entre playa (*backshore*) y los sistemas dunares por la acción del viento y el intercambio estacional de sedimentos entre la "playa" subaérea (*foreshore*) y la "playa" sumergida (*shoreface*). Todas ellas han sido modificadas por la intervención humana.

La disminución progresiva de los aportes sólidos fluviales debida a la construcción de embalses la regulación fluvial y la lucha contra la erosión en las cuencas de drenaje y la construcción de estructuras costeras y portuarias han supuesto una reducción drástica de la capacidad evolutiva natural de la costa ya que limitan la capacidad de movimientos de masas sedimentarias entre los distintos segmentos costeros. Ello ha desencadenado los procesos erosivos y el retroceso de la línea de costa. Además la ocupación masiva de la parta más alta de la playa impide la recuperación del perfil tras los procesos tormentosos altamente erosivos que tienen lugar principalmente en épocas invernales.

La ocupación de la "tras-playa" (*backshore*) y las cadenas dunares subsiguiente a la urbanización masiva del litoral mediterráneo no solo ha consumido buena parte de la reserva natural de arena de las playas sino que también ha alterado la dinámica del viento creando

auténticos “pasillos” entre los edificios de mayor altura por donde se canaliza aumentando de esta forma la erosión eólica en determinadas zonas de playa.

La construcción de estructuras portuarias y costeras además de contribuir a la rigidización del frente costero ha limitado su dinamismo y por tanto su capacidad de recuperación natural tras tormentas e inundaciones actuando asimismo como trampa de sedimentos aguas arriba de la deriva lo que induce la erosión aguas abajo como un intento del sistema litoral de recuperar el balance de sedimentos.

Este es el caso de la costa atlántica del Golfo de Cádiz donde las muchas estructuras existentes en una zona de alta variabilidad natural por los amplios “entrantes” costeros interfieren con la deriva litoral agudizando la erosión de los acantilados blandos en beneficio de algunas playas tales como las de oeste de los estuarios del Guadiana y el Odiel-Tinto.

El proceso degenerativo comenzó a raíz del desarrollo turístico y económico del litoral en los años 60 (por ejemplo el complejo Ribaroja-Mequineza que afectó todo el delta del Ebro o la urbanización de La Manga del Mar Menor). En resumen la política de intervención sobre el borde costero junto con la prevención de su dinamismo natural (ilustrado por la lucha contra las inundaciones fluviales y marinas e impidiendo los procesos de colmatación asociados) ha acelerado los procesos erosivos en una franja costera con alta presión de uso urbano recreativo portuario y de infraestructuras. Un buen ejemplo de ello es la costa barcelonesa del Maresme formada por un quasi-continuo de núcleos urbanos y “rigidizada” por un ferrocarril y una carretera que discurren a pocos metros del mar, muchas veces separados de él sólo por una escollera longitudinal.

Además la gran ocupación urbanística de la franja costera particularmente la de los cordones arenosos parcialmente consolidados de las costas bajas (por ejemplo en Guardamar de Segura a Torrevieja en Alicante y La Manga del Mar Menor) ocasiona un aumento de la subsidencia debido a la sobrecarga.

En las costas bajas de Málaga y sobre todo Almería los problemas vienen de la ocupación de las llanuras aluviales costeras naturales por cultivos de invernadero con la consiguiente removilización de los suelos naturales y la sobre-explotación de los acuíferos que desencadena su salinización.

Otro problema añadido es la pérdida de calidad ambiental de las aguas que daña las praderas de *Posidonia sp.* y otros ecosistemas costeros y cuya pérdida acabará repercutiendo en el balance climático. Uno de los puntos más afectados es frente a La Manga del Mar Menor. Este punto debe revisarse cuidadosamente sobre todo pensando en la previsible construcción de nuevas infraestructuras costeras y portuarias o plantas desalinizadoras para cubrir la creciente demanda de agua potable y estimar el posible impacto de un ascenso del NMM en un futuro no muy lejano.

11.4.6. Zonas estuarinas

Estas unidades presentan una alta diversidad de valores socioeconómicos y naturales y por ello mayor vulnerabilidad. Estas zonas albergan los principales puertos del litoral N NW y SW y también muchos de los principales núcleos de población situándose en su entorno inmediato buena parte de las actividades económicas. Su potencial turístico y recreativo es considerable por los valores paisajísticos de muchos de los estuarios y rías las playas asociadas en el interior y en la desembocadura y por las posibilidades de navegación deportiva. Los estuarios llevan asociadas extensas zonas intermareales y humedales que constituyen áreas de gran diversidad y productividad biológicas muy importantes para el sector pesquero tanto directa

(pesca artesanal marisqueo cultivos marinos) como indirectamente por ser zonas de reproducción y/o alimentación de numerosas especies. No obstante durante gran parte de los siglos XIX y XX se llevó a cabo el “saneamiento”, es decir, la desecación y relleno de buena parte de los humedales y marismas para dedicarlos a otras actividades: áreas urbanas polígonos industriales infraestructuras agricultura etc. Ello generó amplias zonas que sostienen un considerable capital inmueble público y privado (terrenos de alto valor, edificios infraestructuras servicios etc.). Esta presión de ocupación es probablemente la principal amenaza que actualmente les afecta (Cendrero y Díaz de Terán 1977, Cendrero *et al.* 1981).

Los daños esperables en el entorno de los estuarios o zonas bajas mucho menos extensas asociadas a cordones de arenas no ligados a desembocaduras de cursos de agua significativos se deben sobre todo al ascenso del nivel medio del mar y el riesgo de anegamiento de antiguos humedales y zonas intermareales aislados y desecados pero no rellenados o con un relleno de escaso espesor. Una parte importante de esas zonas están ocupadas por edificaciones (residenciales industriales servicios infraestructuras); parte de ellas se encuentran a menos de 1 m por encima de las pleamares vivas actuales por lo que una elevación del nivel del mar afectaría gravemente a las mismas. Una manera de estimar el riesgo para esas zonas es considerar determinados escenarios de elevación del nivel marino delimitar las zonas que se verían afectadas por dichos ascensos e inventariar los bienes existentes en los mismos (“capital en situación de riesgo”).

Una estimación de los daños como consecuencia del ascenso del nivel del mar se ha llevado a cabo para la costa del País Vasco y Cantabria (Rivas y Cendrero 1991, 1995). La figura 11.19 ilustra el procedimiento de delimitación en el entorno de un pequeño humedal. Una representación aproximada de las áreas potencialmente afectables (para un escenario de 1.5 m de ascenso superior al considerado razonable en presente análisis) se muestra en la figura 11.20. Se puede estimar que en el País Vasco y Cantabria elevaciones de 0.5 y 1 m afectarían respectivamente a unos 25 y 79 km². El valor estimado del capital “inmueble” en situación de riesgo para el conjunto de las tres provincias analizadas sería respectivamente de 820 y 8370 x10⁶ US\$ (1991 cifras no actualizadas a precios de 2004, Rivas y Cendrero 1991, 1995). Esas cifras consideran la pérdida total de los terrenos edificios e infraestructuras existentes sobre los mismos. La pérdida real de capital teniendo en cuenta que la mayoría de las construcciones tienen una vida útil limitada en general más corta que el horizonte de fin de siglo que se contempla sería menor.

En lo que se refiere a las marismas y zonas intermareales que conservan sus valores ecológicos cabe distinguir dos casos: si hay una costa baja adyacente estas zonas se desplazarían hacia el interior a medida que asciende el nivel marino; esto puede afectar especialmente a áreas antiguamente desecadas pero no rellenadas. Por el contrario cuando los humedales no puedan desplazarse hacia el interior, es de esperar su reducción o desaparición. Por ello muy importante identificar las posibles alternativas de prevención y mitigación.

Un ascenso del nivel del mar del orden antes indicado significaría la muy probable recuperación de una gran extensión de humedales y zonas intermareales lo que representaría un impacto positivo. Parte de las zonas situadas por debajo de 0.5 m están simplemente aisladas y desecadas y dedicadas a usos agrícolas o forestales o incluso sin uso definido por lo que podrían recuperar su funcionalidad original como humedales o zonas intermareales en un plazo de unos pocos años bien sea debido a procesos espontáneos de recuperación desencadenados por abandono o como resultado de acciones deliberadas de restauración (p. ej., rotura de los cierres existentes), incluso sin variación del nivel marino. En caso de ascenso del nivel del mar, la práctica totalidad de dichas zonas pasarían a ser humedales. Si el ascenso fuera de 1 m, las áreas recuperables como humedales probablemente superarían los 30 km². Aunque no hay análisis detallados que permitan cuantificar este efecto parece probable que el

resultado neto no implique un cambio sustantivo de la extensión total de humedales sino esencialmente un desplazamiento de los mismos.

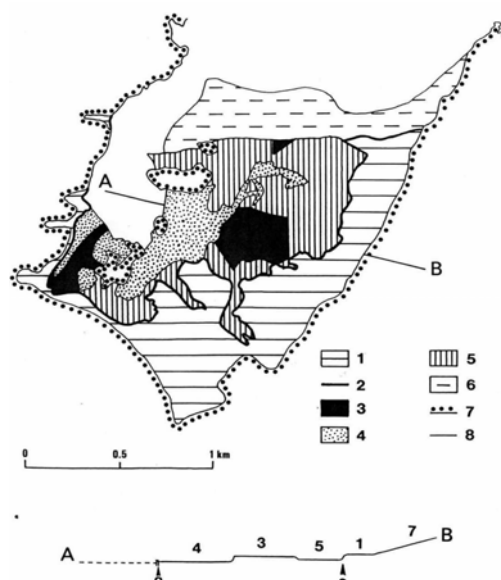


Fig. 11.19. Procedimiento de delimitación en el entorno de un pequeño estuario (Rivas y Cendrero 1991)

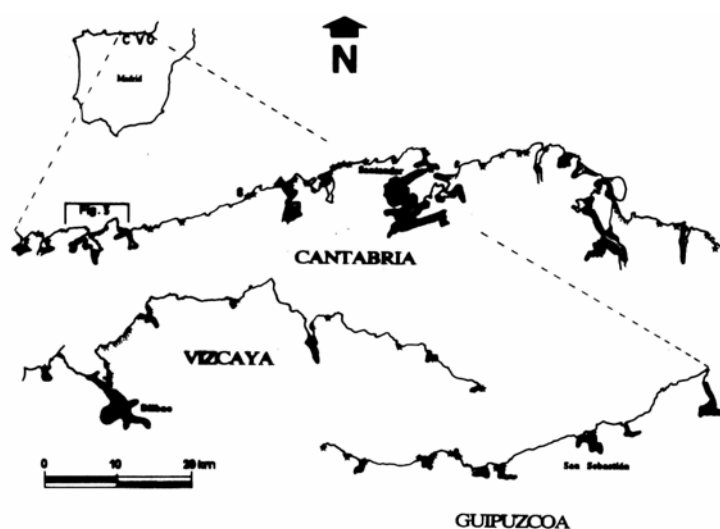


Fig. 11.20. Áreas potencialmente afectables para un escenario de 1.5 m de ascenso superior al considerado razonable en presente análisis (Rivas y Cendrero 1990)

Mención especial merecen las playas asociadas a estuarios. Según se ha indicado anteriormente algunas de esas playas pueden desaparecer, pero otras como los “puntales” o flechas de arena en las desembocaduras experimentarían con mayor frecuencia los eventos de *overwash* (sobrepaso en temporales con olas muy altas) y desplazamiento lateral de las bocanas y finalmente un desplazamiento hacia el interior. Esta afirmación es aparentemente contradictoria con los resultados de Rodríguez Ramírez *et al.* (2000) que observan que en las últimas décadas el crecimiento de crestas de playa es decir, la progradación de las flechas litorales se produce durante periodos de nivel del mar más elevado. La explicación es que se trata de elevaciones de poca entidad y duración tras las que se vuelve a la situación de “nivel del mar bajo” habitual. Sin embargo el caso de las subidas del NMM supuestas en los

escenarios de este trabajo la magnitud de la subida es mayor y además el nivel permanecería alto y las sobre-elevaciones se producirían a partir de esos valores altos.

Además son también vulnerables a las modificaciones del régimen de lluvias y descargas fluviales y avenidas en especial si éstas aumentan y coinciden con un ascenso del NMM, pues ello provocaría un aumento en la frecuencia o magnitud de las inundaciones. Hay que tener en cuenta también los cambios en los aportes de sedimentos y otras sustancias (nutrientes contaminantes) que puedan derivarse de las modificaciones del régimen de los ríos. Por último el aumento del nivel medio del mar dará lugar a una mayor penetración de la cuña salina hacia el interior de los cursos de agua y a un avance de la interfase agua dulce/agua salada en los acuíferos.

11.4.7. Acantilados blandos

Las amenazas potenciales en las zonas acantiladas dependen en pequeña medida del cambio climático y provienen sobre todo de la creciente presión urbanizadora a lo largo de las mismas. En los escasos sectores de acantilados “blandos” que presentan tasas significativas de retroceso y en los que existen edificios o estructuras los cambios en el clima oceánico y en el nivel del mar pueden dar lugar a un aumento de dichas tasas con el consiguiente riesgo para las construcciones adyacentes.

En el caso de los acantilados incluso los de tipo “blando”, un ascenso del nivel del mar del orden de 50 cm o 1 m no tendría efectos significativos. En el caso de las costas de Cantabria y el País Vasco se han identificado un total de 9 km de acantilados con tasas de erosión marcadas de los cuales solamente dos lugares podrían presentar algún problema uno en Cantabria y otro en Vizcaya. Se señala que en el primero de éstos (playa de Oyambre), se ha detectado una aceleración de las tasas de retroceso desde 1946, hasta valores de metros por año en la década de los 90 (Rivas 1991, Rivas y Cendrero 1995).

En la costa atlántica del Golfo de Cádiz los acantilados blandos representan más del 50% del litoral y están sometidos a intensa erosión que en el área de Mazagón los hace retroceder entre 1.25 y 2.2 m/año (Rodríguez-Ramírez 1998). Ello se debe principalmente a la interferencia del Dique de Juan Carlos I que con una longitud de 14 km, ha interrumpido la deriva litoral acelerando la erosión aguas abajo y favoreciendo la acumulación de una playa de 4 km adosada al dique aguas arriba en el antiguo Banco del Manto.

11.5. PRINCIPALES OPCIONES ADAPTATIVAS

Las estrategias clásicas de gestión costera aplicables también a un eventual cambio climático a escala regional que produjese el repetido aumento del NMM o un cambio en las características de las tormentas comprenden el retroceso la adaptación y la defensa.

La *estrategia de retroceso* requiere en primer lugar disponer del espacio necesario para la reubicación de los usos y recursos que soporta el tramo costero. Si se dispone de él esta estrategia es la más concordante con las grandes incertidumbres en la predicción del cambio climático a escala regional y además no hipoteca la zona en el futuro.

La *estrategia de adaptación* requiere un planteamiento diferente para la erosión y la inundación así como una gran flexibilidad social y económica dado el nivel de incertidumbre de las predicciones. En el primer caso la estrategia de lucha contra la erosión desde la perspectiva de la adaptación requiere ubicar estructuras y hacer un uso flexible de la interfase tierra-mar. Actualmente la tendencia más común consiste en utilizar una vegetación de apoyo y disipación que reduzca los riesgos de erosión.

En el segundo caso los riesgos y costes asociados al proceso de inundación se pueden predecir aunque con cierto grado de incertidumbre y han de ser, en cualquier caso bien conocidos por todos los usuarios y gestores del tramo costero. No hay que olvidar que las defensas frente a inundaciones requieren un mantenimiento continuado y eventualmente el recrecimiento si el tramo costero experimenta subsidencia o se produce un ascenso eustático. Esta es la práctica de países como Holanda enfrentados secularmente a estos problemas.

La *estrategia de defensa* es la que suele preferir la sociedad por su aspecto "aparentemente" monolítico frente a la erosión o la inundación. Supone unos costes iniciales relativamente altos pero no se debe olvidar que también requiere costes de mantenimiento como ilustra por ejemplo la historia de las estructuras de defensa y protección de la costa del Maresme. Por ello esta estrategia de defensa sólo puede plantearse para tramos de costa concretos y siempre teniendo en cuenta el factor temporal y muy importante el nivel de incertidumbre de la resistencia estructural de la solución adoptada como de su diseño funcional.

La mejor solución para cualquier escala temporal seleccionada consiste en la combinación de los tres elementos todo ello dentro del marco de un plan integral de la zona costera.

11.5.1. Playas

En el caso de las *playas no confinadas* la estrategia más aconsejable con carácter general es la del retroceso ya que ese es el comportamiento natural que cabe esperar en las playas y los campos de dunas asociados. En ciertos casos esto puede implicar la invasión de áreas con elementos de interés.

La estrategia de no intervención estructural implica promulgar lo antes posible unas normas de ordenación del territorio que eviten la instalación de nuevos elementos o actividades en las zonas vulnerables. En principio esta debería ser una tarea a nivel municipal y se sugiere hacerlo a partir de la revisión de los planes de urbanismo con la ayuda de especialistas y la asesoría técnica de los organismos oportunos para delimitar las zonas vulnerables. Convendría para ello marcar una fecha límite.

Esta estrategia debe prever el progresivo abandono de edificios infraestructuras cultivos etc. situados en las zonas vulnerables lo cual presenta dos limitaciones: determinar con exactitud las zonas que se verán afectadas y especialmente cuando puede producirse el daño. Conviene por ello moverse dentro de un abanico de posibilidades correspondientes a las previsiones "optimista", "pesimista" y "más probable". Dado que el abandono representa "de facto" el paso de bienes privados al dominio público deben arbitrarse programas de indemnización compensación o expropiación además de compensar el impacto de las limitaciones de uso sobre los derechos de los propietarios.

Cuando la migración de playa y/o duna hacia el interior afecte elementos cuya pérdida se considere inaceptable se deberá aplicar la estrategia de alimentación artificial o intervención estructural. En ambos casos debería señalarse una línea de máximo retroceso aceptable que permitiera una mejor ordenación del territorio costero. Por tanto además de delimitar las zonas potencialmente afectadas por la migración (considerando los distintos escenarios), se inventariarán y valorarán los bienes o elementos vulnerables presentes en ellas para determinar cuáles requieren protección y comparar su valor con el costo de las medidas de protección requeridas. Evidentemente ese análisis deberá hacerse para cada caso de forma detallada dentro de la revisión de los planes de urbanismo sugerida más arriba.

La situación es muy diferente para las *playas confinadas* porque si no se interviene estructuralmente se reducirá la superficie útil de algunas y desaparecerán otras. En las playas

estabilizadas mediante espigones diques exentos y otras estructuras costeras el impacto del cambio climático local es complejo de predecir. El comportamiento de las estructuras costeras variará de manera apreciable (Sánchez-Arcilla *et al.* 2004) con cualquier modificación del nivel medio del mar o del clima de oleaje. Se deberá por ello re-evaluar el diseño funcional de las estructuras de protección costera incluyendo también la durabilidad de las aportaciones artificiales de sedimento.

La urgencia de establecer cuanto antes una estrategia en este sentido se ilustra claramente con los datos presentados en el apartado 11.4.5.

11.5.2. Acantilados blandos

Las opciones en este caso son más sencillas dado que en muy pocos casos existen estructuras o edificios que se puedan ver afectados por un eventual retroceso erosivo de los acantilados el cual además tendría una magnitud considerablemente menor que la migración de las playas.

Una excepción la constituyen los acantilados de la Costa Brava que por su alto grado de fisuración y su elevada ocupación urbanística suponen un problema de importancia creciente.

La estrategia de retroceso para dejar que la naturaleza siga su curso tendría unas implicaciones similares a las descritas para las playas susceptibles de migración. También aquí habrá que delimitar las áreas potencialmente afectables hacer inventarios y valoraciones de los bienes existentes establecer limitaciones de uso en ciertas áreas y prever el abandono de edificios etc. (y las consiguientes indemnizaciones).

Cuando se considere que no es aceptable el abandono de ciertas estructuras en situación de peligro potencial habrá que prever la instalación de elementos de protección (por ejemplo escolleras de bloques al pie de los acantilados). La valoración de los bienes a proteger y su comparación con los costos de protección serán evidentemente la base para decidir qué estrategia se ha de aplicar en cada caso.

Dadas las incertidumbres existentes con respecto a la materialización de la amenaza es aconsejable la puesta en práctica de sistemas de seguimiento (“monitoreo”) que permitan determinar hasta qué punto el riesgo es real y requiere una intervención. Esos sistemas pueden incluir desde la simple colocación de puntos fijos de referencia perpendicular y paralelamente al borde del acantilado y su control visual sobre el terreno a sistemas de registro continuo o fotogrametría detallada a intervalos regulares.

11.5.3. Costas bajas

La situación de las costas bajas deltaicas está fuertemente amenazada por la falta de aportes sedimentarios. Se mantiene la capacidad remodeladora de los factores climáticos mientras que el volumen del cuerpo sedimentario va disminuyendo de manera monotonía. La adaptación basada en mantener una frontera tierra-mar dinámica permitirá maximizar la duración del cuerpo sedimentario deltaico. La mitigación resulta más compleja de implementar en la práctica. Una mitigación local mediante aportación de arena rigidización parcial mediante vegetación o rigidización total mediante estructuras es costosa y difícilmente sostenible. Se considera por ello preferible una mitigación general para el cuerpo deltaico basada en aportaciones sólidas como por ejemplo las asociadas a riadas o desembalses controlados.

La situación de los humedales y zonas intermareales es desde el punto de vista de las estrategias de mitigación comparable a la de playas y dunas. Algunos de estos humedales

tanto los que se encuentran asociados como los escasos situados fuera de ellos pueden migrar hacia el interior, ocupando costas bajas adyacentes. La estrategia de retroceso será seguramente la más adecuada en muchos casos pues permitirá mantener, a grandes rasgos la extensión total de los mismos. De seguir esa opción habrá que prever el abandono de los terrenos y estructuras afectables. En caso de que dicha opción se considere inaceptable por existir edificaciones estructuras etc. que deban mantenerse será preciso construir muros o diques de protección y establecer sistemas de bombeo para evitar el ascenso del nivel freático (“solución holandesa”). En determinadas zonas puede plantearse el relleno y elevación de ciertas infraestructuras (por ejemplo pistas de los aeropuertos de Fuenterrabía y Santander).

En otros casos la migración de los humedales hacia el interior resulta imposible por la presencia de barreras de distinto tipo. En algunos casos no hay alternativa y el resultado final será una reducción de la extensión de los humedales que quedarán total o parcialmente sumergidos. En otros casos es posible eliminar las barreras (por ejemplo en zonas que han sido simplemente cerradas y desecadas), facilitándose así la migración y/o la regeneración de zonas antiguamente ocupadas por humedales. Se ha estimado que en el litoral de las provincias de Guipúzcoa Vizcaya y Cantabria puede haber unos 30 km² de zonas de estas características con potencial de recuperación.

11.5.4. Puertos

El impacto climático local en las infraestructuras portuarias se refiere esencialmente a los niveles de las estructuras y su capacidad resistente. El primer punto se ilustra por la cota de coronación de los diques (que condicionan los volúmenes de rebase) o por la zona de estos expuestas a mayores solicitaciones. El punto de la capacidad resistente se basa por ello en la modificación del NMM y en la intensidad duración y recurrencia de las tormentas de oleaje. Todo ello requiere una re-evaluación de la fiabilidad de las estructuras marítimas.

11.6. REPERCUSIONES SOBRE OTROS SECTORES O ÁREAS

11.6.1. Interacción con el hinterland de la zona costera incluyendo la cuenca de drenaje de los ríos

La elevación del nivel medio del mar producirá un ascenso del nivel de base de los ríos lo que propiciará el aumento de la sedimentación en los cursos bajos de éstos especialmente en los estuarios que tendrá repercusiones en el mantenimiento de los puertos. No es posible evaluar la importancia relativa de este factor en comparación con las variaciones en el aporte de sedimentos causadas por cambios de uso del territorio en las cuencas fluviales. Igualmente propiciará una mayor penetración de la cuña salina en los estuarios desplazando hacia el interior la zona de sedimentación por floculación.

El aumento del NMM probablemente determinará también una mayor frecuencia e intensidad de las inundaciones en los cursos bajos de los ríos efecto que se vería acentuado si se produjera un aumento de la intensidad y frecuencia de los eventos torrenciales.

11.6.2. Interacción con pesquerías

Una reducción de humedales y zonas intermareales tendría repercusiones sobre la productividad biológica ya que dichas zonas tienen una alta productividad y son fundamentales para la reproducción y/o alimentación de diversas especies de interés. Es por tanto importante tratar de facilitar en la medida de lo posible la migración de estas zonas hacia el interior, de modo que se mantenga (o incluso incremente) su extensión total.

11.6.3. Interacción con el turismo

El sector turismo es probablemente el que presenta mayores posibilidades de verse afectado a través de la reducción o desaparición de playas. Será necesario anticiparse para poner en práctica de manera paulatina acciones de protección o regeneración de playas o bien para desarrollar formas de “turismo de sol y playa sin playas”. El ejemplo del Puerto de la Cruz en Tenerife o el más reciente de la zona de baños en el recinto del Forum de Barcelona constituyen ejemplos de adaptaciones del uso turístico tradicional del litoral a entornos sin playa.

11.7. PRINCIPALES INCERTIDUMBRES Y DESCONOCIMIENTOS

11.7.1. Variaciones recientes del nivel del mar

Con relación a los cambios del nivel del mar (figura 11.21), los datos de mareógrafos y de campo indican que en los últimos 150 años la subida del NMM ha sido del orden de 1 mm/año (Mörner 2003), pero los “modelos de carga glacial” (Peltier and Tushingham 1989, Lambeck *et al.* 2003) permiten estimarla entre 1.8 y 2.4 mm/año. Basándose fundamentalmente en estos últimos datos las predicciones de subida del nivel del mar para los próximos 100 años (año 2100) publicadas por el IPCC han variado desde valores de 50-95 cm (IPCC 1998) y 23-49 cm (IPCC 1999) a 13-68 cm (IPCC 2001). Frente a estos datos alarmistas las predicciones de la INQUA – Sea Level Change and Coastal Evolution Commission en sus informes de 1993 a 2003 oscilan entre 10 y 20cm como máximo. Pero en cualquier caso lo más interesante es que no se registra aceleración en la subida del nivel del mar en los últimos 100 años.

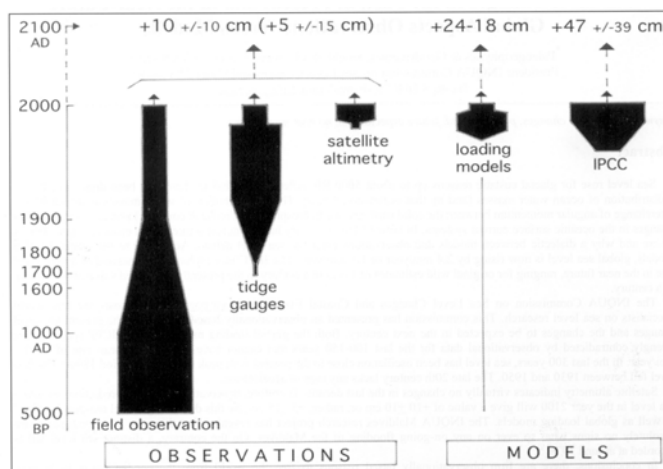


Fig. 11.21. Medios y técnicas para registrar o estimar los cambios en el nivel del mar, y para realizar predicciones para el siguiente siglo (Mörner 2003)

Los primeros datos de satélite (GEOSAT) sobre las variaciones del NMM entre 1986 y 1988, no eran suficientemente precisos pero a partir de la misión del TOPEX – POSEIDON los registros mejoraron (figura 11.22) y entre 1993 y 1996 el nivel permaneció estable con un ruido de ± 0.5 cm. Entre 1997 y 1998 se registraron amplias oscilaciones del nivel del mar global coincidiendo con episodios ENSO (El Niño Southern Oscillation). Entre 1998 y 2000 el registro es irregular, sin una tendencia clara pero posiblemente con una pequeña subida menor de 0.5 mm/año entre 1999 y 2000.

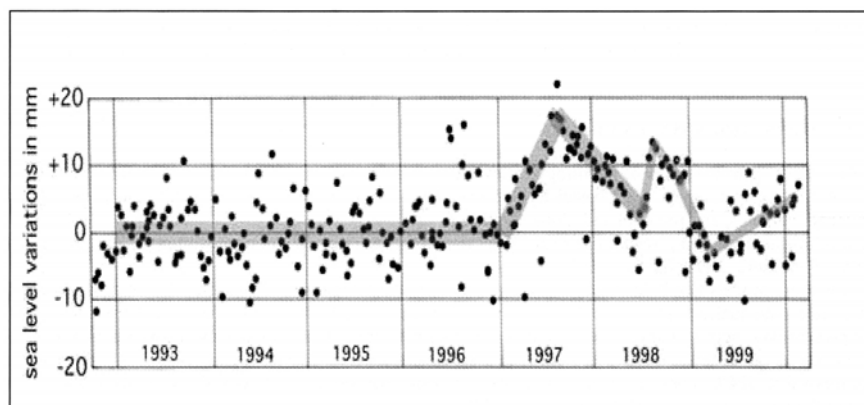


Fig. 11.22. Medidas de las variaciones del NMM realizadas con el satélite TOPEX-POSEIDON (Mörner 2003)

11.7.2. Factores impulsores; variaciones climáticas holocenas

El Presente Interglacial Holoceno (últimos 11000 años) corresponde a un periodo cálido que hasta hace poco se consideraba climáticamente estable particularmente si se comparaba con la extrema variabilidad del último periodo glacial. Sin embargo los trabajos de la última década han revelado un marco bastante diferente.

Los sondeos de hielo de Groenlandia (GRIP, GISP) permitieron a Dansgaard *et al.* (1993) reconocer cambios climáticos de escala milenaria durante el último periodo glacial con variaciones de temperatura que Bryant (1997) establece en 6 a 7° C. Posteriormente Bond *et al.* (1997) reconocieron estas oscilaciones en los sondeos marinos del Atlántico Norte y las extendieron hasta la actualidad aunque menos pronunciadas (tan sólo 2° C) durante el Holoceno reconociendo eventos fríos (Eventos Bond) de corta duración (100-200 años) con una periodicidad de 1 a 2 Ka cuyos picos se datan a 10.3 Ka 9.5 Ka 8.2 Ka 5.9 Ka 4.3 Ka 2.8 Ka y 1.4 Ka (edades calibradas).

Se han sugerido diversas causas para estas oscilaciones climáticas: variaciones en los parámetros orbitales (ciclos de 900 años Loutre *et al.* 1992), oscilaciones del sistema océano-atmósfera (ciclos de 1500 años Bond *et al.* 1999), cambios en la actividad solar (ciclos de 2500 años Stuiver y Reimer 1993) y fluctuaciones en la circulación termohalina en el Atlántico Norte (ciclos de 550 a 1000 años Chapman y Shackleton 2000). Esta variabilidad climática parece tener un carácter global y con toda seguridad afecta al clima del Atlántico Norte (Arz *et al.* 2001).

En el área de conexión Atlántico-Mediterráneo Cacho *et al.* (1999, 2001 y 2002) han estudiado sondeos del Golfo de Cádiz (frente a la costa de Huelva-Cádiz) y el Mar de Alborán (frente a la costa de Almería) reconociendo eventos de descenso de la temperatura superficial del agua del mar (SST) de magnitud no bien establecida y periodicidad de 750 años y sus armónicos. En Alborán se reconocen a 8.2, 5.36 y 1.4 Ka pero en el golfo de Cádiz sólo a 8.2 Ka. Independientemente del valor exacto de las oscilaciones hay constancia de una tendencia general al enfriamiento durante el Holoceno en el Atlántico noreste y en el Mediterráneo (Marchal *et al.* 2002), que puede estar relacionada con la transición del intervalo Hypsithermal (9-5.7 Ka BP) a la Neoglaciation (ca. 5.7 a = Ka BP).

11.7.3. Respuesta de la costa

El estudio de unidades costeras en el litoral mediterráneo y del Golfo de Cádiz ha puesto de manifiesto la existencia de tendencias sedimentarias y erosivas que una vez datadas y calibradas revelan una ciclicidad comparable con las anteriores y que se traduce en distintas escalas temporales.

Escala decenal (“decadal”). Las crestas de playa se asocian en doubles parejas separadas por surcos o *swales* de mayor amplitud y a esa agrupación se le denomina un *set*. En condiciones ideales la datación de valvas de moluscos recolectadas en surcos sucesivos permitiría estimar el tiempo requerido para su acumulación. En la práctica se pueden datar tan sólo algunos surcos de modo que se divide el lapso temporal que los separa por el número de crestas acumulado entre ambos para calcular la duración media de acumulación de una cresta.

En el Golfo de Cádiz (flecha de Doñana) la duración de un *set* es de 400 años (figura 11.23), es decir, cada cresta se acumula en unos 100 años (Zazo *et al.* 1994), mientras que en Roquetas (costa mediterránea de Almería) los valores correspondientes son 45 y 11 años (Goy *et al.* 2003) (figura 11.24). La diferencia se debe presumiblemente a las diferencias en el rango mareal energía del oleaje tamaño y disponibilidad de sedimento sin excluir el menor grado de conservación de las crestas de arena formadas en el litoral del Golfo de Cádiz. Según los autores anteriores la ciclicidad en Roquetas parece estar relacionada con ciclos simples de manchas solares y la oscilación NAO mientras que en Doñana se interpreta como ligada a ciclos seculares de manchas solares.

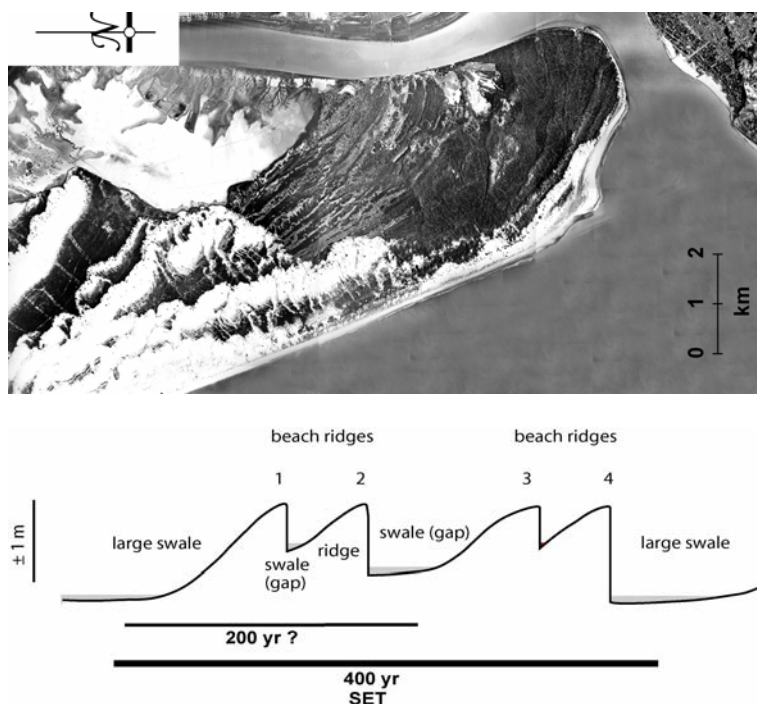


Fig. 11.23. Flecha de Doñana (Cádiz) y esquema de acumulación de aproximadamente 100 años (Zazo *et al.* 1994)

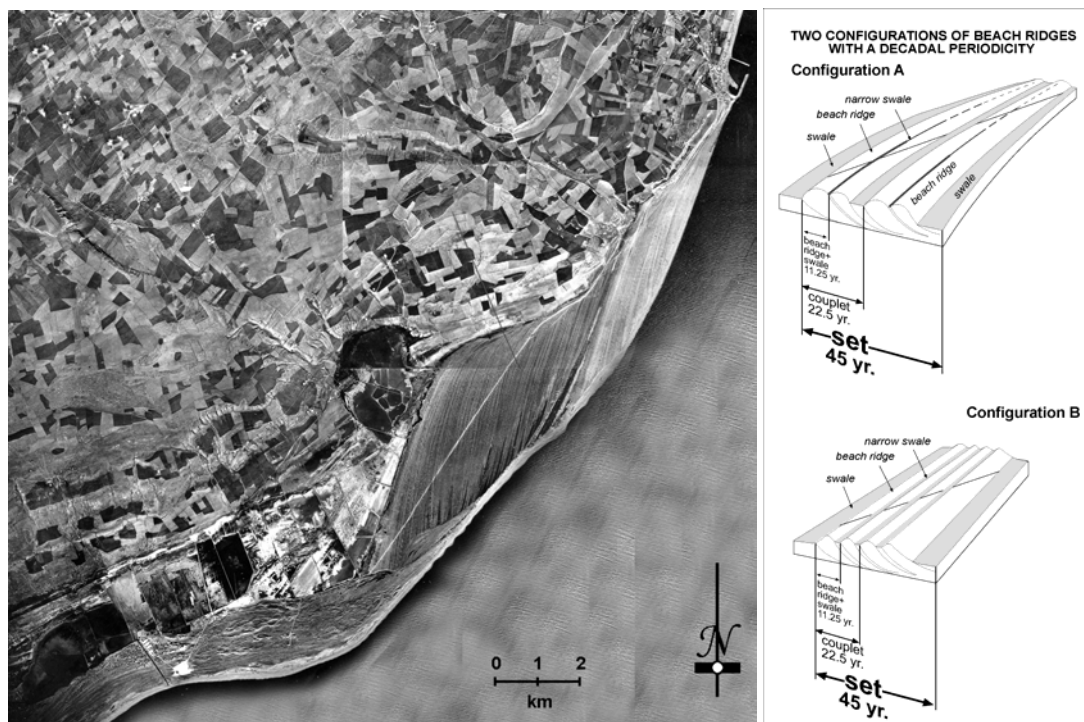


Fig. 11.24. Playa de Roquetas (costa de Almería) y esquema de acumulación cada 11 y 45 años (Goy et al. 2003)

En los registros recientes llevados a cabo por Rodríguez-Ramírez *et al.* (2000) en las flechas del litoral de Huelva para los últimos 40 años se relaciona la formación de crestas de playa de muy pequeña entidad (figura 11.25) con intensificación de los vientos del SW (tormentas), Índice NAO negativo y menor número de manchas solares (figura 11.26).

Escala secular ("centennial"). La tendencia progradante es decir el avance costero general en las costas anteriores se interrumpe periódicamente (figura 11.27) por superficies erosivas debidas a incrementos de la intensidad de las tormentas unidos a un pequeño ascenso del NMM estimado entre 0.5 y 0.8 m (Goy *et al.* 2003). La duración de estos episodios es muy pequeña (unas decenas de años), pero causan efectos muy visibles en la organización de las unidades morfo-sedimentarias. Entre 6000 y 3000 BP las erosiones se producían cada 600 años aproximadamente pero desde 2700 BP el intervalo se redujo a 400 y 200 años. Este cambio coincidió con una modificación relevante en el régimen de vientos dominantes que rolaron del oeste al suroeste modificando las derivas litorales y desencadenando erosiones (Zazo *et al.* 1994, Borja *et al.* 1999, Dabrio *et al.* 2000, Goy *et al.* 2003).

A *escala milenaria* se reconocen episodios de progradación costera que duran entre 1200 y 1500 años que Zazo *et al.* (1994) denominaron unidades "H": unidades de flechas progradantes que componen los sistemas de flechas. Se han reconocido en las flechas del Piedras Punta Umbria y Doñana (Huelva), Valdelagrana (Cádiz), Calahonda (Granada Lario *et al.* 1999), Roquetas (Goy *et al.* 2003) y Albufera de Alcudia (Mallorca Goy *et al.* 1996). Están separados por intervalos durante los que no se acumulaban crestas de playa o si lo hacían eran más pequeñas y se depositaban a cotas topográficamente más bajas lo que se interpreta como el resultado de un descenso transitorio (de duración secular) del NMM estimado entre 0.5 y 0.8 m, unido a una reducida actividad de las tormentas. Estos episodios sin crestas también llamados *gaps* se formaron en poco tiempo entre 200 y 400 años. Se reconocen bien los de edades aproximadas de 5.5. 2.7 y 0.7 Ka y mucho peor el de ~4.2 Ka.

Los *gaps* o interrupciones se interpretan como el resultado de periodos de extrema aridez dentro de la tendencia general a la aridez. Estas condiciones serian dominantes con periodos prolongados de NAO positiva y menor intensidad del flujo de entrada de Agua Atlántica Superficial hacia el Mediterráneo (Goy *et al.* 2003). Al comparar estos resultados con los datos del Mar de Alborán y el Atlántico Norte obtenidos a partir de otros *proxies* se observa que coinciden con algunos de los eventos de fríos Bond a 5.9, 4.3 y 2.8 Ka y al menos uno (5.36 Ka) de los eventos fríos del agua marina superficial (SST) descritos por Cacho *et al.* 2001.

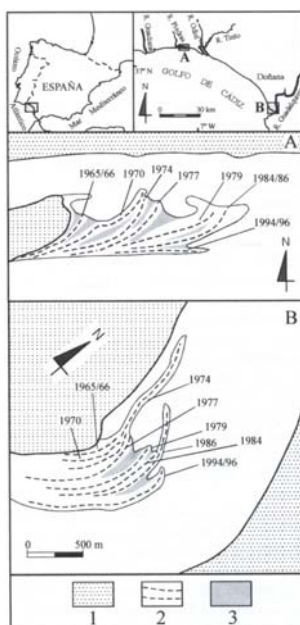


Fig. 11.25. Crestas y surcos de playa. Cronología de crecimiento entre 1956 y 1996 para las playas de El Rompido (A) y Doñana (B) en el golfo de Cádiz (Rodríguez Ramírez *et al.* 2000)

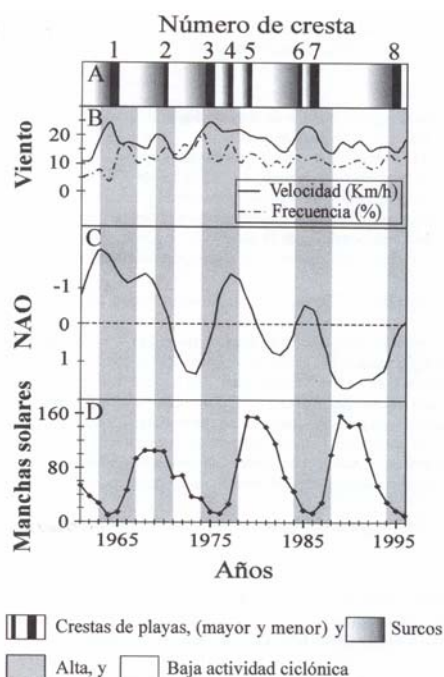


Fig. 11.26. Relación entre la formación de crestas de playa con manchas solares índice NAO negativo y vientos intensos del SW (Rodríguez Ramírez *et al.* 2000)

Variabilidad climática y cambios relativos del nivel del mar durante el Holoceno en el litoral de Almería. A partir del análisis de las flechas litorales de Roquetas.

H=Unidades de flecha constituidas por n crestas y surcos

A/B=Configuración de las crestas y surcos. A (mayor progradación costera)

(Goy, Zazo, Dabrio, *Geomorphology* 2003)

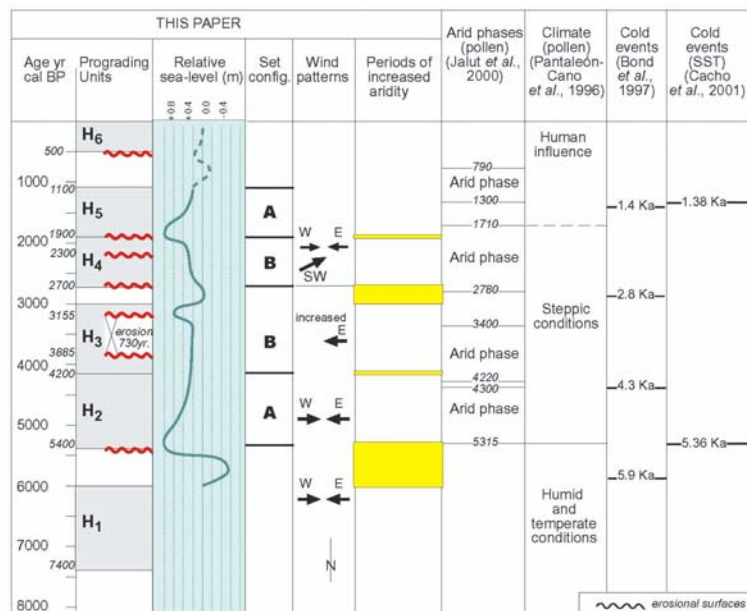


Fig. 11.27. Tendencia progradante interrumpida por superficies erosivas debidas a incrementos en la intensidad de las tormentas y en pequeños ascensos del NMM (Goy et al. 2003)

11.7.4. Interacciones

Las tendencias y ciclicidades descritas se solapan cada una con una periodicidad concreta y en teoría deben producir armónicos e interferencias. No obstante el periodo de los ciclos no es demasiado constante y tiene un margen de error muy apreciable a la escala de la vida humana. Las ciclicidades más generales implican cambios en el sistema atmósfera-océano y son de escala milenaria con periodicidades entre 1200 y 1500 años. Esto se traduce en los denominados Eventos de Bond y se manifiesta en el Atlántico Norte por periodos fríos (cortos con duración de siglos). Según el registro reciente en Roquetas (figura 11.27), estamos a punto de llegar a uno de esos eventos que en nuestras latitudes (área de conexión Atlántico-Mediterráneo), supondrá descenso del nivel del mar, aridez extrema y mayor frecuencia y acción de los vientos saharianos e índice positivo NAO prolongado. En principio este efecto es contrario al que se atribuye habitualmente a las acciones antrópicas (calentamiento global y el ascenso del nivel del mar).

Por otro lado atendiendo a la ciclicidad de 600 años (o algo menor en los dos últimos milenios), nos acercamos a uno de los periodos cortos (de un par de siglos) de NAO predominantemente negativa que producen aumento de las precipitaciones y del nivel del mar y dispara la erosión costera marcando el final de las fases de progradación (en este caso la H6). En principio sus efectos se sumarían a los del cambio climático que suele invocarse generalmente y ascendería el nivel relativo del mar.

En teoría ambas ciclicidades coincidirían y sus efectos relativos se anularían. No obstante el margen de variación de cada una de ellas es lo bastante amplio como para plantear una notable incertidumbre sobre lo que realmente ocurrirá.

Por todo ello con el fin de plantear estrategias de adaptación y mitigación se aconseja considerar dos escenarios de ascenso del NMM para finales de siglo: uno que se considera "más probable", de 50 cm (coherente con la mayoría de las proyecciones y con los datos sobre el Holoceno) y otro de 1 m o "escenario pesimista". Este último corresponde aproximadamente a las previsiones máximas de varios modelos y también con los ascensos detectados en diferentes puntos del litoral hace unos 5500 y 2000 años. La probabilidad de que se materialice este escenario es menor, particularmente en las costas S y E.

11.8. DETECCIÓN DEL CAMBIO

11.8.1. Factores impulsores

La detección de cambios en los factores impulsores (temperatura precipitación vientos oleaje corrientes), habrá de hacerse por medio de las observaciones meteorológicas u oceanográficas correspondientes. En el caso concreto de la zona costera tiene interés la medida regular del nivel y temperatura del agua de mar, en un número suficiente de puntos (en horizontal y vertical). Igualmente son de interés las medidas continuas de velocidad y dirección del viento así como de oleaje y circulación.

El punto más importante común a todas las variables antes mencionadas es la continuidad y precisión de los registros. De otro modo no se podrá detectar con fiabilidad la "débil" señal del cambio climático a escala decadal.

11.8.2. Respuesta geomorfológica

El elemento más sensible a los cambios en la dinámica litoral son las playas y zonas costeras bajas. La detección de cambios en la extensión forma o posición de las mismas por medio de perfiles con seguimiento regular o continuo a partir de imágenes aéreas o de satélites puede servir para detectar tendencias de variación en el nivel del mar u otros factores impulsores difíciles de detectar de manera directa.

11.8.3. Respuesta de los ecosistemas

De manera análoga se pueden establecer sistemas de seguimiento de las variaciones de extensión o posición de ecosistemas especialmente sensibles como los humedales costeros. Las propiedades de las masas de agua costeras (temperatura salinidad etc) así como su contenido en nutrientes pueden resultar afectadas por cambios locales en la climatología. La penetración salina en acuíferos terrestres es un indicador de notable interés socio-económico aunque difícil de predecir con exactitud.

11.8.4. Respuesta socio-económica en los usos y su gestión

Según se ha indicado los principales recursos a considerar son de tipo "no consumible", tales como playas dunas humedales. Los cambios de uso en estas unidades han estado determinados en los últimos siglos casi exclusivamente por actividades humanas no dependientes del cambio climático. Es de suponer que en las próximas décadas ese siga

siendo el factor determinante. El seguimiento de esos cambios puede hacerse con facilidad por medio de teledetección a partir de imágenes aéreas o de satélite.

11.9. IMPLICACIONES PARA LAS POLÍTICAS

La mayor parte de los problemas que aquí se han descrito como probables consecuencias del cambio climático se producen también a causa de actividades humanas no relacionadas con aquél. Desde el punto de vista de la política costera lo que interesa sobre todo es atajar dichos problemas no el cambio climático en sí. Por ello se presentan a continuación una serie de recomendaciones para una política de conservación protección y gestión del litoral que resultarán útiles no solamente como acciones de prevención y mitigación del impacto del cambio climático sino también aunque dicho cambio se produjera de manera más lenta que lo esperado o incluso no llegara a producirse.

11.9.1. Anticipación en la toma de decisiones

Aunque hay soluciones (ya sean de tipo estructural o no estructural) para la práctica totalidad de los problemas identificados resulta imposible actuar en toda la costa en un plazo de tiempo corto aunque solo sea por la imposibilidad de dedicar a ese fin suficientes recursos financieros. Por ello es de gran importancia que se tomen las decisiones correspondientes con la debida antelación. Esas decisiones deberían dirigirse en primer lugar hacia aquéllas actuaciones que resultarán beneficiosas en cualquier caso (muchas de ellas descritas más arriba), independientemente de la magnitud y ritmo del cambio climático.

11.9.2. Políticas "desde arriba" o políticas participativas

Los principales problemas que se han descrito pueden agruparse en dos grandes categorías: a) relativos a la estabilidad de playas y costas bajas de materiales incoherentes; b) relativos a costas bajas inundables humedales y zonas intermareales. Ambos tipos de unidades litorales son en su mayor parte de titularidad pública pero su eventual desplazamiento puede afectar a terrenos y bienes privados.

En el caso de medidas que afecten solamente a bienes de titularidad pública (por ejemplo medidas encaminadas a mantener playas confinadas) es posible la puesta en práctica de políticas "desde arriba", si bien se considera muy conveniente incorporar en la toma de decisiones a los agentes afectados (Administración Central comunidades autónomas municipios propietarios colindantes sectores productivos afectados grupos conservacionistas), con el fin de establecer acuerdos tanto sobre las prioridades de actuación (e inversión) como sobre las soluciones técnicas a adoptar.

Cuando las medidas afecten a bienes privados (por ejemplo estrategias de abandono para dejar que los humedales migren hacia el interior), las medidas de carácter participativo son especialmente necesarias ya que habrán de prever las correspondientes compensaciones.

11.9.3. Criterios de actuación

Los criterios de actuación que se pueden aplicar se derivan de lo anterior y deben tener en cuenta: a) importancia potencial (social económica ecológica) del problema; b) posibilidad de que las medidas a implantar sean innecesarias o incluso contraproducentes si el cambio no se produce en los plazos o con la magnitud previstos; c) inminencia del riesgo o urgencia de la actuación; d) costes de la intervención.

En principio se considera que se debe dar prioridad a políticas que aborden los grandes problemas antes citados con medidas que en cualquier caso serán de utilidad independientemente del ritmo de los futuros cambios (por ejemplo actuaciones en las cuencas que aseguren aportes regulares de sedimentos a la costa con el fin de contribuir a la estabilidad de playas y deltas). Si como consecuencia de la implantación de sistemas de seguimiento se detecta que en algunas zonas hay cambios especialmente rápidos será preciso actuar en ellas con mayor urgencia.

11.10. PRINCIPALES NECESIDADES DE INVESTIGACIÓN

Las necesidades de investigación que se identifican tienen relación por un lado con el conocimiento de las variaciones climáticas ocurridas en el pasado reciente (aproximadamente los últimos 10.000 años) y con el reflejo de éstas en el nivel relativo del mar y los procesos morfodinámicos que han afectado al litoral. Los datos disponibles indican que hace aproximadamente 5500 años existieron condiciones comparables a las que se prevén para finales de siglo. Un conocimiento detallado de la evolución de los procesos pasados (a ser posible con resolución anual o decenal) ayudaría de manera significativa a mejorar la precisión de los pronósticos. Por otro lado es necesario profundizar en el conocimiento que los cambios climáticos en particular del NMM y otros factores impulsores como el oleaje junto con el correspondiente cambio morfodinámico que pueden tener en los ecosistemas litorales sensibles y en las actividades humanas.

Aparte de la necesidad de profundizar en la comprensión de los procesos que actúan se necesita disponer de datos sobre los distintos parámetros que intervienen en los mismos en la actualidad bastante escasos. Esto requiere la puesta en marcha de sistemas de seguimiento y toma de datos sistemática sobre esos parámetros (en el tiempo y en el espacio) que si bien no constituyen estrictamente acciones de investigación son una parte fundamental para el desarrollo de las mismas pues permitirán el establecimiento de relaciones empíricas o la elaboración y validación de modelos.

11.10.1. Factores impulsores y climatología local

Es de especial interés conocer mejor los efectos de los cambios climáticos en el régimen de viento oleaje y patrones de circulación que afectan a cada zona.

11.10.2. Respuesta morfodinámica de la costa

Las unidades más sensibles a los cambios morfodinámicos que afectan al litoral son las playas (y campos de dunas asociados) y otras costas bajas. De particular interés son los deltas que por su subsidencia están ya experimentando un ascenso relativo del NMM. Para mejorar la comprensión de los factores que determinan esos cambios y por tanto la capacidad de predicción y de respuesta ante aquéllos es preciso desarrollar y aplicar modelos que simulen el comportamiento de los principales tipos de playas (cordones arenosos en general), y también establecer sistemas de seguimiento regular de los cambios.

11.10.3. Respuesta de los ecosistemas

Los ecosistemas más importantes en la zona litoral son las dunas las marismas y zonas intermareales. Es preciso tratar de profundizar en el conocimiento de cómo han respondido ante los cambios climáticos pasados (Holoceno), y también establecer sistemas de seguimiento sistemático de las modificaciones que puedan estar sufriendo en la actualidad.

11.10.4. Bienes recursos y usos en zonas costeras y estuarinas

La principal necesidad en este caso es la realización de inventarios de las zonas que se pueden ver afectadas por los principales tipos de procesos descritos. Dado que la mayor parte de los problemas potenciales se derivan del aumento del nivel relativo del mar o de los efectos de los temporales es importante disponer de una cartografía suficientemente detallada (resolución vertical decimétrica o centimétrica) de los entornos potencialmente afectables. Sobre la base de dicha cartografía se pueden delimitar las zonas y elementos en situación de riesgo y hacer una cuantificación de las extensiones y valores afectados.

11.11. BIBLIOGRAFÍA

- Altuna J., Cearreta A., Edeso J.M., Elorza M., Isturiz J.M., Mariezkurrena K., Mújika J.A. y Ugarte F.M. 1990. El yacimiento de Herriko-Barra (Zarautz País Vasco) y su relación con las transgresiones marinas holocenas. En: ITGME (Ed.): El Cuaternario de España y Portugal 2: 923-942.
- Arz H.W., Gerhardt S., Pätzold J. y Röhl U. 2001. Millennial-scale changes of surface- and deep- water flow in the western tropical Atlantic linked to Northern Hemisphere high-latitude climate during the Holocene. *Geology* 29: 239-242.
- Bond G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., DeMenocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I. y Bonani G. 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science* 278: 1257-1266
- Bond G., Showers W., Elliot M., Evans M., Lotti R., Hadjas I., Bonani G. y Johnson S. 1999. The North Atlantic's 1-2 kyr climate rhythm: Relation to Heinrich events Dansgaard/Oeschger Cycles and the Little Ice Age En: Clark P.U. *et al.* (eds.). Mechanisms of global climate change at millennial time scales: American Geophysical Union Monograph 112: 385-394.
- Borja F., Zazo C., Dabrio C.J., Díaz del Olmo F., Goy J.L. y Lario J. 1999. Holocene aeolian phases and human settlements along the Atlantic coast of southern Spain. *The Holocene* 9: 333-339.
- Brunn P. 1962. Sea level rise as a cause of shore erosion. *Proceedings of the American Society of Civil Engineering Journal, Waterways and Harbor Division* 88: 117-130.
- Brunn P. 1986. Worldwide impact of sea level rise on shoreline. *Effects in Stratospheric ozone and global climate* 4: 99-128.
- Brunn P. 1988. The Brunn rule of erosion by sea-level rise: a discussion on large scale two or three dimensional usage. *Journal of Coastal Research* 4: 627-648
- Bryan E. 1997. *Climate process and change*. Cambridge University Press. Cambridge. 209 pgs.
- Burjachs F., Pérez-Obiol R., Roure J.M. y Julia R. 1994. Dinámica de la vegetación durante el Holoceno en la isla de Mallorca. *Trabajos de Palinología Básica y Aplicada. X Simposio de Palinología (A.P.C.E.)*. Universitat de Valencia. Valencia. Pgs. 199-210.
- Cacho I., Grimalt J.O., Pelejero C., Canals M., Sierro F.J., Flores J.A. y Shackleton N.J. 1999. Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography* 14: 698-705.
- Cacho I., Grimalt J.O., Canals M., Sbaffi L., Shackleton N.J., Schönfeld J. y Zhan R. 2001. Variability of the Western Mediterranean Sea surface temperatures during the last 25,000 years and its connection with the northern hemisphere climatic changes. *Paleoceanography* 16: 40-52.
- Cacho I., Grimalt J.O. y Canals M. 2002. Response of the Western Mediterranean Sea to rapid climatic variability during the last 50,000 years: a molecular biomarker approach. *Journal of Marine Systems* 33-34: 253-272.
- Cearreta A. 1992. Cambios medioambientales en la ría de Bilbao durante el Holoceno. *Cuadernos de Sección. Historia* 20: 435-454.
- Cearreta A. 1993. Palaeoenvironmental interpretation of Holocene coastal sequences in the southern Bay of Biscay. *Geologische Rundschau* 82: 234-240.

- Cearreta A. 1994. Análisis micropaleontológico del relleno sedimentario holoceno en el estuario del Bidasoa (Golfo de Bizkaia). *Geobios* 27: 271-283.
- Cearreta A. 1998. Holocene sea-level change in the Bilbao estuary (north Spain): foraminiferal evidence. *Micropaleontology* 44(3): 265-276.
- Cearreta A., Edeso J.M., Merino A., Ugalde T. y Ugarte F.M. 1990: Las dunas litorales de Barrika (costa occidental de Bizkaia). *Kobie* 19: 77-83.
- Cearreta A., Edeso J.M. y Ugarte F.M. 1992. Cambios del nivel del mar durante el Cuaternario reciente en el Golfo de Bizkaia. En: Cearreta A. y Ugarte F.M. (eds.). *The late Quaternary in the Western Pyrenean Region*. Pgs. 57-94.
- Cearreta A. y Murray J.W. 1996. Holocene paleoenvironmental and relative sea-level changes in the Santoña estuary Spain. *Journal of Foraminiferal Research* 6(4): 289-299.
- Cendrero A. 2003. De la comprensión de la historia de la tierra al análisis y predicción de las interacciones entre seres humanos y medio natural. *Real Academia de Ciencias Exactas Físicas y Naturales Madrid*. 98 pgs.
- Cendrero A. y Díaz de Terán J.R. 1977. Caracterización cuantitativa del desarrollo histórico del relleno de la Bahía de Santander; un proceso natural activado por el hombre. *Revista de Obras Públicas* (Oct. 1977): 797-808.
- Cendrero A., Díaz de Terán J.R. y Salinas J.M. 1981. Environmental economic evaluation of the filling and reclamation process in the Bay of Santander, Spain. *Environmental Geology* 3: 325-336.
- Cendrero A., Rivas V. y Remondo J. 2004 (en prensa). Influencia humana sobre los procesos geológicos superficiales; consecuencias ambientales. En: Naredo J.M. (ed.). *Incidencia de la especie humana sobre la Tierra*. Colección Economía y Naturaleza Fundación César Manrique Lanzarote.
- Chapman M.R. y Shackleton N.J. 2000. Evidence of 550-year and 1000 year cyclities in North Atlantic circulation patterns during the Holocene. *The Holocene* 10: 287-291.
- Dabrio C.J. y Polo M.D. 1987. Holocene sea-level changes coastal dynamics and human impacts in Southern Iberian Peninsula. *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario* 10: 227-247.
- Dabrio C.J., Boersma J.R., Fernández J., Martín J.M. y Polo M.D. 1980. Dinámica costera en el Golfo de Cádiz: sus implicaciones en el desarrollo socioeconómico de la región. I Reunión Nacional del Grupo Español de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio. Santander. 19 pgs.
- Dabrio C.J., Zazo C., Somoza L., Goy J.L., Bardají, T., Lario J. y Silva P.G. 1996. Oscilaciones del nivel del mar de largo y corto plazo: indicadores morfosedimentarios en zonas costeras. *Geogaceta* 20: 1679-1682.
- Dabrio C.J., Zazo C., Goy J.L., Sierro F.J., Borja F., Lario J., González J.A. y Flores J.A. 2000. Depositional history of estuarine infill during the Late Pleistocene-Holocene postglacial transgression. *Marine Geology* 162: 381-404.
- Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen J.P., Sveinbjornsdottir, A.E., Jouzel J. y Bond G. 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* 364: 218-220.
- Del Río L., Benavente J., Gracia F.J., Anfuso G., Martínez del Pozo J.A., Domínguez L., Rodríguez-Ramírez A., Flores E., Cáceres L., López-Aguayo F. y Rodríguez-Vidal J. 2002. En: *Litoral 2002. The Changing COAST. Eurocoast/EUCC Porto- Portugal* (Ed. EUROCOAST). The quantification of coastal erosion processes in the South Atlantic-Spanish coast: methodology and preliminary results.
- de Vriend H.J. 1991. Mathematical Modelling and Large-Scale Coastal Behaviour. Part I: Physical Processes. *Journal of Hydraulic Research* 29(6): 727-740.
- Edeso J.M. 1990. Geomorfología fluvial y litoral del extremo oriental de Guipúzcoa (País Vasco). Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza.
- Edeso J.M. 1994. El relleno holoceno de la depresión de Zarauz. *Lurralde* 17: 115-152.
- Emery K.O. y Aubrey D.G. 1991. *Sea Levels Land Levels and Tide Gauges* Springer-Verlag, New York, 237 pgs.

- Fernández-Salas L.M., Lobo F.J., Hernández-Molina F.J., Somoza L., Rodero J., Díaz del Río V. y Maldonado A. 2003. High-resolution architecture of late Holocene highstand prodeltaic deposits from southern Spain: the imprint of high-frequency climatic and relative sea-level changes. *Continental Shelf Research* 23: 1037-1054.
- Flor G. 1983. Las rasas asturianas: ensayos de correlación y emplazamiento. *Trabajos de Geología* 13: 65-81.
- Flor G. 1995. Evolución post-flandriense e histórica en el complejo estuarino de Avilés (Asturias). Reunión Monográfica sobre El Cambio de la costa: los sistemas de rías. Vigo 15-18.
- Gómez Gallego J. 1994. Estudio de las variaciones del nivel del mar: anuales estacionales y mensuales en el puerto de Santander. Actas IV Coloquio Internacional sobre Oceanografía del Golfo de Vizcaya. Pgs. 83-97.
- González-Díez A., Salas L., Díaz de Terán J.R. y Cendrero A. 1996. Late Quaternary climate changes and land mass movement frequency and magnitude in the Cantabrian Region Spain. *Geomorphology* 3-4: 291-309.
- González-Díez A., Remondo J., Díaz de Terán J.R. y Cendrero A. 1999. A methodological approach for the analysis of the temporal occurrence and triggering factors of landslides. *Geomorphology* 30: 95-113.
- Goy J.L., Zazo C., Dabrio C.J., Lario J., Borja F., Sierro F. y Flores J.A. 1996. Global and regional factors controlling changes of coastlines in southern Iberia during the Holocene. *Quaternary Science Reviews* 15(3-4): 1-8.
- Goy J.L., Zazo C. y Cuerda J. 1997. Evolución de las áreas margino-litorales de la costa de Mallorca (I. Baleares) durante el Último y Presente Interglacial: nivel del mar holoceno y clima. *Boletín Geológico y Minero* 108-4 y 5: 455-463.
- Goy J.L., Zazo C. y Dabrio C.J. 2003. A beach-ridge progradation complex reflecting periodical sea-level and climate variability during the Holocene (Gulf of Almería Western Mediterranean). *Geomorphology* 50: 251-268.
- Hoyos Gómez M. 1987. Upper Pleistocene and Holocene marine levels on the Cornisa Cantabrica (Asturias Cantabria y Basque Country Spain). *Trabajos en Neógeno-Cuaternario*. Museo Nacional de Ciencias Naturales. C.S.I.C. Tomo X. Cambios del nivel del mar en España en el Cuaternario reciente. Madrid. Pgs. 251-258.
- IPCC. 1995. *Climate Change 1995: IPCC Second Assessment International Panel on Climate Change WMO - UNEP*. Geneva-Nairobi.
- IPCC. 1998. *Climate Change 1998*. Cambridge Univ. Press
- IPCC. 1999. *Climate Change 1999*. Cambridge Univ. Press.
- IPCC. 2001. *Climate Change 2001*. Cambridge Univ. Press
- Jalut G., Esteban Amat A., Bonnet L., Gauquelin T. y Fontugne M. 2000. Holocene climatic changes in the Western Mediterranean from south-east France to south-east Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 160: 255-290.
- Jiménez J.A., Valdemoro H.I., Sánchez-Arcilla A. y Stive M.J.F. 1993. Erosion and Accretion of the Ebro Delta Coast: a Large Scale Reshaping Process. En: *Large Scale Coastal Behaviour'93*, US Geological Survey Open File Report 93-381: 88-91.
- Jiménez J.A. y Sánchez-Arcilla A. 1993. Medium-term coastal response at the Ebro delta Spain. *Marine Geology* 114:105-118.
- Jiménez J.A. y Sánchez-Arcilla A. 1997. Physical Impacts of Climatic Change on Deltaic Coastal Systems (II): Driving Terms. *Climatic Change* 35: 95-118.
- Jiménez J.A., Sánchez-Arcilla A., Valdemoro H.I., Gracia V. y Nieto F. 1997. Processes reshaping the Ebro delta. *Marine Geology* 144: 59-79.
- Jiménez J.A., Guillén J., Gracia V., Palanques A., García M.A., Sánchez-Arcilla A., Puig, P., Puigdefábregas J. y Rodríguez G. 1999. Water and sediment fluxes on the Ebro delta shoreface: On the role of low frequency currents. *Marine Geology* 157: 219-239.
- Lambeck A., Purcell P., Johnston M., Nakada M. y Yokoyama, Y. 2003. Water-load definition in the glacio-hydro-isostatic sea-level equation. *Quaternary Science Reviews* 22: 2-4, 309-318.

- Lario J., Zazo C. y Goy J.L. 1999. Fases de progradación y evolución morfosedimentaria de la flecha litoral de Calahonda (Granada) durante el Holoceno. *Estudios Geológicos* 55(5-6): 247-250.
- Lario J., Zazo C., Goy J.L., Dabrio C.J., Borja F., Silva P.G., Sierro F., González A., Soler, V. e Yll E. 2002. Changes in sedimentation trenes in SW Iberia Holocene estuaries (Spain). *Quaternary International* 93-94: 171-176.
- Loutre M.F., Berger, A., Bretagnon P. y Blanc, P.-L. 1992. Astronomical frequencies for climate research at the decadal to century time scale. *Climate Dynamics* 7: 181-194.
- Marchal O., Cacho I., Stocker, Th. F., Grimalt J.O., Calvo E., Martrat B., Shackleton N., Vautravers M., Cortijo E., Kreveld S. van Andersson C., Koç, N., Chapman M., Saffi L., Duplessy J.-Cl., Sarnthein M., Turon J.-L. Duprat J. y Jansen E. 2002. Apparent long-term cooling of the sea surface in the northeast Atlantic and Mediterranean during the Holocene. *Quaternary Science Reviews* 21: 455-483.
- Marcos M., Gomis D., Monserrat S., Álvarez E., Pérez B. y García-Lafuente J. (enviado) Consistency of long sea-level time series in the Northern coast of Spain.
- Mariscal B. 1983. Estudio polínico de una turbera en el Cueto de la Avellanosa (Polaciones). Cantabria. Tesis de Licenciatura Univ. Complutense Madrid.
- Mariscal B. 1986. Análisis polínico de la turbera del Pico Sertal de la Sierra de Peña Labra. Reconstrucción de la paleoflora y de la paleoclimatología durante el Holoceno en la zona oriental de la Cordillera Cantábrica. En: López Vera F. (ed.). *International Symposium on Quaternary Climate in the Western Mediterranean*. Universidad Autónoma de Madrid: Pgs. 205-220.
- Mariscal B. 1987. Estudio palinológico de la flora holocénica de Cantabria. Aspectos paleoclimáticos. Tesis Doctoral Univ. Complutense. Madrid.
- Mary G. 1968. Datation de la plage fossile de Xivares (Espagne): *Comptes Rendus De L'Academie des Sciences Serie D* 266: 1941-1942.
- Mary G. 1973. Un diagramme sporopollinique et des datations C-14 pour la tourbière du Llano de Roñanzas Asturias (España). *Boletín de la Sociedad Geológica Francesa* 25. 38.
- Mary G. 1975. Oscillation d'âge atlantique du niveau marin sur le plage de la Jerra (San Vicente de la Barquera Santander). *Brevioria Geológica Astúrica* año XIX, 4: 49-51.
- Mary G. 1979. Evolution de la bordure cotiere asturienne. Tesis doctoral tomo 1, 288 pgs.
- Mary G. 1985. Niveaux marins du littoral asturien et galicien entre San Vicente de la Barquera y Foz. I Reunión del Cuaternario Ibérico. Lisboa. Pgs. 219-228.
- Mary G. 1992. La evolución del litoral cantábrico durante el holoceno. En: Cearreta A. y Ugarte F. (eds.). *The Late Quaternary in the western Pyrenean Region*. Bilbao. Pgs. 161-170.
- Mary G., Medus J. y Delibrias G. 1975. Le Quaternaire de la cote asturienne (Espagne). *Bulletin de l'association Française pour l'étude du Quaternaire* 42(1): 13-23.
- Medina R., Losada I.J., Méndez F.J., Olabarrieta M., Liste M., Menéndez M., Tomás A., Abascal A.J., Agudelo P., Guanche R. y Luceño A. 2004. Impacto en la Costa Española por Efecto del Cambio Climático. Oficina Española de Cambio Climático –Dirección General de Costas (Ministerio de Medio Ambiente). 3 tomos.
- Méndez G., Pérez-Arlucea M., Clemente F., Nombela M. y Rubio B. 2003. Sediment yield and sedimentation rates in recent coastal deposits at the Ria de Vigo (Galicia Spain). Anthropogenic or climatic causes?. *Quaternary Climatic Changes and Environmental Crises in the Mediterranean Region (Meeting)*. Dpto. de Geología Universidad de Alcalá. Pgs. 107-116.
- Menéndez Amor J. 1961a. La concordia entre la composición de la vegetación durante la segunda mitad del Holoceno en la costa de Levante (Castellón) y en el oeste de Mallorca. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural.(Geol.)* LIX: 97-100.
- Menéndez Amor J. 1961b. Resultados del análisis polínico de una serie de muestras de turba recogidas en La Ereta del Pedregal (Navamés Valencia). *Archivo de Prehistoria Levantina* IX: 97-99.
- Menéndez Amor J. 1961c. Contribución al conocimiento de la historia de la vegetación en España durante el Cuaternario. *Estudios Geológicos* XVII: 83-99.

- Menéndez Amor J. 1963. Sur les éléments steppiques dans la végétation quaternaire de l'Espagne. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geol.)* 51: 21-133
- Menéndez Amor J. y Florchutz F. 1961. Contribución al conocimiento de la vegetación en España durante el Cuaternario. Resultado del análisis palinológico de algunas series de muestras de turbas arcillas y otros sedimentos recogidos en los alrededores de: I Puebla de Sanabria (Zamora); II Buelna (Asturias) Vivero (Galicia) y en Levante. *Estudios Geológicos XVI*: 83-89.
- Menéndez Amor J. y Florchutz F. 1963. Sur les éléments steppiques dans la végétation quaternaire de l'Espagne. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geol.)* 61: 121-133.
- Menéndez Amor J., y Florchutz F. 1964. Resultado del análisis paleobotánico de una capa de turba en las cercanías de Huelva (Andalucía). *Estudios Geológicos XX*: 183-186.
- Méndez G., Pérez-Arlucea M., Clemente F., Nombela M. y Rubio B. 2004. Sediment yield and sedimentation rates in recent coastal deposits at the Ria de Vigo (Galicia Spain). *Anthropogenic or climatic causes?*
- MIMAM. 2000. Libro blanco del agua en España. Secretaría de Estado de Aguas y Costas. Dirección General de Obras Hidráulicas y Calidad de las Aguas. Madrid. 637 pgs.
- Mitosek H.T. 1995. Climate Variability and Change within the Discharge Time Series: A Statistical Approach, *Climatic Change* 29: 101-116.
- Moñino M. 1986. Establecimiento y cartografía de los niveles de rasa litoral existentes en Cantabria. Tesis de Licenciatura. Universidad de Cantabria.
- Moñino, M., Díaz de Terán J.R. y Cendrero A. 1988. Pleistocene sea level changes in the Cantabrian coast Spain. En: Singh S. y Tiwari R.C. (eds.). *Geomorphology and Environmental Management Allahabad Geogr. Soc., Allahabad, India*. Pgs. 351-364.
- Morhange C. 1994. La mobilite recente des Littoraux Provencaux: Elements d'Analyses Geomorphologique These de 3eme cycle Universite de Provence Aix-en-Provence.
- Mörner N.A. 2003. Sea Level Changes in the Past at Present and in the Near-Future. *Global Aspects Observations versus Models. Coastal Environmental Change During Sea-Level Higstands: A Global Synthesis with implications for management of future coastal change. Puglia 2003 – Final Conference Project IGCP 437*: 5-9.
- Mosquera Sante M.J., Mateu Mateu, G.A. y Vidal Romani J.R. 1994. Estudio del depósito de Puerta Real. Un episodio regresivo holoceno en la Ría de Coruña. *Gaia. Revista de Geociencias* 9: 75- 78.
- Nicholls R.J. y Branson J. 1998. Coastal Resilience and Planning for an Uncertain Future: An Introduction. *The Geographical Journal* 164, part 3: 255-258.
- Otter H.S., Van der Veen A. y De Vriend H.J. 1996. Analysis of the Effects of a Sea Level Rise on the Socio-Economy of the Ebro Delta Spain. En: *Impact of Climatic Change on North-wester Mediterranean Deltas Meddelt Final Book of Papers Vol. II The present and de Future Venezia*. Pgs. 3.35-3.51
- Pantaleón-Cano J., Yll E.I., Pérez-Obiol R. y Roure J.M. 1996. Las concentraciones polínicas en medios semiáridos. Su importancia en la interpretación de la evolución del paisaje. En: Ramil Rego P., Fernández Rodríguez C. y Rodríguez-Gutián M. (eds). *Biogeografía Pleistocena-Holocena de la Península Ibérica. Xunta de Galicia Santiago de Compostela*. Pgs. 215-226.
- Peltier W.R. y Tushingham A.M. 1989. Global sea level rise and greenhouse effect. Might there be a connection?. *Science* 244: 806-810.
- Peñalba M.C. 1989. Dynamique de végétation tardiglaciaire et holocene du centre-nord de l'Espagne d'après l'analyse pollinique. These. Université d'Aix Marseille III.
- Pirazzoli P.A. 1991. *World Atlas of Holocene Sea-Level Changes. Oceanography Series* 58. Elsevier, Amsterdam. 300 pgs.
- Remondo J., González-Díez A., Díaz de Terán J.R. y Cendrero A. 2003. Landslide susceptibility models using spatial data analysis techniques; a case study from the lower Deva valley Guipúzcoa (Spain). *Natural Hazards* 30: 267-279.

- Remondo J., González-Díez A., Soto J., Díaz de Terán J.R. y Cendrero A. 2004. Human impact on geomorphic processes and hazards in mountain areas. *Geomorphology* (enviado).
- Rivas V. 1991. Evolución reciente y estado actual del litoral cantábrico oriental. Tesis Doctoral Universidad de Murcia.
- Rivas V. y Cendrero A. 1987. Acreción litoral durante el Holoceno en las rías de Cantabria. *Actas VIII Reunión sobre el Cuaternario*. Santander. Pgs. 241-243.
- Rivas V. y Cendrero A. 1990. Land reclamation in northern Spain: some potential economic consequences. *Proceedings Sixth International IAEG Congress*. Balkema Rotterdam. Pgs. 227-233.
- Rivas V. y Cendrero A. 1991. Use of natural and artificial accretion on the north coast of Spain; historical trends and assessment of some environmental and economic consequences. *Journal of Coastal Research* 7(2): 491-507.
- Rivas V. y Cendrero A. 1992. Determination of the evolutionary condition of coastal cliffs on the basis of geological and geomorphological parameters. *International Coastal Congress (ICC)*. Kiel. Pgs. 214-222.
- Rivas V. y Cendrero A. 1995. Human influence in a low-hazard coastal area: an approach to risk assessment and proposal of mitigation strategies. *Coastal Hazards. Perception Susceptibility and Mitigation*. *Journal of Coastal Research* 12: 289-298.
- Rivas V., Cendrero A., Hurtado M., Cabral M., Giménez J., Forte L., del Río L., Cantú M. y Becker A. 2004. Geomorphic consequences of urban development and mining activities; an analysis of study areas in Spain and Argentina. *Geomorphology* (enviado)
- Rodríguez Asensio J.A. y Flor G. 1980. Estudio del yacimiento prehistórico de Bañugues y su medio depósito (Gozón Asturias). *Revista Zephyrus* XXX-XXXI: 205-222.
- Rodríguez-Ramírez A. 1998. Geomorfología del Parque Nacional de Doñana y su entorno. Ministerio de Medio Ambiente. 146 pgs.
- Rodríguez-Ramírez A., Cáceres L.M., Rodríguez Vidal J. y Cantano M. 2000. Relación entre clima y génesis de crestas/surcos de playa en los últimos cuarenta años (Huelva Golfo de Cádiz). *Revista Cuat. Geomorf.* 14: 109-113.
- Rodríguez-Ramírez A., Ruiz F., Cáceres L.M., Rodríguez Vidal J., Pino R. y Muñoz J.M. 2003. Analysis of the recent storm record in the southwestern Spanish coast: implications for littoral management. *The Science of the Total Environment* 303: 189-201.
- Salas L. 1993. Análisis de las variaciones climáticas holocenas en la región cantábrica a partir de estudios palinológicos; influencia de la degradación diferencial del polen en las interpretaciones paleoclimáticas. Tesis Doctoral Univ. Zaragoza.
- Salas L., Remondo J. y Martínez P. 1996. Cambios del nivel del mar durante el Holoceno en el Cantábrico a partir del estudio de la turbera de Trengandín. *IV Reunión de Geomorfología*. Sociedad Española de Geomorfología. Pgs. 237-247.
- Sánchez-Arcilla A. y Jiménez J.A. 1994. Breaching in a Wave-Dominated Barrier Split: The Trabucador Bar (Northeastern Spanish Coast). *Earth Surface Processes and Landforms* 19: 483-498.
- Sánchez-Arcilla A., Jiménez J.A. y Valdemoro H. 1998. The Ebro Delta: morphodynamics and vulnerability. *Journal of Coastal Research* 14: 754-772.
- Sánchez-Arcilla A., Jiménez J.A., Valdemoro H.I., Gracia V. y Galofré J. 2001. Sensitivity analysis of longshore sediment transport rate estimation in a highly eroding coast the Montroig beach (Tarragona Spain). *Coastal Dynamics 2001*. Proc. of the 4th Conference on Coastal Dynamics Lund Sweden 11-15 June 2001, ASCE. Pgs. 112-121.
- Sánchez-Arcilla A., Sierra J. P., Cáceres I., González Marco D., Alsina J.M., Montoya F. y Galofre J. 2004. Beach dynamics in the presence of a Low Crested Structure. The Altafulla case. *Journal of Coastal Research* (enviado).
- Santos Fidalgo M.L., Bao Casal R. y Jalut G. 1993. Estudio micropaleontológico de una turbera litoral holocena en la Ría de Ares (A Coruña España). *Cuaderno Lab. Xeolóxico de Laxe* 18: 175-188.
- Santos Fidalgo M.L. y Vidal Romaní J.R. 1993a. El lagoon de Seselle: un episodio de la transgresión holocena en la Ría de Ares (A Coruña Galicia España). *Datos*

- geomorfológicos sedimentarios y paleoecológicos. Cuaderno Lab. Xeolóxico de Laxe 18: 163-174.
- Santos Fidalgo M.L. y Vidal Romaní J.R. 1993b. La transgresión holocena en la Ría de Ares (A Coruña Galicia España). Datos cronológicos sedimentarios y geomorfológicos. 3 Reunión del Cuaternario Ibérico. Coimbra. Pgs. 339-345.
- Smith D., Raper S.B., Zerbini S. y Sánchez-Arcilla A. (eds.). 2000. Sea level change on coastal processes. Implications for Europe. Office for Official Publications of the European Communities EUR 19337, 247 pgs.
- Somoza L., Barnolas A., Arasa A., Maestro A., Rees J.G. y Hernández-Molina F.J. 1998. Architectural stacking patterns of the Ebro delta controlled by Holocene high-frequency eustatic fluctuations delta-lobe switching and subsidence processes. *Sedimentary Geology* 117: 11-32.
- Stuiver M. y Reimer P.J. 1993. Extended C-14 data base and revised Calib 3.0 age calibration program. *Radiocarbon* 35: 215-230.
- Suarez S. 1997. Dynamiques sédimentaires actuelles et récentes de la frange littorale orientale du Delta du Rhône. Université Aix-Marseille I Aix-en-Provence Francia. Thèse doct., 282 pgs.
- Van Geen A., Adkins J.F., Boyle E.A., Nelson C.H. y Palanques A. 1997. A 120 yr record of widespread contamination from mining of the Iberian pyrite belt. *Geology* 25: 291-294.
- Vanne J.R. 1970. L'Hidrologie du Bas Guadalquivir.-Instituto de Geografía Aplicada del Patronato Alonso de Herrera CSIC, Madrid. 175 pgs.
- Van Rijn L.C. 1993. Principles of Sediment Transport in River, Estuaries and Coastal Seas Aqua Pub., Amsterdam. 654 pgs. + anexos.
- Vidal Romaní J.R., Bao Casal R., Mosquera M.J. y Salas B. 1997. Pruebas de los cambios en el nivel del mar en el noroeste de la Península Ibérica después del último período glacial. 2º Simposio sobre el Margen Continental Ibérico Atlántico. Cádiz. Pgs. 139-140.
- Wright L.D. 1987. Shelf-Surfzone Coupling: Diabathic Shoreface Transport. *Coastal Sediments'87*, ASCE. Pgs. 25-40.
- Yll E.I., Roure J.M., Pantaleón-Cano J. y Pérez-Obiol R. 1994. Análisis polínico de una secuencia holocénica en Roquetas de Mar (Almería). En: Mateu I., Dupré M., Güemes J. y Burgaz M.E. (eds.). *Trabajos de palinología básica y aplicada*. Universitat de Valencia. Pgs. 189-198.
- Yll R., Zazo C., Goy J.L., Pérez-Obiol R., Pantaleón-Cano J., Civis J., Dabrio C., González A., Borja F., Soler V., Lario J., Luque L., Sierro F., González-Hernández F.M., Lézine A.M., Dénèfle M. y Roure J.M. 2003. Quaternary plaeoenvironmental changes in South Spain. En: Ruiz-Zapata M.B., Dorado M., Valdeolmillos A. y Gil M.J. (Eds.). *Quaternary climatic changes and environmental crises in the Mediterranean region*. Publicaciones Universidad. Alcalá de Henares Madrid Spain. Pgs. 201-214.
- Zazo C., Dabrio C.J. y Goy J.L. 1987. Evolution of the lowlands littorals of Huelva and Cadix (Spain) from the Holocene until now. European workshop on interrelated bioclimatic and land use changes. 17-21 October 1987, Noordwijkerhout The Netherlands.
- Zazo C., Goy J.L., Somoza L., Dabrio C.J., Belloumini G., Improta S., Lario J., Bardají T. y Silva P.G. 1994. Holocene sequence of sea-level fluctuations in relation to climatic trends in the Atlantic-Mediterranean linkage coast. *Journal of Coastal Research* 10: 933-945.
- Zazo C., Dabrio C.J., Goy J.L., Bardají T., Ghaleb B., Lario J., Hoyos M., Hillaire-Marcel Cl., Sierro F., Flores J.A., Silva P.G. y Borja F. 1996. Cambios en la dinámica litoral y nivel del mar durante el Holoceno en el Sur de Iberia y Canarias Orientales. *Geogaceta* 20: 1078-1079.
- Zazo C., Dabrio C.J., Borja J., Goy J.L., Lézine A.M., Lario J., Polo M.D., Hoyos M. y Boersma J.R. 1999. Pleistocene and Holocene aeolian facies along the Huelva coast (southern Spain): climatic and neotectonic implications. *Geologie en Mijnbouw* 77: 209-224.