

INGENIERIA DE COSTAS: Soluciones duras o blandas versus condiciones genéticas^(*)

Por CARLOS GARAU SAGRISTA

Doctor Ingeniero de Caminos, Canales y Puertos

La planificación de actuaciones de defensa y regeneración de playas, exige un conocimiento sistemático de los procesos litorales a cuyo estudio se dedica el siguiente artículo, en particular a los aspectos genéticos de las playas, con ejemplos reales, y al transporte frontal de arenas.

1. INTRODUCCION

Se ha puesto de moda hablar, en Ingeniería de Costas, de soluciones duras o blandas, y ello se justifica por las numerosas situaciones en que la aportación o trasvase de arenas puede resolver, como alternativa más económica o como solución única, problemas que antes se había tratado de corregir mediante obras y estructuras de diferentes tipos. Sin embargo, el gran peligro de las modas, en un tema tan complejo como el de la defensa, estabilización, regeneración o creación de playas está en copiar soluciones perfectamente adecuadas ante un caso concreto para implantarlas en otra costa de características totalmente diferentes.

Lo más importante, en el momento de planificar una actuación, es conocer bien el problema que se pretende solucionar y poder predecir con la máxima exactitud el comportamiento de las posibles soluciones. Esto, que evidentemente también debería aplicarse a los problemas de playas, resulta frecuentemente difícil a causa de la complejidad del tema y de la premura con que suelen abordarse en relación a la larga duración de los estudios necesarios para una visión adecuada de los procesos litorales implicados.

Es obvio que el contenido de un artículo no puede abarcar toda la temática que el título sugiere, por lo que aquí nos limitaremos a apuntar algunas claves de la génesis de las playas

para después describir y comentar un ejemplo de las denominadas soluciones blandas: isla de Sylt (Alemania Federal). Finalmente se harán unas consideraciones sobre el transporte frontal.

2. CLAVES PARA LA ESTIMACION DEL PROCESO GENETICO

2.1 El Borde litoral y la última transgresión

El primer hecho a tener en cuenta sobre el borde litoral que hoy presentan las islas y continentes, es que las formas entrantes o salientes son consecuencia de la intersección de la superficie líquida de mares y océanos con la topografía terrestre, y que la actual posición relativa del nivel del mar se alcanzó al final de la transgresión holocena, hace unos 2.500 años.

A grandes rasgos podemos describir la última transgresión (Pleistocena y Holocena) como un proceso de fusión de dos grandes casquetes de hielo que hasta hace unos 16.500 años cubrían las tierras de Canadá y gran parte de Estados Unidos (casquete de Laurentida) y las tierras del norte de Asia y Europa, incluidas las islas Británicas (casquete de Fenoscandia). Dicha fusión significó la descarga y consiguiente ascenso de las tierras antes cubiertas por la capa de hielo, y la recarga de agua en todos los océanos, de modo que al terminar la fusión de los dos casquetes (Laurentida hace unos 7.000 años y Fenoscandia hace unos 2.500 años) la recarga de agua resultante fue de unos 122 m. A su vez esta recarga de agua

(*) Se admiten comentarios sobre el presente artículo que podrán remitirse a la Redacción de esta Revista hasta el 31 de julio de 1989.

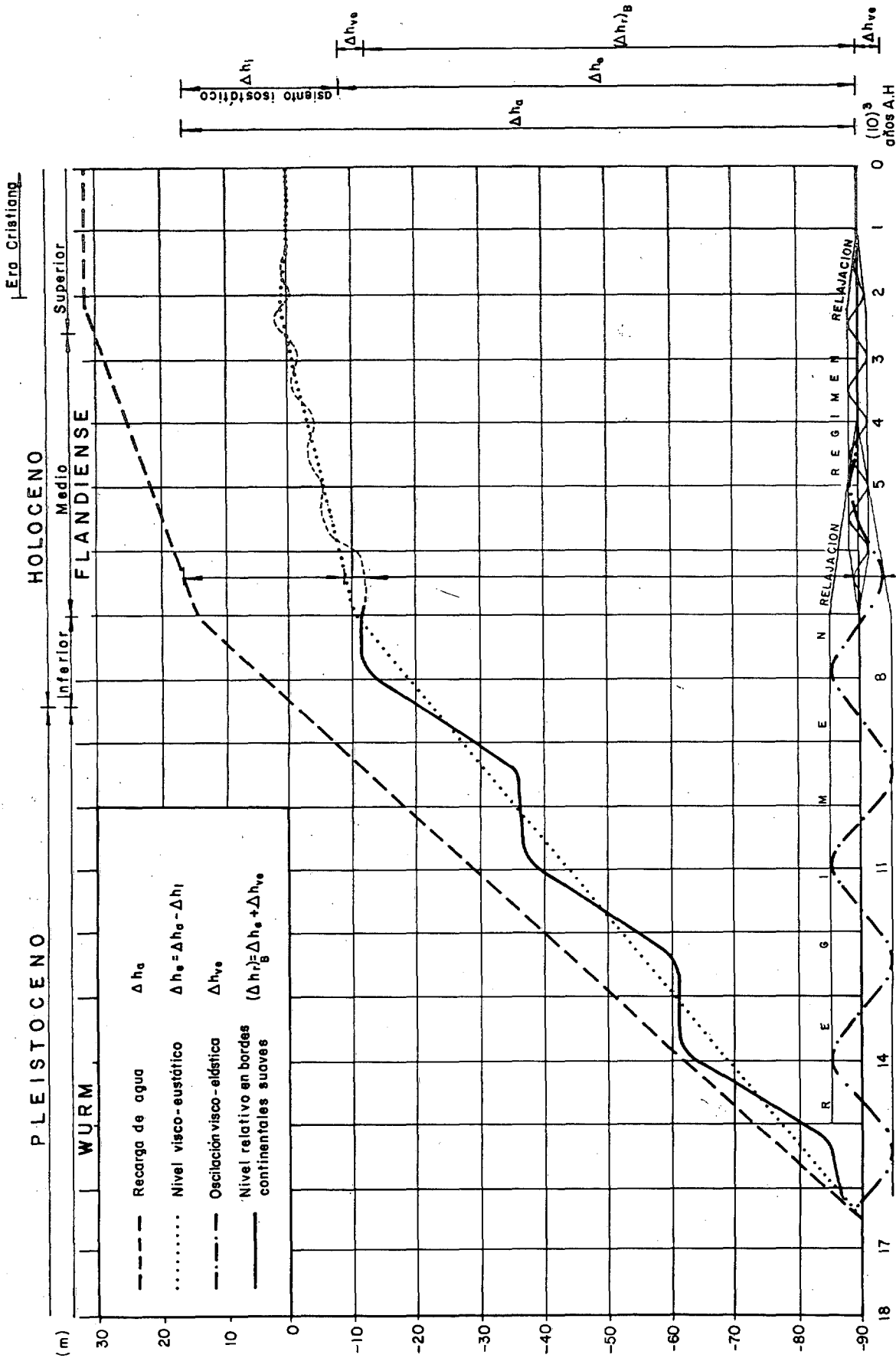


Fig. 1. — Curva de variación del nivel relativo del mar, estimada como suma de las variaciones eustática y viscoelástica. Explicación teórica del fenómeno: Fusión uniforme desde el 16.000 A.H. hasta el 2600 A.H. (fin de Fenoscandia) con cambio de ritmo en el 700 A.H. (fin de Laurentida) y oscilación viscoelástica del fondo oceánico y borde litoral solidario. (C. Garau, 1986c) MEDITE-RRANEO OCCIDENTAL. Borde continental suave.

implicó un hundimiento de las placas oceánicas por efecto eustático, que se puede estimar en unos 32 m, de manera que el ascenso del denominado nivel eustático fue de unos 90 m (ver figura 1).

Prescindiendo de otras diferencias dependientes del tipo de borde continental (que puede ser solidario de la placa continental, de la oceánica, o bien intermedio de ambas) y dejando aparte las áreas antes cubiertas por los hielos y elevadas durante el proceso, la mayor parte de los bordes litorales evolucionó por efecto de la transgresión hasta alcanzar una situación muy próxima a la actual hace unos 2.500 años. La elevación del nivel relativo del mar se produjo a un ritmo medio de unos 8,4 mm/año en una primera etapa (16.500 a 7.000 años antes de hoy, mientras se fundían ambos casquetes polares hasta la fusión total del canadiense-norteamericano) y de unos 2,2 mm/año en su etapa final (7.000 a 2.500 años antes de hoy, mientras se fundía el casquete-euroasiático hasta su extinción).

2.2 Las masas sedimentarias

Como muy bien decía Strakhov (1967) «la mayor parte del sedimento acarreado a la costa por los ríos es depositada en áreas comparativamente pequeñas, a menudo en estuarios donde el sedimento es atrapado antes de que alcance la costa. La pequeñez de la fracción de arena, respecto al material total aportado por los ríos a la costa, y el ámbito local de los depósitos en estuarios y deltas, sugiere que los ríos no constituyen la fuente **inmediata** de sedimentos en la mayor parte del litoral mundial».

J. Larras (1957) afirmaba: «La arena de las playas representa el producto último de erosión de rocas cristalinas, aportados al mar por ríos o glaciares **hoy desaparecidos**» ... «Los movimientos de arena a lo largo de las costas resultan mucho menos de la aportación local de aluviones actuales, constantemente renovados y destruidos que de las **idas y venidas de masas casi invariables de arenas de origen muy antiguo**... »

Estas afirmaciones, junto con otras similares de numerosos investigadores, se complementan con la conclusión de C. Garau (1986c):

«Cuando del mar remonta lentamente la plataforma litoral, las masas sedimentarias pueden acompañar al nivel del mar en su ascenso. Si la pendiente de la plataforma que al mar va invadiendo paulatinamente, es más suave que la pendiente de equilibrio de la arena, la masa sedimentaria remontará dicha plataforma. Si la pendiente de la plataforma es excesivamente fuerte respecto a la pendiente de equilibrio correspondiente a la arena en cuestión, la masa sedimentaria no podrá remontar y se convertirá en formación relicta sumergida».

A la vista de lo anteriormente expuesto, las formaciones sedimentarias que constituyen las playas actuales a lo largo de las costas del globo pueden clasificarse en tres grandes tipos según su génesis:

1. Masas sedimentarias **muy antiguas**, ubicadas en una situación sensiblemente similar a la actual antes de la desglaciación, y afectadas por los oleajes a partir de la estabilización del nivel del mar hace unos 2.500 años.
2. Masas sedimentarias **antiguas**, elevadas y transportadas hasta su actual situación tras los procesos litorales desarrollados durante la última transgresión. A ellas se sumaron todas las arenas aportadas por los ríos durante y después de la transgresión.
3. Masas sedimentarias **recientes**, aportadas por los ríos a partir de la estabilización del nivel del mar.

Caben desde luego combinaciones entre éstos así como otros muchos tipos singulares de origen de las masas sedimentarias, como las atribuibles a erosiones de costas y acantilados, a interrupción de largos procesos de transporte longitudinal, a transporte eólico, a biogénesis, etc., pero ello no desvirtúa la importancia relativa de los tres grupos señalados. Al primer grupo corresponden las grandes formaciones de las costas del Mar del Norte pertenecientes a Alemania Federal y Holanda, así como gran parte de las de la costa atlántica norteamericana. En ellas es frecuente la formación de cordones litorales (barrier islands). Al segundo grupo corresponden muy diferentes tipos de playa, y entre ellos podemos indicar la mayo-

ría de las ubicadas en islas y que hoy carecen de ríos capaces de aportar materiales. Ejemplo típico lo tenemos en el arco Ibiza-Formentera: playas de Ses Salines, Es Caballet, S'Espalmador, Ses Illetes que carecen de cuenca alimentaria terrestre en la actualidad (figuras 2 y 3). Al tercer grupo pertenecen la mayoría de las playas de los actuales deltas, y muchas de las playas en concha en donde desemboca un río o riera al que es tributaria una cuenca alimentaria suficiente.

En los sistemas litorales relativamente importantes, donde existen largos procesos de transporte longitudinal y múltiples cauces fluviales, es frecuente que sus masas sedimentarias tengan un origen mixto de los tipos 2 y 3. Ejemplo típico lo constituyen las playas de la costa de Barcelona que va desde Blanes a Garraf (Garau, 1981b, 1982b, 1983a, 1986c).

Si bien bajo ciertos aspectos el funcionamiento actual de un sistema sedimentario puede analizarse independientemente del proceso genético de sus masas sedimentarias, ello no significa que los datos de dicha génesis no sean importantes y en muchos casos determinantes del diagnóstico de los problemas y del diseño de las soluciones más adecuadas para la corrección de los fenómenos que resultan en desacuerdo con la actividad del hombre, o con los usos implantados en las áreas inmediatas. Por otra parte, las masas relictas, próximas al sistema en cuestión, y por tanto susceptibles de ser utilizadas como zonas de extracción, tienen características muy diferentes en función del proceso genético. La gran variedad de situaciones que pueden presentarse haría muy prolija una mejor explicitación de la importancia del proceso, pero los casos concretos que describiremos más adelante arrojarán luz sobre el tema.

2.3. El recipiente y su prehistoria

Según lo visto en los dos epígrafes anteriores, para enjuiciar el origen de las masas sedimentarias de una unidad fisiográfica será generalmente necesario examinar toda la plataforma litoral que, en el transcurso de la transgresión, estuvo sometida a los transportes litorales, tanto en sentido longitudinal como frontal, y a los aportes de las actuales y, posiblemente, de

otras áreas terrestres alimentarias. Además, como es obvio, será preciso analizar las líneas maestras de los procesos de transporte litoral desarrollados durante la transgresión.

Aunque en principio pueda parecer inabordable un análisis de este tipo, y quizás desproporcionado el esfuerzo que ello representa para la formación que pueda aportar, una vez más es necesario recalcar la importancia de alcanzar una visión coherente de la génesis de las formaciones sedimentarias para poder comprender sus actuales comportamientos, antes de tratar de corregirlos. Por otra parte, lo que desde un punto de vista general es extraordinariamente complejo, debido a la diversidad de situaciones que pueden darse, en los casos concretos generalmente se simplifica a la vista de las características topográficas de la plataforma litoral.

La necesidad de este tipo de análisis no se planteó como teoría abstracta general, sino que surgió por primera vez al tratar de comprender el comportamiento de las playas de litoral de Barcelona delimitada por las estribaciones rocosas de Blanes y Garraf (Garau, 1981b, 1986c), parte de cuya historia es deducible por los efectos producidos a raíz de las intermitentes fases de construcción del Puerto de Barcelona, desde sus inicios allá por el año 1439. Su estudio puso de relieve la importancia de la fecha correspondiente al término de la transgresión (2.500 años antes de hoy, aproximadamente), la necesidad de contar con un largo período anterior para completar el balance sedimentario (Garau, 1986c), y la posibilidad de ascenso de las masas sedimentarias acompañando al nivel del mar en su remonte sobre la topografía litoral. Más tarde, la existencia de las playas del arco Ibiza-Formentera, carentes de fuente sedimentaria alguna en la actualidad (Playas de Ses Salines, D'En Bossa, Es Cavallet, S'Espalmador y Ses Illetes, y el banco arenoso sumergido de Es Freus), dio soporte a la teoría sobre la génesis, evolución y transporte de las masas sedimentarias. Los avances en el conocimiento de las formas en planta y el rápido análisis mediante el «compás de playas» (Garau, 1981a), la estrecha relación entre tamaño del sedimento y la pendiente de equilibrio (Garau, 1984) así como las posibilidades de remonte en función de la pendiente de la topografía recorrida por

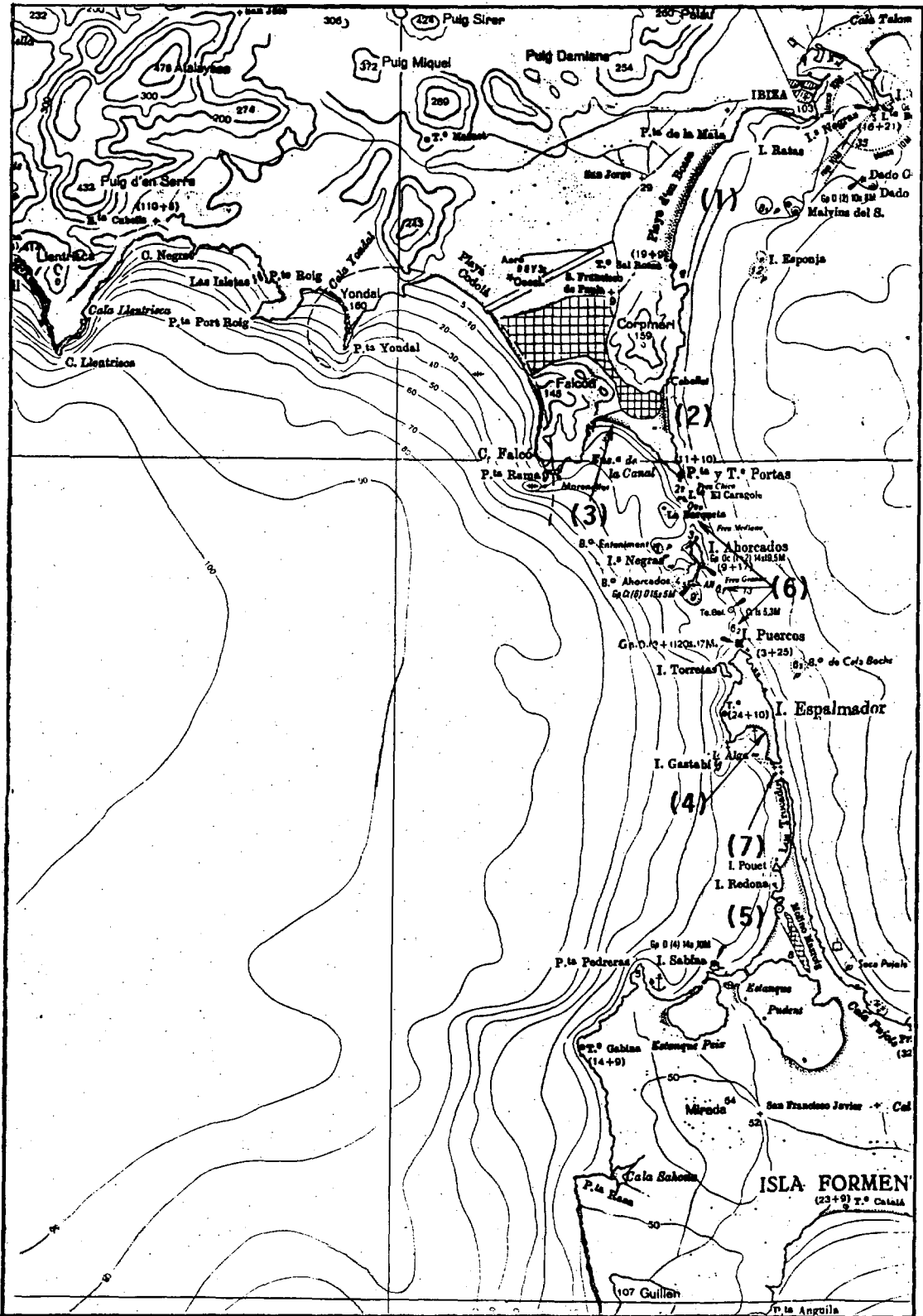


Fig. 2.—Arco Ibiza-Formentera

1. Playa d'En Bossa; 2. P. Ex Cavallet; 3. Ses Salines; 4. P. S'Espalmador; 5. P. Ses Illetes; 6. Bajo d'Es Freus (≈ -7); 7. Bajos d'Es Trucadors ($\approx -1,5$ m).

la orilla del mar en su ascenso (Garau, 1986c) permitieron lograr una visión coherente de todo el proceso genético.

En el encabezamiento del presente epígrafe utilizamos el concepto de «recipiente», en el entendido de que una playa no es más que la superficie de equilibrio dinámico de una cierta masa sedimentaria sometida a la acción de los oleajes y retenida por los impedimentos que la topografía de los terrenos indeformables del entorno, emergido y sumergido, pone a los posibles escapes de sedimento fuera de la unidad. Así el conjunto de estos contornos indeformables constituyen el recipiente que alberga la playa en cuestión. También se ha introducido el concepto de «prehistoria» del recipiente para designar la evolución que tuvo durante el proceso de la transgresión. Así generalmente el recipiente tendrá su prehistoria, anterior al momento en que el nivel del mar alcanzó un nivel próximo al actual (≈ 2.500 años antes de hoy), en la cual sólo intervienen procesos naturales, y una historia durante la cual el recipiente no variará más que antrópicamente (modificaciones por obras costeras), si bien en el transcurso del tiempo podrá variar de forma natural o artificial, el volumen de sedimentos contenidos y por tanto también podrán variar las condiciones de equilibrio dinámico de su superficie.

Volviendo a las playas naturales cuya masa sedimentaria se ha formado, prácticamente de manera exclusiva, con los aportes de una cuenca fluvial a partir de la estabilización del nivel del mar (tipo 3), si dejamos aparte el caso de las formaciones deltaicas, esta situación corresponderá, generalmente, a playas de fondo de cala en cuya bocana o abra existen pendientes excesivamente fuertes para que la masa sedimentaria pudiera remontar acompañando al nivel del mar en su transgresión, o bien que las isóbatas exteriores a la cala presenten una forma incapaz de retener sedimentos delante del «recipiente», frente al transporte longitudinal. Solamente en casos similares podrá afirmarse que la playa carece de prehistoria. Entre los ejemplos de este tipo que he analizado en mi vida profesional figuran las playas de Santa Eulalia y de Es Niu Blau, en la isla de Ibiza (Garau, 1983b), las cuales reciben la alimentación de la respectivas cuencas del río Santa Eulalia

(92,6 km²) y del Torrente Arabí (24,0 km²), y presentan una longitud de orilla de 950 m y 300 m, respectivamente ($I_{ca}^{SE} = 97,5$; $I_{ca}^{NB} = 80,0$; siendo I_{ca} el índice descrito en Garau, 1981b, 1982b).

Con el fin de ayudar a la comprensión del tipo de análisis de la «prehistoria del recipiente» en la figura 2 se reproduce el arco Ibiza-Formentera y en las figuras 3 a, b, c y d las situaciones de las cuencas alimentarias y del recipiente para niveles - 85, - 35, - 10 y 0 (actual), respectivamente. Estos niveles corresponden a sendas estabilizaciones del nivel del mar relativo en estas cotas, tal como se indica en la figura 1.

3. UN EJEMPLO DE ALIMENTACION ARTIFICIAL A LARGO PLAZO: ISLA DE SYLT (Alemania Federal)

3.1. Descripción

La isla de Sylt, situada en la costa del Mar del Norte de la península de Jutlandia, está unida artificialmente a la tierra firme de Alemania Federal, en las proximidades de su frontera con Dinamarca (figura 4). Dicha isla presenta un frente arenoso de unos 40 km de longitud, cuyos extremos muestran el aspecto típico de sendas flechas, y desde hace muchos años se sabe que está sujeta a un proceso de recesión que varía significativamente en espacio y tiempo, a lo largo de la costa. A partir de 1870 se vienen tomando datos de una serie de perfiles cada 500 m aproximadamente (unos 70 perfiles; ver figura 5), y en el pasado se han realizado obras de defensa en el tramo central (unos 3 km) y en la incurvación del extremo norte (unos 2,5 km). Sin embargo, en el año 1972 se realizó la aportación de unos 770.000 m³ de arena y recientemente se ha adoptado un plan de sucesivas aportaciones, puesto en práctica a partir de 1984, a fin de evitar la recesión de las dunas.

Gärtner y Dette (1987) describen el proceso de recesión (figura 5) y el plan de alimentación artificial que se resume a continuación:

En la parte superior de la Tabla 1 se esquematiza el proceso de pérdida de arenas impu-

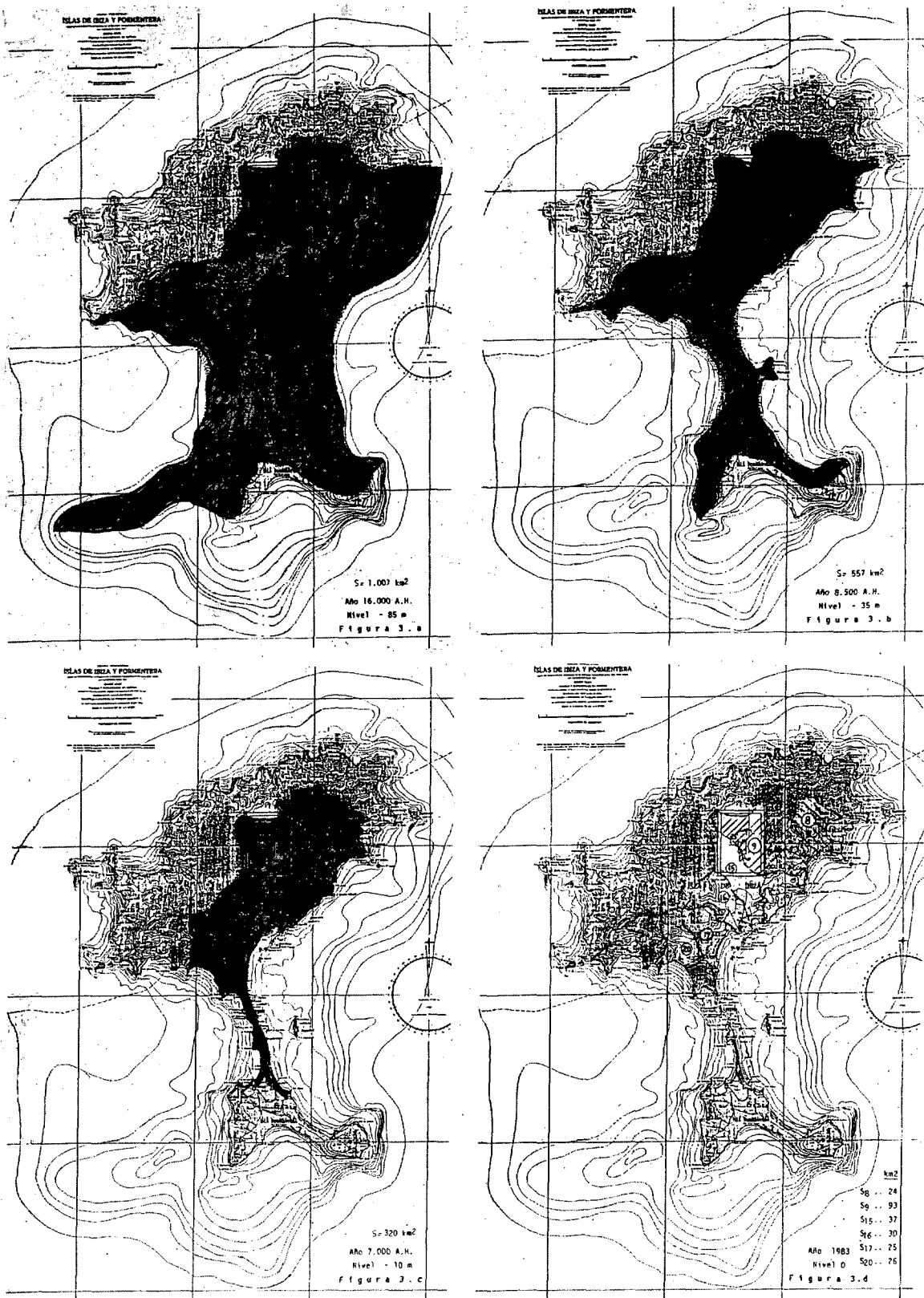


Fig. 3.—Islas de Ibiza y Formentera. Evolución de las cuencas alimentarias y de las formaciones sedimentarias litorales, durante la última transgresión. (Garau, 1983b).

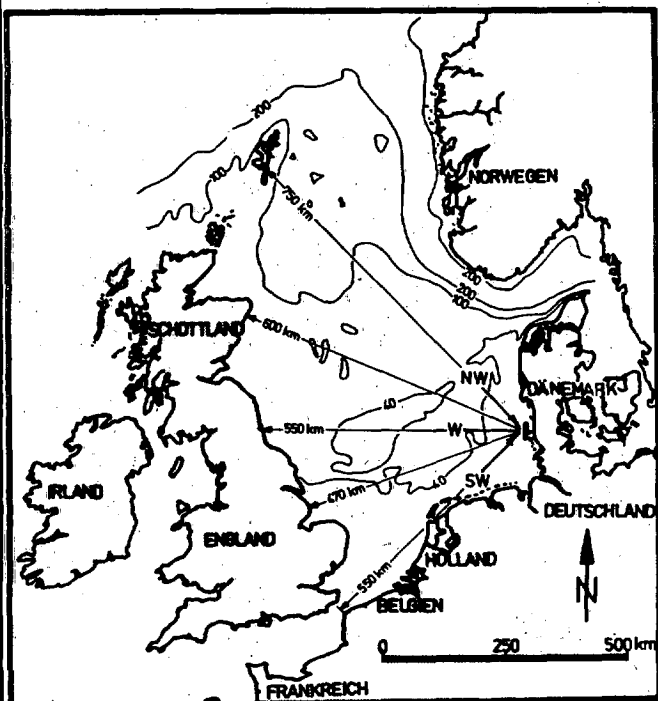


Fig. 4.—El Mar del Norte con indicación de las cuñas de temporales de la isla de Sylt (Dette y Führboter, 1974).

	DUNES			COASTAL STRUCT.	CLIFF	DUNES		
RECESSION	2.2	0.9	0.9	-	1.2	1.6	2.0	m/year
UNIT VOLUME	40	18	18	60	35	27	34	m ³ /m year
TOTAL VOLUME	260 000	70 000	115 000	180 000	150 000	120 000	190 000	m ³ /year
LENGTH	4.5	4.0	6.3	3.0	4.7	4.4	5.5	km
FILL VOLUME	350	240	350	350	450	250	250	m ³ /m
TOTAL FILL	1.6	1.0	2.2	1.05	2.1	1.0	1.25	10 ⁶ m ³

Tabla 1.—Cálculo de las tasas de erosión anual como base para definir el esquema de aportaciones. Isla de Sylt (Gärtner y Dette, 1987).

table al transporte longitudinal. Para cada sección se determinó la correspondiente altura de la duna (h'_0). Se consideró que la continua traslación de los perfiles hacia tierra se extiende desde la cresta de la duna (valor medio de h'_0 en el tramo) hasta la cota -7 m respecto al nivel medio del mar. La altura resultante en cada tramo se multiplica por la recesión anual

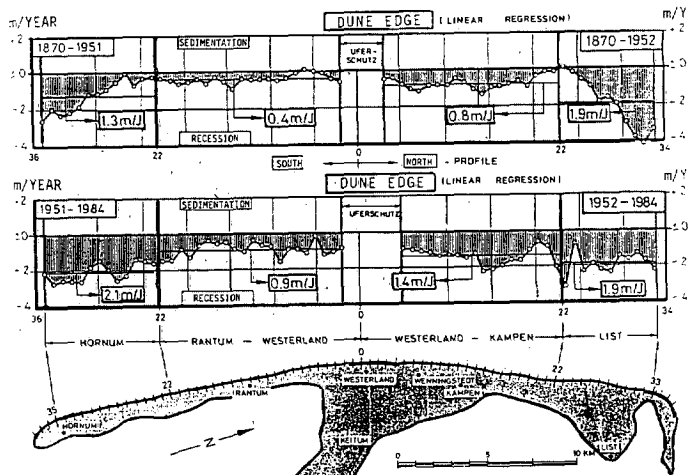


Fig. 5. Estimación de la recesión anual media de las dunas, calculada a partir de datos heterogéneos desde 1870 (arriba: 1870 a 1952; abajo: 1952 a 1984). (Gärtner y Dette, 1987).

media (2.^a línea de la Tabla 1) y por la longitud (5.^a línea) a fin de obtener los volúmenes anuales de erosión para cada tramo (4.^a línea) y así se obtiene una tasa de pérdidas de $1,1 \cdot 10^6$ m³/año, para los 34 km de orilla, incluida la pérdida de 180.000 m³/año (60 m³/m año) que se había estimado para los 3 km de costa protegida por estructuras en el centro de la isla. Tal estimación se había realizado en base a los datos de la campaña de aportación de arena y de control de su comportamiento realizada entre los años 1972 y 1978. Así, para los 31 km de dunas protegidas resultaba una cifra de 905.000 m³/año que representan unos 30 m³/m año, considerándose una estimación razonable, al menos como orden de magnitud, hasta tanto no se tuvieran conocimientos más completos, a fin de establecer un plan de alimentación para 16 años (1984-2000).

El plan de aportaciones significaba el vertido de unos 250 a 450 m³/m en un período de 6 años (líneas 6 y 7 de la tabla 1), determinado en base a las posibilidades de aportación anual, estimadas en unos $2 \cdot 10^6$ m³ en función de las condiciones de extracción, transporte, vertido y clima marítimo. Posteriormente, el vertido se reduciría a $0,9 \cdot 10^6$ /año, equiparable al caudal de pérdidas por transporte longitudinal. El coste de la operación se estimó en base a un precio de unas 500 pts/m³, lo que significa un importe de 1.000 millones de pesetas/año para los 6 primeros años y de unos 450 millones de pesetas/año para los restantes.

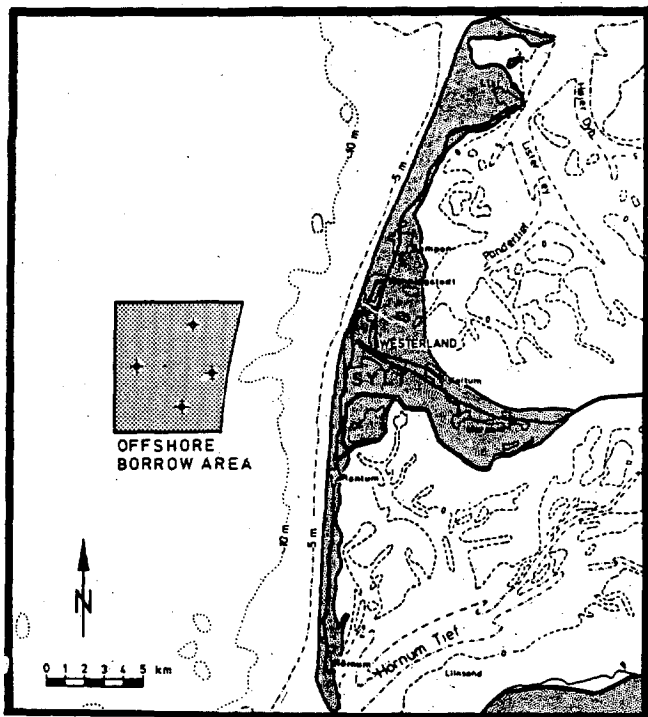


Fig. 6.— Situación zona de préstamos con indicación de los sondeos (Gärtner y Dette, 1987).

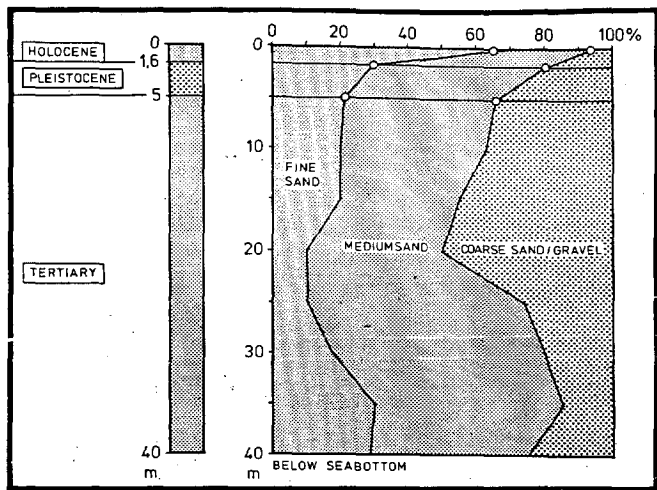


Fig. 7.— Estratificación característica del sedimento en la zona de préstamos (Gärtner y Dette, 1987).

Para la realización de este proyecto a largo plazo hubo que asegurar previamente que se disponía de suficiente cantidad de arena de calidad adecuada, a precio razonable incluido de transporte, y sin dañar el entorno. Por razones ecológicas y también por agotamiento de áreas de préstamo terrestre de arenas adecua-

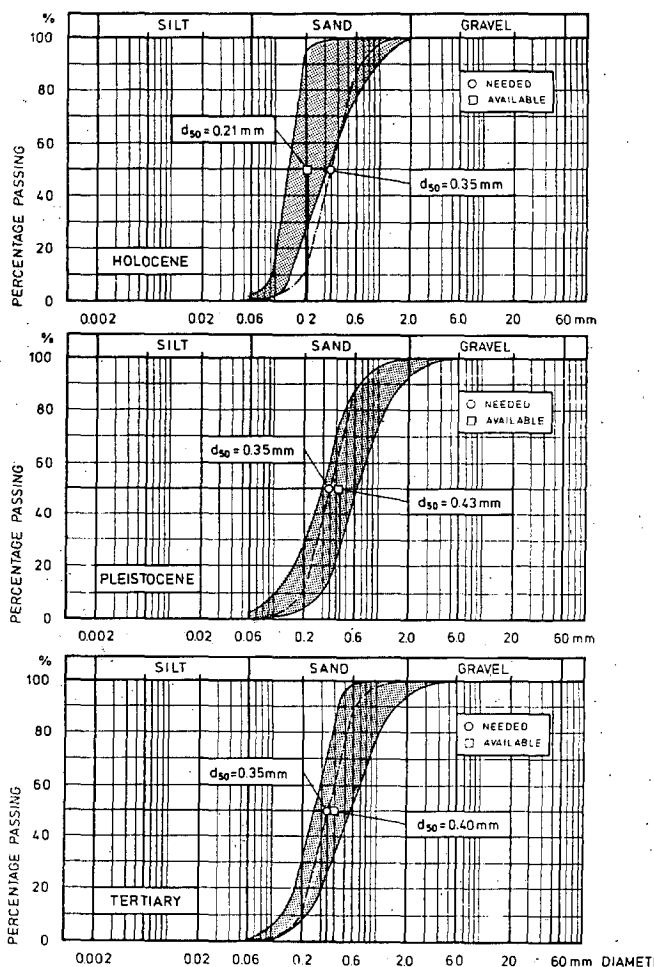


Fig. 8.— Husos de curvas granulométricas de las capas sedimentarias del Holoceno (superior), Pleistoceno (medio) y Terciario (inferior), comparadas con la distribución de tamaños deseada ($d_{50} = 0,35$ mm). (Gärtner y Dette, 1987).

das ($d_{50} = 0,35$ mm, algo mayor que el de la playa en la actualidad) frente a un objetivo mínimo de 20 millones de metros cúbicos, se escogió un área de unos 40 km² de superficie del fondo marino, situada por debajo de los -12 m respecto al nivel medio del mar, y a una distancia entre 7 y 10 km de la orilla (figura 6), tras una intensa campaña de investigación.

Las figuras 7 y 8 ponen de manifiesto el tipo de estratificación de la zona de préstamos y los husos granulométricos de las respectivas arenas. De acuerdo con dichos resultados, las extracciones se efectúan de las capas situadas 2 m por debajo del fondo marino, tratando de evitar las arenas holocenas de tamaño inferior.

3.2. Comentarios

Sugiriendo al lector en más detalles sobre la alimentación artificial de las playas Sylt la consulta directa de los artículos de Dette y Führbötter (1974, 1976), Dette (1977) y Gärtner y Dette (1987), pasamos a hacer diversos comentarios en relación al tema que nos ocupa:

1. Las playas de la isla de Sylt constituyen una de las formaciones emergentes de la gran masa arenosa que desde hace millones de años han aportado al Mar del Norte numerosos ríos o glaciares (hoy sustituidos por las suaves cuencas de los ríos Elba, Weser, Rin, Mosa, Escalda...). Los fondos del Mar del Norte tienen pendientes extraordinariamente suaves ya que las profundidades de 40 m quedan a distancias de la orilla superiores a 70 km (figura 4).

2. Con anterioridad a la última desglaciación, toda el área estaba cubierta por el casquete de hielo de Fenoscandia. Al terminar la fusión, estas tierras se habían elevado por haber sido liberadas de su carga de hielo, de modo que hace poco más de 2.500 años el mar comenzó a actuar sobre el borde litoral. Una vez conformadas las islas Frisias (aunque con una configuración bastante diferente de la actual) en los primeros estadios del proceso, en cada tramo del litoral se estableció el régimen de transporte frontal y longitudinal que las circunstancias locales y el clima marítimo determinaba.

3. El hecho de que las masas arenosas recubiertas por los hielos pasasen muy rápidamente a quedar sometidas a la acción del mar, ya en su situación muy próxima al actual nivel, explica la distribución de capas que aparece en la figura 7. También explica que el inmenso volumen de las zonas de préstamos del subsuelo marino del Mar del Norte tenga un origen mucho más antiguo que el Pleistoceno.

4. Es interesante resaltar el hecho de que en la actualidad los ríos apenas aportan arenas a su desembocadura, en esta zona. Prueba de ello es que a pesar de la suavidad de la plataforma, ninguno forma delta y aún mantienen libres sus estuarios, situados muy por detrás de la línea de contorno definida por las islas.

5. El retroceso de la orilla oeste de la isla de Sylt se explica por la circunstancia de ser

superior el transporte longitudinal, imputable a las componentes oblicuas de los oleajes, que el transporte frontal hacia tierra (onshore) imputable a la acción de las olas sobre tan suave pendiente. El transporte frontal es difícilmente cuantificable, pero una pendiente tan suave en la zona de rotura ($m'_s < 0,005$) y muy inferior a la de equilibrio ($m'_s \approx 0,01$) permite asegurar que debe existir un transporte neto hacia tierra (Garau, 1986 a, b, c, 1988).

6. Cabe presumir que el transporte hacia tierra se produzca de manera sensiblemente uniforme a lo largo de los 34 km de la costa occidental de la isla de Sylt. Ello significa que el transporte longitudinal neto debe producirse desde algún punto intermedio (quizás el tramo central) hacia los extremos, aumentando el caudal a lo largo de ambos recorridos. La ligera incurvación convexa hacia el mar, del frente de playas concuerda con esta estimación.

7. Lo expuesto en el punto anterior justifica el criterio, adoptado en el plan, de suministrar artificialmente la arena de manera también prácticamente uniforme a lo largo del frente.

3.3. Evaluación global del proyecto

No podemos entrar aquí a evaluar si la solución adoptada en Sylt para el programa 1984-2000 es el más adecuado, pues entre otras cosas tendrán que considerar en el futuro si el crecimiento que experimentarán los extremos de la isla, y especialmente su extremo sur, son tolerables desde el punto de vista ecológico. Cabe desde su inadmisibilidad ilustra la bienvenida a tal proceso. También habrá que evaluar el efecto de las extracciones frontales a largo plazo y el coste del consumo de energías no renovables. Pero podemos destacar los siguientes puntos favorables:

a) Existen depósitos de arena adecuada en cantidades prácticamente inagotables a medio plazo y económicamente utilizables. Las extracciones pueden hacerse sin daño ecológico, ya que se trata de profundidades sujetas a movimiento por acción del mar y por tanto sin asentamientos biológicos de difícil renovación.

b) La actuación antrópica es del mismo sentido que la acción natural. Su significado es acelerar el transporte marino hacia tierra (ons-

hore) a fin de evitar la erosión-retroceso que el proceso natural requiere para contrarrestar el exceso de transporte longitudinal.

c) Se trata de una operación meditada, planificada a largo plazo, económicamente bien calculada y contemplada con carácter experimental. Esta última afirmación puede parecer desorbitada ante el importe económico de la operación total, pero no puede olvidarse que en la isla de Sylt hay varias poblaciones (ver figura 5) cuyo futuro, y el de las infraestructuras complementarias, está amenazado por el retroceso natural del frente marino, y lo justifican claramente. Por otra parte, el carácter experimental se cimienta en un gran esfuerzo de investigación previa (toma de datos desde 1870 y alimentación artificial 1972-1978) y de seguimiento de los futuros comportamientos. En todo caso, los riesgos del proyecto son conocidos y se consideran admisibles.

d) Todo ello no significa que no existan otras alternativas técnicas, como podría ser una disposición de obras que limitasen el transporte longitudinal a la cuantía del transporte frontal, que ofrezcan ventajas económicas y ecológicas. Pero el tema se escapa de las posibilidades del presente artículo.

3.4. Reconsideración de las tasas de erosión y transporte bajo la perspectiva del proceso genético y evolutivo

Hemos visto como un somero análisis del proceso genético ayuda a obtener una visión más coherente de los procesos actuales y de los datos de la investigación de las capas sedimentarias. También en este caso contribuye a asignar una aceptable coherencia al plan de actuación proyectado e iniciado en Sylt.

Si bien según Gärtner y Dette el transporte longitudinal implica el escape lateral de aproximadamente 1 millón de m^3 /año, que equivalen a una tasa de erosión de $30 m^3/m$ y año, en el artículo no se aclara el procedimiento seguido para esta estimación. Sin embargo, cabe presumir que este millón de m^3 de arena corresponde al transporte medio anual total que sale por ambos extremos de la isla de Sylt, por efecto de las componentes oblicuas y alternas de los oleajes, y procedente de un retroceso

uniforme del perfil, a lo largo de todo el frente oeste de la isla.

La estimación hecha por Gärtner y Dette se basó en los resultados de la alimentación efectuada entre los años 1972 y 1978, y ello hace presumir que, aún limitando el estudio a la evolución de la parte superior del perfil, la medición se refiere al tipo de transporte descrito. Cabe suponer que la evolución de la parte inferior del perfil estuvo prácticamente detenida durante dicho período, ya que la excedencia de sedimento en la parte superior haría innecesaria la erosión de la parte inferior del perfil. O dicho de otro modo, el aumento de pendiente como resultado de la aportación anuló un cierto período el transporte frontal hacia tierra, mientras que el retroceso de la parte superior aumentaba su tasa. Por ello, aunque la medición de Gärtner y Dette se describe en la Tabla 1 tomando como cota inferior del paralelogramo de erosión la - 7 m y la tasa de retroceso, incluidas las dunas, llega hasta valores de 2,2 m, tales estimaciones sólo pueden ser válidas para movimientos puntuales, pero no como valores medios a largo plazo. Es obvio que de no extenderse el retroceso a profundidades mayores, a la larga habría formado una plataforma horizontal a - 7 m.

Si tratamos de imaginar el proceso genético de la isla de Sylt, y su evolución durante los 2.500 años transcurridos desde que el nivel del mar alcanzó su actual situación, aproximadamente, tendremos que admitir que, al menos durante los últimos siglos, las tasas de erosión y transporte mantuvieron unos valores medios prácticamente constantes. El perfil retrocedía manteniéndose igual a sí mismo hasta una profundidad determinada, que a la vista de la figura 5 puede estimarse en los - 40 m (donde existe una gran plataforma horizontal) y su tasa de retroceso anual sería Δx , cuya estimación vamos a hacer en base al balance sedimentario.

Si admitimos que la tasa de sedimentos que son transportados longitudinalmente fuera de la isla equivale a una media de $30 m^3/m/año$, está superficie de $30 m^2$ que se elimina del perfil deberá ser equivalente al área del paralelogramo de retroceso, salvo cierta área correspondiente al transporte superior frontal, que a continuación describiremos.

El área del paralelogramo de erosión vendrá dada por el producto de la tasa de retroceso Δx y la altura total que se puede estimar en $40 + 15 = 55$ m, pues la cota de las dunas en estas costas arenosas del Mar del Norte se suele considerar $h'_0 = 15$ m (Vellinga, Van de Graaff, Gärtner y Dette...).

El transporte superior frontal debe existir a fin de mantener el ancho de la isla, pues de lo contrario a lo largo de los siglos se habría estrechado hasta su desaparición (Nótese que un retroceso nativo anual de 0,5 m, que admiten Gärtner y Dette - Ver figura 9, significa un retroceso total de 1.250 m a lo largo de 2.500 años. El ancho del tramo sur de la isla de Sylt apenas supera el kilómetro). Dicho transporte será atribuible en su mayor parte a la acción eólica irreversible, pues las arenas erosionadas de la playa seca que van a parar a las zonas húmedas del trasdós quedan ya fuera de la acción del viento. Si admitimos que el avance del trasdós debe ser similar al retroceso del frente, a largo plazo, y consideramos que el paralelogramo de depósito se extiende desde la profundidad -5 m (como sugiere la figura 5) hasta la cota $+5$ m (la carrera de marea es $z = 3,5$ m y la altura de la berma es $h_0 \approx 1,5$ m, según Tabla 2), el área correspondiente vendrá dada por $10 \cdot \Delta x$ (m^2). De este modo tendremos:

Transporte longitudinal total hacia el exterior (extremos): $q_{LT} = 30$ (m^3/m año) [1]

Transporte frontal superior hacia el trasdós: $q_{FS} = \Delta x$ (m^3/m año) [2]

Alimentación total, procedente del retroceso del perfil: $q_A = 55 \Delta x$ (m^3/m año) [3]

debiéndose cumplir el balance de la figura 10, y concretamente:

$$q_{LT} + q_{FS} = q_A \quad [4]$$

donde el primer miembro se refiere a los transportes hacia fuera procedentes de cada perfil y el segundo miembro a la erosión total de cada perfil. Por lo tanto:

$$30 + 10 \Delta x = 55 \Delta x$$

y finalmente $\Delta x = 0,67$ m/año [5]

La comparación de la tasa de retroceso [5] que podemos denominar «nativa», con los da-

tos de la figura 9, indica un buen ajuste, máxime si se tiene en cuenta que durante el período 1900-1950 es presumible que el transporte eólico sea despreciable. A medida que se estabiliza la parte superior de las dunas por acción antrópica (aprovechamiento, urbanización, edificación) y disminuye la extensión de la playa seca, el transporte desaparece y entonces resultaría $\Delta x \approx 0,5$ m/año. Por otra parte, si bien es cierto que el retroceso de la parte superior del perfil, tras la alimentación artificial (y otras intervenciones antrópicas, como la defensa de los tramos central y extremo norte) puede alcanzar los valores de la figura 9 o de la Tabla 1, su causa no debe atribuirse a un cambio del clima marítimo, como hacen Gärtner y Dette, sino a la alteración antrópica. Curiosamente, nos encontramos ante un notable error de interpretación, que no altera las conclusiones de su estudio (figura 9).

El esquema del balance sedimentario nativo de la isla de Sylt, que a modo de resumen se representa en la figura 10, pone de relieve que el retroceso del frente se produce a causa de unos transportes hacia fuera $Q_{FS} + Q_{LT}$, los cuales deben ser compensados por el retroceso del perfil en una altura total $h \approx 55$ m. El perfil en retroceso adquiere una pendiente de equilibrio m'_s más suave que la correspondiente a transporte frontal nulo, de modo que la arena procedente del tramo situado por debajo del límite del transporte significativo, pueda ascender hasta incorporarse al transporte longitudinal. En el siguiente epígrafe analizaremos dicho transporte frontal inferior.

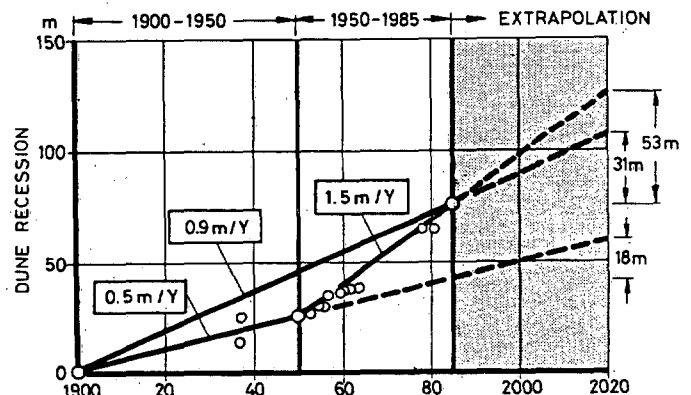


Fig. 9.—Datos históricos sobre la recesión de las dunas y diferentes métodos de extrapolación hasta el año 2020 (Gärtner y Dette, 1987).

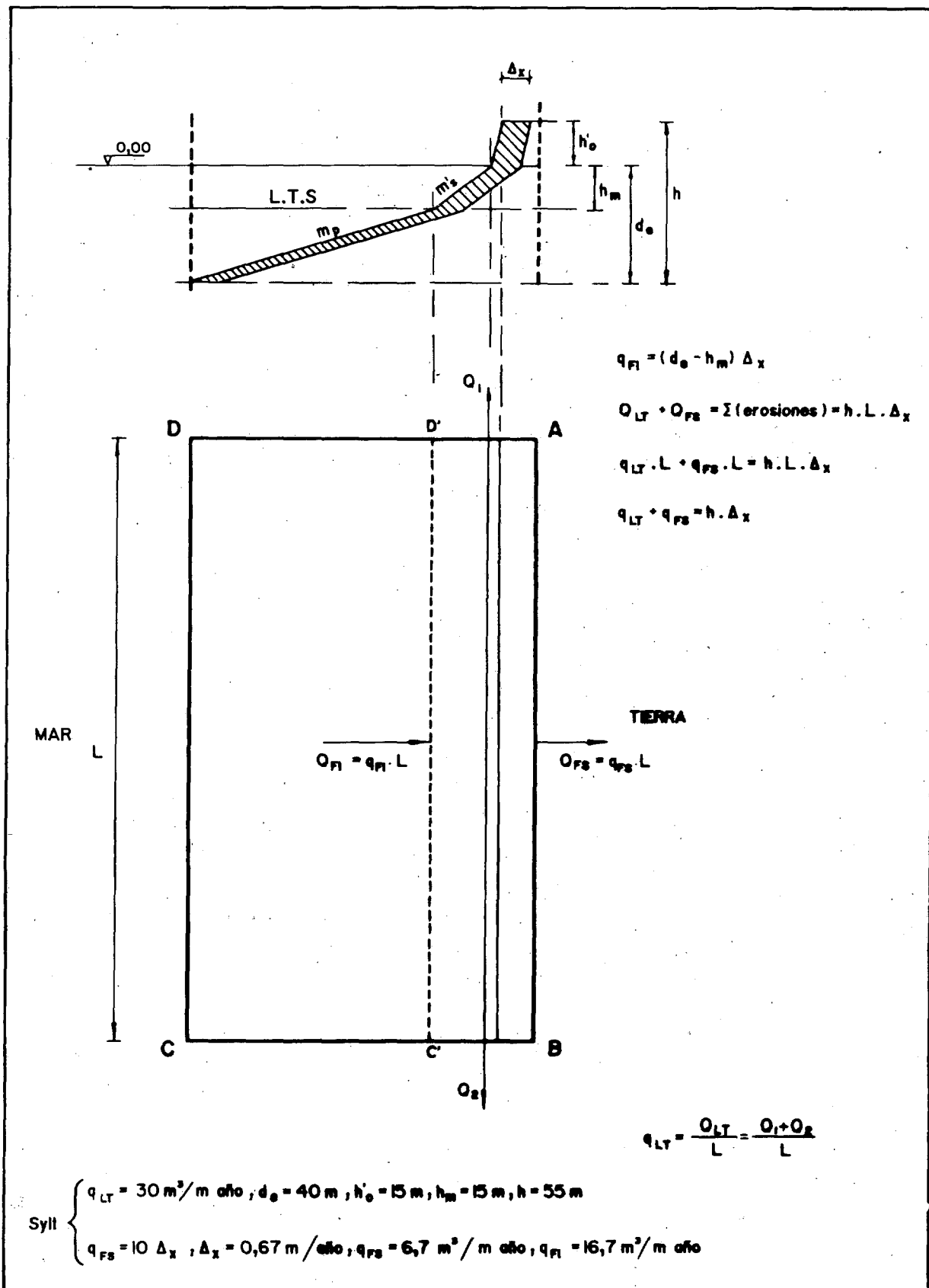


Fig. 10.—Esquema del balance sedimentario nativo en la isla de Sylt (Garau, 1989)

4. ESTIMACION DEL TRANSPORTE FRONTAL EN FUNCION DE LA PENDIENTE

La evaluación del proceso evolutivo de la isla de Sylt que acabamos de hacer nos permite avanzar un paso más respecto a la relación que liga el transporte frontal con la pendiente de la playa (Garau, 1989).

Para ello en primer lugar vamos a determinar el perfil esquemático (Garau, 1986b, 1988, 1989) de las playas de Sylt, partiendo de los datos del fetch de la figura 4, un tamaño de la arena $d_{50} = 0,21$ mm, una carrera de marea $z = 3,5$ m y un factor de los fondos frontales $F_p = 1,15$. Para el valor de K_a admitiremos en cada caso el coeficiente de refracción, supuestas isóbatas rectilíneas y paralelas hasta la profundidad de 9 m. De esta forma elaboramos la Tabla 2.

Del examen de la Tabla 2 se desprende que podemos adoptar los valores $h_o = 1,5$ m y $h_m = 15$ m. El primero ya ha sido utilizado anteriormente y el segundo nos hace falta para evaluar el transporte frontal. A tal efecto, el retroceso del perfil, que como ya hemos visto se extiende desde la cota -40 m a la cota $+15$ m, se puede contemplar como resultado de un transporte frontal inferior a través de L.T.S. (límite de transporte significativo; isóbata $h_m = -15$ m en nuestro caso) equivalente al paralelogramo de altura $40 - 15 = 25$ m y ancho $\Delta x = 0,67$ m, hacia tierra (onshore), y de un transporte hacia el exterior (suma del transporte longitudinal q_{LT} y del transporte frontal superior q_{FS}) equivalente al paralelogramo de altura $40 + 15 = 55$ m y ancho $\Delta x = 0,67$ m (figura 10).

Esta distinción no es caprichosa ni arbitraria. Responde a un proceso real, pues es bien sabi-

do que el transporte longitudinal se concentra en la parte superior del perfil, y muy especialmente en la zona situada por encima de las barras submarinas. Si no hubiese retroceso ni pérdida de sedimentos, el L.T.S. marcaría el límite de los movimientos reversibles sobre el perfil. Pero cuando el perfil retrocede (o avanza) generalmente habrá un transporte importante a través del L.T.S. y también habrá transporte importante en aquellos casos en que, aun permaneciendo estable el perfil, existe aportación y eliminación de sedimentos en la parte superior e inferior de la playa. En todos estos casos, la pendiente de equilibrio de la zona de rotura (m'_s) real será mayor (transporte hacia el mar) o menor (transporte hacia tierra) que la pendiente teórica (m'_s) teórica dada por la teoría para transporte frontal nulo (Garau, 1989).

El análisis anteriormente expuesto nos indica que en la isla de Sylt el transporte frontal inferior hacia tierra es de:

$$q_{FI} = (40 - 15) \cdot 0,67 = 16,7 \text{ m}^3/\text{m año} \quad [6]$$

siendo la relación

$$\frac{(m'_s) \text{ real}}{(m'_s) \text{ teórica}} = \frac{0,0043}{0,011} = 0,395 \quad [7]$$

habiéndose tomado (m'_s) real de los datos de Dette y F hürböter (1974) para el tramo no afectado por las barras submarinas, y (m'_s) teórica de la Tabla 2.

Con este nuevo dato y las groseras estimaciones hechas en Torredembarra (Tarragona) y Artá (Mallorca), (Garau, 1989), se puede establecer la siguiente relación:

$$q_{FI} = 27,5 \left[1 - \frac{(m'_s) R}{(m'_s) T} \right] \quad [8]$$

que nos permite evaluar el «caudal de transpor-

TABLA 2

F (Km)	T _s (seg)	H (m)	K _a	h _o (m)	η (m)	h _m (m)	tan δ'	m _s	m' _s	x _m (m)	tan δ''	x _{δ''} (m)	x _{δ'} (m)	d _p (m)
750	13,43	6,28	0,93	1,52	0,77	15,36	0,0801	0,0116	0,0116	1319,5	0,0276	182,2	19,0	0
600	12,94	5,94	0,99	1,51	0,79	15,45	0,0816	0,0109	0,0109	1412,7	0,0257	195,2	18,5	0
550	12,75	5,81	1,00	1,51	0,79	15,26	0,0822	0,0108	0,0108	1409,5	0,0252	198,4	18,3	0
470	12,42	5,59	0,99	1,49	0,80	14,48	0,0833	0,0109	0,0109	1324,4	0,0250	199,7	17,9	0
550	12,75	5,81	0,92	1,50	0,78	13,99	0,0822	0,0118	0,0118	1188,4	0,0269	185,6	18,2	0

te frontal inferior» q_{FI} en m^3/m y año en función de la relación de pendientes.

En la Tabla 3 se comparan los valores estimados en cada caso y los dados por la ecuación [8], en el entendido que los valores positivos corresponden a transporte hacia tierra (onshore) y los negativos hacia el mar (offshore).

TABLA 3

Lugar	$(m'_s)R/(m'_s)T$	Estimación m^3/m año	Valor dado por ec. 8
Torredembarra	1,8	-25	-22,0
Cualquiera con $q_{FI}=0$	1,0	0	0
Artá	0,86	+2	+3,8
Sylt	0,395	+16,7	+16,6
-	0	?	+27,5

Puede observarse que la ecuación [8] sugiere un transporte máximo hacia tierra de 27,5 m^3/m año, que corresponde a la hipótesis de fondo sedimentario, compuesto por el mismo tamaño medio, horizontal y situado a la profundidad $-h_m$. Puede parecer extraño que en este resultado no intervengan ni el clima marítimo ni el tamaño del sedimento, pero se trata de mera apariencia pues ambos determinan la $(m'_s) T$ y también la h_m de la teoría.

En cuanto al caudal de transporte hacia el mar, para caudales de aportación altos existirá una limitación en la pendiente, pues no podrá superar el ángulo de rozamiento o talud de vertido. Como es obvio tal situación no está contemplada en la ecuación [8].

5. CONCLUSIONES

De todo lo expuesto se pueden destacar las siguientes conclusiones:

1. En los problemas sedimentarios de la Ingeniería de Costas es imprescindible evaluar los procesos genéticos de las masas sedimentarias en cuestión.

2. La falta de dicha perspectiva condujo a expertos de la talla de Gärtner y Dette a atribuir el cambio de ritmo de retroceso de la orilla y dunas de la costa oriental de la isla de Sylt a un cambio climático. ¡Hasta pretenden demostrar que existió tal cambio, según su figura 2! ¡A pesar de haber intervenido en la acción antrópica que motivó el aumento de la tasa de retroceso en cuestión!

3. El excelente ajuste de la teoría sobre el perfil (Garau, 1973-1989) con la realidad ha permitido en primer lugar detectar la existencia de alteraciones atribuibles a transportes frontales, y posteriormente evaluar dichos transportes. La ecuación [8] aporta una valiosa orientación sobre el orden de magnitud del transporte frontal. Ello es una nueva prueba de la fertilidad de dicha teoría.

4. Es necesario superar el temor a relacionar los procesos litorales actuales con los geomorfológicos, aunque la prudencia tiene que evitar interpretaciones erróneas.

5. Hay muchos entornos del litoral que constituyen buenos recipientes para albergar playas, en los cuales escasea la arena a causa de la carencia de aportación sedimentaria durante el proceso genético. En tales casos es evidente que una alimentación artificial de arena

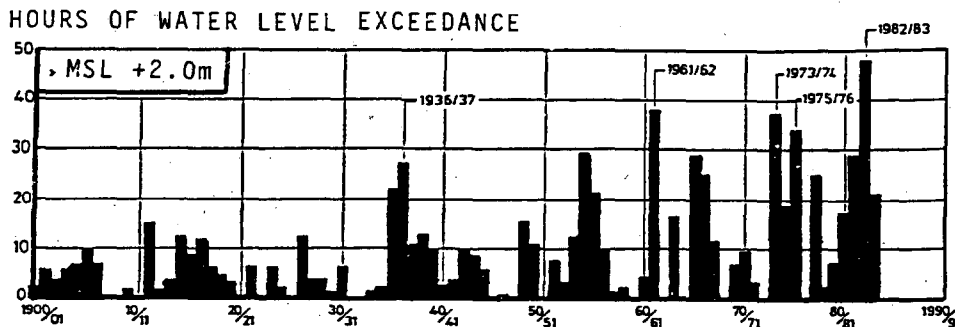


Fig. 2.—Yearly exceedance of storm surge levels above MSL + 2,0 m in the period from 1900 to 1984 (DETTE and Gartner 1987).

será la solución adecuada para crear, ampliar o mejorar las playas.

6. Las soluciones «blandas» son simplemente una posible alternativa de solución. Debe evitarse su uso injustificado. El razonamiento simplista de que no puede producir daños a las playas tratadas, o a sus colindantes, puede conducir a malgastar energías no renovables, a despreciar soluciones más ingenieriles y más económicas a largo plazo, o a castigar una vez más la Ingeniería de Costas con el estigma de los graves errores producidos por la ignorancia.

CONSIDERACION FINAL

El contenido del presente artículo recalca una vez más la necesidad de mejorar el conocimiento de los procesos sedimentarios litorales y de evitar las soluciones erróneamente compiadas de problemas aparentemente similares.

En mi lucha personal en este sentido, he procurado avanzar en el rápido diagnóstico de los problemas por procedimientos más directos que los usualmente empleados en Ingeniería de Costas, como son el ensayo en modelo reducido y los modelos matemáticos basados en los modernos de medición y análisis de los oleajes, los cuales requieren costos altos y tiempos largos. Mis puntos básicos pueden resumirse en los siguientes aspectos:

1. Visión global de los diversos condicionantes de la estabilidad de la playa (Garau, 1981a).
2. Análisis de la forma en planta de las playas (COMPAS DE PLAYAS) (Garau, 1973a y b, 1974a, 1981a, 1982a, 1984a).
3. El perfil de la playa (PERFIL ESQUEMATICO). Retrocesos potencial y restringido (Garau, 1974b, 1984b, 1985, 1986a, 1986b, 1988, 1989).
4. El estudio de la cuenca alimentaria y de los transportes longitudinales (Garau, 1981b, 1982b, 1983a, 1983b, 1986c, 1986d, 1987).
5. El proceso genético, los transportes frontales y la transgresión holocena (Garau, 1982b, 1983a, 1983b, 1986c, 1986d, 1987, 1989).

Intuyo múltiples atajos por donde mejorar nuestros conocimientos, pero mi andadura en solitario sólo me permite avanzar lentamente. Mis logros han sido consecuencia de meditaciones y profundos estudios de problemas concretos.

Por otra parte, veo que en Ingeniería de Costas se siguen cometiendo errores del pasado, y por ello, desde estas páginas, brindo mi colaboración a quienes se enfrentan con temas de playas.

REFERENCIAS

1. DETTE, H. H., 1977: Effectiveness of Beach Deposits Nourishment, Proceedings Coastal Sediments'77, pág. 211 a 227, Charleston, USA.
2. DETTE, H. H. y Fühbötter, A., 1974: Field Investigations in Surf Zones, Proceedings 14th Intern. Coastal Eng. Cong., Chapter 29, 1974, Copenhagen, Denmark.
3. DETTE, H. H. y Fühbötter A., 1976: Wave Climate Analysis for Engineering Purpose, Proceedings 15th Intern. Coastal Eng. Conf. Chapter 2, 1976, Honolulu, Hawaii, USA.
4. GARAU, C., 1973a: Aplicación de los principios del método de los Planos de Oleaje al estudio del movimiento de arenas, Revista de Obras Públicas, julio 1973, pág. 643 a 664.
5. GARAU, C., 1973b: El rozamiento y la estabilidad de las playas, Revista de Obras Públicas, agosto 1973, págs. 777 a 788.
6. GARAU, C., 1974a: Discusión s/«El rozamiento y la estabilidad de las playas», Revista de Obras Públicas, julio 1974, págs. 501 a 505.
7. GARAU, C., 1974b: Reflexión del oleaje sobre la playa, Revista de Obras Públicas, diciembre 1974, págs. 869 a 882.
8. GARAU, C., 1981a: Condicionantes de la estabilidad de las playas. Análisis de la función polar de los salientes, Revista de Obras Públicas, enero 1981, págs. 29 a 48.
9. GARAU, C., 1981b: Hacia una valoración del papel que juegan los condicionantes de caudales sólidos en la estabilidad de una playa. Revista de Obras Públicas, mayo 1981, págs. 343 a 360.
10. GARAU, C., 1982a: Algunas consecuencias y aplicaciones del conocimiento de la función polar de los salientes, Revista de Obras Públicas, julio 1982, págs. 463 a 478.
11. GARAU, C., 1982b: Discusión s/«Hacia una valoración... », Revista de Obras Públicas, octubre 1982 págs. 693 a 697.
12. GARAU, C., 1983a: Estudio de la geomorfología reciente y de los procesos litorales de las playas de Barcelona. No publicado.

13. GARAU, C., 1983b: Estudio de la dinámica litoral en el entorno del puerto deportivo de Santa Eulalia - Ibiza. No publicado.
14. GARAU, C., 1984a: La forma de una playa cuando existe una dirección claramente predominante de los oleajes, Revista de Obras Públicas, enero 1984, págs. 15 a 24.
15. GARAU, C., 1984b: Las pendientes de la playa y el tamaño de la arena, Revista de Obras Públicas.
16. GARAU, C., 1985: Discusión sobre el artículo anterior, Revista de Obras Públicas, marzo 1985, págs. 195 a 198.
17. GARAU, C., 1986a: Las pendientes de la playa y el tamaño de la arena (2), Revista de Obras Públicas, agosto 1986, págs. 601 a 612.
18. GARAU, C., 1986b: Un model de perfil de la playa, Revista ESPASIS (Generalitat de Catalunya), n.º 2, págs. 41 a 47.
19. GARAU, C., 1986c: Littoral processes on the Maresme Coast: Man's impact or natural effects?, Proceedings IGU Comision on Coastal Environment, 1986, THALASSAS Revista de Ciencias del Mar V.4, n.º 1, págs. 71 a 78.
20. GARAU, C., 1986d: Estudio de las erosiones de las playas de Can Picafort y Muro. Alcudia, Mallorca. No publicado.
21. GARAU, C., 1987: Informe sobre los efectos de las obras de toma de agua y desagüe del agua del mar para la Central Térmica del Foix en las playas próximas. No publicado.
22. GARAU, C., 1988: Beach profile and sand-grain size, Proceedings 21th Intern. Conf. ASCE, Torremolinos, 1988.
23. GARAU, C., 1989: Perfil de la playa y tamaño de la arena (3), Revista de Obras Públicas.
24. GARTNER, J. y DETTE, H. H., 1987: Desig and performance of large scale beach nourishments, Proceedings of Coastal and Port Engineering in Developing Countries, V.1, págs. 181 a 195.
25. GRAAFF, J. Van de, 1986: Probabilistic design of dunes; an example from the Netherlands, Coastal Engineering, febrero. 1986 págs. 479 a 500.
26. LARRAS, J., 1957: Plages et cotes de sable, editorial Eyrolles.
27. STRAKHOV, N. .M.: Principles of Lithogenesis, Vol. 1 (Translation from 1962 Russian Edition by J.P. Firzsimmons, Oliver and Boyd), Edinburgh and London, 1967, pág. 245.
28. U.S. ARMY, C.E.R.C., 1973-1977-1984: Shore Protection Manual.

Carlos Garau Sacrista



Doctor Ingeniero de Caminos, Canales y Puertos, promoción 1960.

DAD-IESE (Universidad de Navarra, 1972). Es ingeniero jefe de la Zona Portuaria II-III de la Comissió de Ports de Catalunya. Ha sido jefe regional de Costas de Cataluña, 1964-1973; jefe de la División de Aprovechamientos Hidráulicos (CAPO), 1974-1977; director del Grupo de Puertos de Barcelona-Tarragona, 1977-

1981; director de la Comisión de Puertos de Cataluña, 1977-1981; profesor de «Puertos» y «Puertos Obras» en la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Canales, Caminos y Puertos de Barcelona, 1976-1979.

Autor de numerosos proyectos de obras portuarias y de Ingeniería de Costas. Ensayos en modelo reducido en el tanque (modificado) del Laboratorio de Hidráulica de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros Industriales de Barcelona, 1973-1975. Autor de diversos artículos, comunicaciones y conferencias, sobre movimientos de arenas y playas. Proyectos destacados: Puerto y Marina interior en la Urbanización Bahía Blanca, Villajoyosa, Alicante. Plan de Infraestructura de las Playas de Levante de Barcelona (director del proyecto).