

GEOLOGÍA DE LA ZONA LITORAL

Dr. Jorge Guillén



1. INTRODUCCIÓN

El litoral es la zona que se extiende entre los límites superior e inferior donde alcanza la acción del oleaje. Es pues, una zona de transición entre el continente y el medio marino. El litoral está caracterizado por la morfología, la distribución del sedimento y la presencia de ecosistemas biológicos propios, así como por la ocurrencia de una serie de procesos relacionados con el oleaje, el viento, las mareas, las corrientes litorales y la influencia del continente (descargas fluviales).

Durante las últimas décadas se está llevando a cabo un gran esfuerzo investigador en la zona costera. Ello se debe principalmente a la concentración de población y a la actividad económica que tiene lugar en dicha zona. La mayor parte de estas investigaciones surgen como respuesta a problemas reales que requieren una solución concreta. Por este motivo, los estudios sobre el litoral tienden a avanzar paralelamente en dos direcciones: por una parte, la comprensión y cuantificación de los procesos y factores que intervienen en el desarrollo y evolución costera y, por otra, la aplicación de estos conocimientos para solucionar los problemas planteados. La evolución morfológica del litoral (centrada principalmente en la evaluación de los procesos de erosión y acreción) es el factor más analizado en los estudios costeros, ya que la erosión costera afecta al 70% de las playas mundiales. Las razones de este retroceso de la línea de costa son complejas y han sido agrupadas en diferentes tipos de factores: geológicos, catastróficos, biológicos y antrópicos, aunque no se disponen de datos cuantitativos precisos para valorar la importancia relativa de cada uno de ellos. No se debe olvidar, sin embargo, la existencia de otros temas igualmente importantes en la investigación de la zona litoral como el estudio de la calidad del agua y el sedimento (transporte, almacenamiento y escape de contaminantes y nutrientes a través del sedimento) y, a un nivel más general, el estudio del ecosistema. Un aspecto básico para abordar cualquiera de estos temas es la selección de la escala espacial y temporal. El estudio puede considerar desde el análisis de la interacción entre dos granos de sedimento hasta una escala regional de cientos de kilómetros. La escala temporal puede variar desde el transporte de sedimento producido al paso de una ola (segundos) o el impacto de una tormenta (horas) hasta la evolución climática a escala global (miles de años).

El presente tema analiza todos aquellos procesos y factores que intervienen en el desarrollo y evolución del perfil litoral de costas arenosas. Las costas constituidas por sedimentos de tamaño arena dan lugar a una gran variedad de depósitos sedimentarios. Cuando se trata de un depósito subaéreo unido al continente se denomina playa, mientras que si está separado de la orilla hablamos de isla barrera. En el caso intermedio en el que la isla barrera esté unida por uno de sus extremos al continente se denomina flecha ó spit. A su vez, el brazo de mar que queda delimitado por estos cuerpos sedimentarios recibe el nombre de "lagoon" ó albufera. Los mayores depósitos sedimentarios costeros se asocian a la desembocadura de ríos y reciben el nombre de deltas.

La configuración del perfil litoral se considera el resultado de la interacción entre la morfología, el sedimento y los flujos que actúan en el perfil, junto con el efecto producido por factores de carácter regional, como los aportes sedimentarios y el substrato geológico o los cambios inducidos por la actividad antrópica. La escala temporal que se considera varía desde los cambios estacionales hasta los ocurridos durante varias décadas, aunque no se aborda en profundidad los efectos del ascenso relativo del nivel marino inducidos por la actividad antrópica, ya que queda al margen de los objetivos planteados.

2. CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL LITORAL

Los tres aspectos básicos que se consideran al abordar el estudio de la configuración del perfil litoral son los elementos morfológicos, la distribución del sedimento y los flujos que actúan en el litoral. A continuación se presenta una breve descripción de cada uno de ellos.

Elementos morfológicos

Dentro de la zona litoral se han reconocido tres subambientes caracterizados por su morfología, los procesos sedimentarios dominantes y sus relaciones con los agentes dinámicos (Fig. 3.1): zona supralitoral, zona interlitoral y zona infralitoral. La zona supralitoral sólo está afectada por el oleaje durante los grandes temporales y sus formas características son las dunas y las bermas. La zona interlitoral está comprendida entre los límites superior e inferior del oleaje en condiciones de bonanza y puede presentar escalón, topografía rítmica o pequeñas barras de arena. En áreas micromareales, dicha zona ocupa una estrecha franja de unos pocos metros, que contrasta con la amplitud de este subambiente en áreas meso y macromareales, donde puede alcanzar varios kilómetros de anchura. Finalmente, la zona infralitoral se extiende desde la base de la zona interlitoral hasta el límite inferior de acción del oleaje durante los temporales y sus formas más características son las barras de arena.

La variabilidad temporal de los elementos morfológicos es función de su tamaño y localización en el perfil litoral y oscila desde la formación de ripples de pequeña escala al paso de una ola, hasta la evolución de los sistemas de barra y surco durante décadas. Dentro de la variabilidad temporal de la morfología, se puede considerar "clásica" la distinción establecida a partir del estudio de las playas de California entre perfiles de verano o bonanza y perfiles de invierno o tormenta (Fig. 3.2). Durante el período de los temporales el sedimento es erosionado de la línea de costa y transportado transversalmente hacia mayor profundidad. Durante el período de bonanza tiene lugar la construcción y migración hacia la playa de las barras de arena, que devuelven al perfil litoral su configuración original.

A pesar del decisivo papel que juegan los sistemas de barra y surco en la evolución del perfil litoral, los mecanismos de transporte que intervienen en la formación y evolución de las barras no han sido determinados con exactitud y la mayor parte de los estudios de campo sólo analizan el comportamiento de estos sistemas bajo una perspectiva bidimensional. En la actualidad se reconoce el importante papel que juegan, además del oleaje incidente, las oscilaciones de baja frecuencia y los flujos inducidos en la zona de rompientes. La formación y evolución morfológica de los sistemas de barra y surco puede presentar características muy diferentes, pero en todos los casos en los que se ha analizado a una escala longitudinal de decenas de kilómetros se ha puesto de manifiesto la decisiva importancia que tiene la componente longitudinal en la evolución de los sistemas de barras.

Distribución del sedimento

La distribución granulométrica del sedimento contiene información sobre su fuente y el mecanismo e intensidad del transporte que lo ha originado. Esta información es compleja de interpretar ya que los procesos de transporte incluyen variables de difícil evaluación y además, en áreas como el litoral, actúan simultáneamente varios procesos de transporte. Sin embargo, pueden establecerse ciertas generalidades: el sedimento de la zona litoral presenta variaciones espaciales (en el sentido longitudinal y transversal) y temporales. Las variaciones longitudinales están relacionadas principalmente con los cambios en la energía del oleaje a lo largo de la playa, la clasificación selectiva del sedimento durante el transporte o con cambios en la cantidad y tipo de sedimento suministrado a la playa. La distribución del sedimento en el perfil transversal se relaciona habitualmente con el concepto de "perfil de equilibrio", el cual indica que cada grano del sedimento de un determinado tamaño tiende a moverse a través del perfil hasta una posición en la cual está en equilibrio con el oleaje y los flujos que actúan en ese punto. Las variaciones temporales del sedimento son las menos estudiadas, probablemente debido a que son de menor magnitud y más difíciles de reconocer.

El sedimento de la zona litoral presenta habitualmente una disminución del tamaño de grano desde la línea de costa hacia la plataforma continental. Esta gradación del tamaño de grano del sedimento se debe a la disminución de la energía de los flujos de transporte hacia la plataforma, aunque la presencia de corrientes mareales de elevada intensidad puede interrumpir la gradación en algunas playas. De igual manera, cuando los procesos de ascenso y retorno del flujo son dominantes en la zona de "swash" ó de batida del oleaje, el sedimento puede ser más grueso ó más fino que el sedimento situado a mayor profundidad en el perfil, en función de los tamaños de grano disponibles. Las tendencias generales del sedimento también pueden ser alteradas por la presencia de las diferentes morfologías en la zona litoral. En general, el sedimento más grueso se localiza en la zona de swash y en el techo de las barras, mientras que en los surcos el sedimento es comparativamente más fino. Sin embargo, también han sido descritos sedimentos comparativamente más gruesos en el surco que en la barra cuando los procesos de transporte dominantes son debidos a oscilaciones de baja frecuencia.

La profundidad límite hasta la que alcanza la secuencia granodecreciente del sedimento es función básicamente del tipo y cantidad de aportes sedimentarios que recibe el litoral y del substrato geológico. Los estudios realizados en las décadas de los 50 y 60 ya pusieron de manifiesto que el concepto de secuencia granodecreciente, desde la línea de costa hacia mayores profundidades, no puede aplicarse al estudio de las plataformas continentales actuales, puesto que la mayor parte de los

sedimentos que las recubren son relictos y se depositaron bajo condiciones hidrodinámicas diferentes a las actuales. En costas deltaicas, donde los aportes sedimentarios son elevados, el límite de la secuencia granodecreciente del sedimento suele estar relacionado con la aparición de un "cinturón de fango" que bordea la zona costera y que es el resultado de la sedimentación del material en suspensión transportado por el flujo fluvial.

Flujos que actúan en el litoral

El interés de conocer los movimientos de las masas de agua en la zona costera es debido, en la aproximación al perfil litoral que se está realizando, a la capacidad que tienen estos flujos de transportar sedimento y, en consecuencia, de modificar la morfología y distribución del sedimento en el perfil. Los agentes dinámicos que actúan en el litoral son principalmente el viento, el oleaje y las mareas. Estos agentes suministran energía al ambiente costero para que éste pueda evolucionar. El oleaje generado por el viento y que se propaga hacia la playa está considerado como la principal fuente de energía que conduce los cambios producidos en el litoral, aunque se han reconocido otros flujos que también pueden ser determinantes en la evolución costera. Se han diferenciado cuatro grandes grupos de flujos que actúan en el litoral : 1) flujos oscilatorios generados directamente por el oleaje incidente (ondas de gravedad), 2) flujos oscilatorios generados por ondas con períodos superiores a 30 segundos (infragravedad), 3) circulaciones netas generadas por la disipación de energía del oleaje, y 4) corrientes no relacionadas con el oleaje.

1) **Los flujos oscilatorios derivados del oleaje incidente** suelen ser los únicos que se toman en consideración en muchos estudios costeros. El viento genera las olas en aguas profundas, donde las partículas de agua tienen un movimiento ideal circular. Cuando la ola se aproxima a la zona costera sufre una serie de transformaciones causadas por la interacción de la ola con el fondo marino. En aguas someras, el movimiento circular de las partículas de agua deviene en elíptico, hasta que la elipse se elonga en prácticamente una línea recta. Bajo estas condiciones, la trayectoria de las partículas de agua junto al fondo es prácticamente horizontal y presenta un componente hacia la playa al paso de la cresta y otro opuesto dirigido hacia mayor profundidad al paso del surco de la ola. Debido a la asimetría del oleaje en aguas someras, el flujo hacia la playa tiene mayor intensidad que el flujo hacia la plataforma, pero su duración es menor.

2) **Los flujos oscilatorios relacionados con ondas de frecuencias de infragravedad** son especialmente importantes en el tramo más somero del perfil litoral en áreas de elevada energía. La formación de estas ondas es un tema en discusión en la actualidad, aunque parece relacionada con la existencia de dos o más trenes de ondas con diferente período cuya superposición da lugar a la formación de grupos de olas (Fig. 3.3). El balance del momentum requiere la variación del nivel marino medio, de forma que se forma una depresión al paso de las olas de mayor tamaño y una cresta con las olas de menos altura. Esta variación del nivel marino medio presenta un período de infragravedad ($T > 30$ s). Las ondas de infragravedad pueden ser progresivas o estacionarias. Cuando quedan atrapadas en la playa, se denominan ondas de borde ("edge waves") y cuando sus trenes de onda son perpendiculares a la playa y pierden energía hacia aguas profundas se denominan "leaky waves".

3) **Las circulaciones netas generadas por la disipación de la energía del oleaje** pueden agruparse en tres tipos: a) el sistema celular de circulación, b) flujos de retorno o "undertow", y c) la corriente longitudinal. El sistema celular de circulación está generado por el transporte de masa neto ("net mass transport") hacia la playa que tiene lugar como consecuencia de la asimetría del oleaje (Fig. 3.4). El transporte de masa no se produce homogéneamente, puesto que la ola presenta irregularidades en su altura causadas por la topografía submarina ó por la interacción con ondas de infragravedad, de manera que existen "máximos" y "mínimos" del transporte de masa a lo largo de la costa. El exceso de masa junto a la playa se equilibra mediante la acción de flujos concentrados de corrientes de retorno ("rip currents") . Cuando el retorno de la masa de agua hacia mayores profundidades se realiza por gravedad en forma de un flujo situado cerca del fondo y que es continuo a lo largo de la costa se denomina "undertow". Finalmente, la corriente longitudinal está causada por la aproximación oblicua del oleaje a la playa (Fig. 3.4). La velocidad de la corriente longitudinal es función de la altura de ola, la profundidad y el ángulo que forma el tren de olas con la línea de costa.

4) **Las corrientes no generadas por el oleaje** son de dos tipos: a) corrientes de marea y b) corrientes generadas por la cizalla de vientos locales. La propagación de la marea por la zona litoral tiene una componente horizontal y una vertical. Dentro de la componente horizontal, la propagación de la marea muestra una asimetría relacionada con la fricción con el fondo, de manera que las velocidades asociadas al flujo son mayores que las del refluo y, en consecuencia, su duración es menor. El desplazamiento vertical de la marea tiene como principal consecuencia el cambio en el tipo de procesos que afectan a un punto determinado del perfil litoral debido a la variación de la profundidad. La acción del viento sobre la superficie del agua marina puede provocar un ascenso ó un descenso del nivel marino junto a la costa, en función de que el viento sople hacia tierra o hacia mar respectivamente. Este desequilibrio genera corrientes de "downwelling" y "upwelling" perpendiculares a la costa que pueden alcanzar velocidades elevadas.

La importancia relativa de los diferentes flujos identificados en la zona litoral varía en función del tipo de costa, de la energía del oleaje incidente e incluso a lo largo de un mismo perfil. En la actualidad existen pocas mediciones de estos flujos en condiciones naturales y la mayor parte de modelos sobre la configuración del perfil litoral sólo consideran el efecto del oleaje incidente sobre un fondo inclinado. A medida que se van conociendo nuevos procesos que afectan al transporte de sedimento, estos se van incorporando a modelos complejos, pero cuyos resultados sólo pueden considerarse por el momento desde un

punto de vista cualitativo, ya que están muy alejados de los resultados obtenidos a partir de las mediciones de mar. El tramo más somero del perfil ("zona activa") está dominado por el oleaje, que incluye componentes transversales y longitudinales. En la parte más profunda del perfil litoral los flujos transversales que dominan son los derivados de la asimetría del oleaje y las corrientes de "upwelling" y "downwelling", mientras que los flujos longitudinales en esta parte más profunda corresponden a los efectos de la marea.

El perfil morfodinámico

El estudio morfodinámico del medio litoral considera que no es posible estudiar separadamente el efecto del oleaje y las corrientes en el litoral y, por otra parte, la morfología del perfil costero, pues ambos aspectos se influyen mutuamente. Bajo esta perspectiva, se ha considerado que el comportamiento del litoral respecto al oleaje incidente puede ser disipativo, reflectivo o intermedio entre ambos y que el predominio de un determinado comportamiento es función de la morfología del litoral. En zonas costeras donde la pendiente es suave ó existen barras de arena, las olas rompen mucho antes de llegar a la playa y la energía del oleaje que alcanza la orilla es muy inferior a la original. En este caso se habla de playas disipativas, que suelen presentar una rotura de la ola en la barra situada en la parte exterior del perfil, la ola se rehace a su paso por el surco y vuelve a romper en la playa (Fig. 3.5). Cuando la pendiente de la playa es mayor y no existen barras de arena en el perfil litoral, las olas se propagan hasta la orilla sin apenas sufrir modificación, de forma que la playa recibe todo el impacto del oleaje y puede reflejar buena parte de esta energía. En este caso, se denominan playas reflectivas, donde existe una rotura única en la playa que puede generar una berma ó topografía rítmica de pequeña escala (Fig. 3.5). Entre ambos comportamientos extremos se han definido una serie de estadios intermedios, como el estadio de "barra transversal y corriente de retorno", en los que se presentan simultáneamente características disipativas y reflectivas, con presencia de barras, formación de topografía rítmica a lo largo de la playa y desarrollo de "rip currents" (Fig. 3.5).

Para cuantificar el grado de disipación de energía del oleaje en una playa y el estado morfodinámico al que corresponde, se ha propuesto la utilización de dos parámetros: parámetro de no linealidad del oleaje ó de "surf-scaling" (ss) y un parámetro adimensional (S). El parámetro de "surf-scaling" se define como

$$ss = (a_b * w^2) / (g * \tan^2 \beta)$$

siendo a_b la amplitud de la ola en el punto de rotura; $w = 2 * 3.1416 * T$; T= período del oleaje; β la pendiente de la playa y g la aceleración de la gravedad

Para el cálculo del parámetro adimensional del estado morfodinámico (S) se incluye una variable que define el tamaño del sedimento (w_s) en la forma:

$$S = H_b / (T * w_s)$$

siendo H_b la altura de la ola en el punto de rotura; T el período y w_s la velocidad de sedimentación de las partículas.

Los dos parámetros definidos varían de una playa a otra y, considerando una misma playa, varían en función de las condiciones del oleaje un un momento determinado y de la posición en el perfil litoral donde se calculen los parámetros. Considerando la distribución de ambos parámetros a través del perfil litoral se ha desarrollado el modelo descriptivo de evolución resumido en la figura 3.5. En este modelo se define un estado completamente disipativo y un estado altamente reflectivo y, entre ambos extremos, se presentan cuatro estados intermedios. Los estados morfodinámicos intermedios están caracterizados por un perfil litoral más complejo, en el que se desarrollan sistemas de barra y surco. Cada estado morfodinámico está definido por su morfología y por unos procesos hidrodinámicos y de transporte de sedimento determinados. En el análisis morfodinámico, se acepta una estrecha relación entre la morfología del perfil, el oleaje y el estado morfodinámico heredado, de forma que puede predecirse la evolución del perfil cuando se modifica alguno de estos parámetros.

3. Diccionario de los términos más utilizados en el estudio morfodinámico del litoral

Muchos de los términos utilizados en la zona costera pueden ser empleados con diferentes significados. Las definiciones dadas a continuación sólo deben considerarse como una guía del empleo más común de cada uno de estos términos y se recomienda acudir a la bibliografía general para obtener explicaciones y discusiones más detalladas.

Barras de arena ("sand bars"): son acumulaciones de arena en forma de cresta y que presentan un surco asociado que se sitúa hacia tierra. Están localizadas en la zona infralitoral y, por tanto, sumergidas de forma permanente. En función de su disposición con respecto a la línea de costa se han diferenciado entre barras longitudinales, barras en forma de media luna ("crescentic bars"), barras alunadas ("lunate bars") y barras transversales. Las barras de arena constituyen una parte fundamental del sistema morfodinámico litoral, por cuanto son un reservorio de sedimento que puede ser suministrado al resto del perfil litoral.

Berma ("berm"): es un depósito de sedimento situado en la playa que presenta una sección triangular con una superficie superior plana ó suavemente inclinada hacia tierra (techo de berma ó "berm top") y una superficie de mayor inclinación hacia mar (pendiente de playa ó "beachface").

Corrientes de "downwelling" y "upwelling": La acción del viento sobre la superficie del agua marina puede provocar un ascenso ó un descenso del nivel marino junto a la costa, en función de que el viento sople hacia tierra o hacia mar respectivamente. Este desequilibrio genera corrientes de "downwelling" y "upwelling" perpendiculares a la costa que pueden alcanzar velocidades elevadas.

Disipativa, playa: ocurre cuando el litoral, debido a una pendiente suave y/ó la presencia de barras de arena, ocasiona una pérdida progresiva de la energía del oleaje a medida que éste se aproxima a la orilla, de forma que el oleaje que alcanza la playa tiene una energía mucho menor que el original.

Dunas, campos de: son acumulaciones de arena formados a partir del transporte eólico de sedimento y que se orientan en función de los vientos dominantes

Escalón ("plunge step"): es una ruptura de pendiente localizada en la zona interlitoral producida por el "golpe" final de las olas antes de su ascenso por la pendiente de playa.

Escarpe de playa: la playa sufre una erosión durante los temporales que puede quedar reflejada en forma de un escarpe que marca el límite superior de la zona interlitoral. En un perfil de playa emergida es posible que se presente una sucesión de escarpes, cada uno de ellos generado por un tipo de oleaje diferente.

Gravedad, ondas: es el oleaje que incide en una playa con los períodos habituales (< 20 segundos) que es generado por el viento bien sea en las proximidades de la zona (oleaje tipo "sea") ó en zonas más alejadas y que tiene un "fetch" (distancia desde el punto donde se generan las olas hasta el litoral que estamos considerando) mayor (oleaje tipo "swell").

Infragravedad, ondas de: es el oleaje que incide sobre una playa con períodos superiores a los 20 segundos. Suele generarse como consecuencia de la existencia de grupos de olas con diferentes alturas.

Longitudinal, corriente: la corriente longitudinal está causada por la aproximación oblicua del oleaje a la playa. La velocidad de la corriente longitudinal es función de la altura de ola, la profundidad y el ángulo que forma el tren de olas con la línea de costa.

Morfodinámica costera: es el estudio del medio litoral considerando que existe una relación causa-efecto entre los flujos que actúan en la costa y la morfología resultante.

"Nearshore zone": es la zona ocupada por los sistemas de barra y surco en litorales constituidos por sedimento no consolidado y, cuando no existen barras, el límite inferior es el nivel de base del oleaje.

Phi: en sedimentología el tamaño de las partículas que constituyen el sedimento habitualmente se expresa en unidades phi, que se define como el logaritmo negativo en base 2 del tamaño de la partícula expresado en milímetros.

Reflectiva, playa: cuando el litoral, debido a su elevada pendiente y a la ausencia de sistemas de barras, no disipa el oleaje antes de que éste alcance la orilla. En estos casos, la playa recibe todo el impacto del oleaje y una parte considerable de la energía del oleaje es reflejada de la playa, pudiendo interactuar a su vez con el oleaje incidente.

Retorno, corrientes de ("rip currents"): son corrientes localizadas en las proximidades del fondo, concentradas en pequeños "canales" situados equidistantes a lo largo de la línea de costa y que se dirigen hacia la plataforma continental. Cuando el retorno de la masa de agua hacia mayores profundidades se realiza por gravedad en forma de un flujo situado cerca del fondo y que es continuo a lo largo de la costa se denomina "undertow".

Rotura de las olas: cuando las olas se aproximan a la playa van "tocando" el fondo a medida que disminuye la profundidad, hasta llegar a un punto crítico en el que la ola rompe. La rotura puede ser de cuatro tipos básicos: spilling, plunging, surging y collapsing.

Sedimentación, velocidad de: es la velocidad de caída de las partículas de sedimento en un fluido. Depende básicamente del diámetro de la partícula, su densidad y morfología y de la densidad y viscosidad del fluido. Es un parámetro básico que condiciona el transporte de sedimento en el litoral.

Set-up: es la "sobre-elevación" del nivel marino medio en la playa inducida por la rotura del oleaje.

Shoreface: es un término que se aplica a zonas litorales constituidas por materiales consolidados y no consolidados para denominar a la zona de transición entre el interlitoral y la plataforma continental.

Surco y barra interna ("ridge and runnel system"): sistema morfológico localizado junto a la línea de costa, con la cresta de la barra emergida ó muy próxima a la superficie.

Surf, zona de: donde, una vez rota la ola, esta avanza hacia la playa formando un resalte ("bore") situado en el frente de la ola.

Swash, zona de: es la zona en la que, tras la rotura de la ola, la lámina de agua llega a la línea de costa y asciende por la pendiente de playa ("run-up") y posteriormente desciende por efecto de la gravedad ("run-down").

Topografía rítmica: consiste en cuernos ó ápices que se pueden desarrollar a lo largo de la zona interlitoral y que pueden ser debidas a la acción de las corrientes de ascenso y descenso en la zona de swash ó modeladas por la acción de corrientes de retorno.

BIBLIOGRAFÍA DEL TEMA

- Bagnold, R.A., 1963. Beach and nearshore processes, I: mechanics of marine sedimentation. In: *The Sea* (M.N. Hill, Ed.), Wiley, New York: 507-549.
- Bird, E.C.F., 1981. World-wide trends in sandy shoreline changes during the past century. *Geographie Physique et Quaternaire*, 35: 241-244.
- Bowen, A.J., 1980. Simple Models of Nearshore Sedimentation: Beach Profiles and Longshore Bars. In: *The Coastline of Canada*, (S.B. McCann, Ed.), Geol. Survey of Canada, Paper 80-10: 1-11.
- Davis, R.A., 1985. Beach and Nearshore Zone. In: *Beach and nearshore sedimentation* (R.A. Davis y R.L. Ethington, Eds.). S.E.P.M. Sp. Publ., 24, Tulsa, Oklahoma, U.S.A., Second Ed.: 379-449.
- Dean, R.G., 1991. Equilibrium beach profiles: characteristics and applications. *Journal of Coastal Research*, 7(1): 53-84.
- De Vriend, H.J., Capobianco, M., Chesher, T., De Swart, H.E., Latteux, B. and Stive, M.J.F., 1993. Approaches to long-term modelling of coastal morphology: a review. *Coastal Engineering*, 21: 225-269.
- Liu, J. T. y Zarillo, G.A., 1989. Distribution of grain sizes across a transgressive shoreface. *Marine Geology*, 87: 121-136.
- Martinez, P.A. y Harbaugh, J.W.S., 1993. Simulating nearshore environments. *Computers methods in geosciences*, Vol. 12, Pergamon Press: 265 p.
- Niedoroda, A.W., Swift, D.J.P., Hopkins, T.S. y Ma, C.M., 1984. Shoreface morphodynamics on wave-dominated coasts. *Marine Geology*, 60: 331-354.
- Pilkey, O.H., Young, R.S., Riggs, S.R., Sam Smith, A.W., Huiyan Wu y Pilkey, W.D., 1993. The concept of shoreface profile of equilibrium: a critical review. *Journal of Coastal Research*, 9(1): 255-278.
- Shepard, F. y Wanless, H., 1971. *Our Changing Coastlines*. McGraw-Hill, New York: 579 p.
- Short, A.D., 1992. Beach systems of the central Netherlands coast: Processes, morphology and structural impacts in a storm driven multi-bar system. *Marine Geology*, 107: 103-137.
- Wright, L.D. y Short, A.D., 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology*, 56: 93-118.
- Zenkovitch, V.P., 1967. *Processes of Coastal Development*. Interscience, New York: 738 p.