

II. Fundamentos

MODELOS DE MORFODINÁMICA DE PLAYAS.

César Vidal, Miguel A. Losada, Raúl Medina e Íñigo Losada.

Grupo de Ingeniería Oceanográfica y de Costas. Universidad de Cantabria. Dto. de Ciencias y Técnicas del Agua y del Medio Ambiente.

RESUMEN:

Esta monografía presenta el estado del arte de los modelos conceptuales de evolución morfodinámica de las playas. El objetivo de estos modelos es relacionar las condiciones ambientales (oleaje y mareas, tipo de sedimento), con las formas tridimensionales y la dinámica de las playas. En primer lugar se presenta los modelos conceptuales de Wright y Short (1984), desarrollados a partir de observaciones en playas micromareales. A partir de dichos modelos se expone el concepto de estado modal de una playa y la relación existente entre los estados de playa y el parámetro adimensional de caída de grano, que permite ligar las variaciones del oleaje y tipo sedimento con la evolución de los estados de playa. Por último, se introduce el efecto de la carrera de marea, siguiendo la investigación de Masselink y Short (1993). Como resultado, el modelo conceptual de evolución morfodinámica, presentado por Wright y Short (1993) permite determinar la distribución de estados de playa en función de la distribución del parámetro adimensional de caída del grano y de la carrera relativa de marea.

INTRODUCCIÓN

Es bien conocido que las playas sufren cambios topobatimétricos bajo la acción de las principales dinámicas que actúan sobre ellas: oleaje, corrientes y viento. Los modelos teóricos de evolución de playas tratan de integrar todas estas dinámicas con el objetivo de poder predecir la evolución de las playas, en el supuesto de que la secuencia e intensidad de la variación de los factores que controlan la dinámica es conocida.

El estado del conocimiento de la dinámica de la zona de rompientes de las playas se encuentra en desarrollo en la actualidad. La modelización del flujo y del transporte de sedimentos en la zona de rompientes, sólo se puede realizar imponiendo numerosas simplificaciones. Como resultado, aún en el supuesto de que las acciones sean conocidas, no existe ningún modelo de evolución tridimensional de playas que sea capaz de predecir las variaciones a corto y medio plazo

en el tiempo y de pequeña y media escala en el espacio. En la actualidad, los modelos numéricos de evolución de playa, modelos de una línea, de varias líneas o modelos bidimensionales integrados en vertical, son aplicables a análisis a largo plazo y gran escala, y sólo fiables en el caso de que se alcance algún tipo de equilibrio en el que los caudales de transporte de sedimento sean pequeños.

Por otro lado, aún en el caso de que los modelos de evolución morfodinámica fueran fiables, quedaría por resolver la naturaleza aleatoria de las acciones. Queda claro que cualquier modelo de evolución de playas tiene que tener en cuenta esta aleatoriedad, mediante el adecuado tratamiento estadístico de las variables de entrada y de los resultados.

En muchos de los modelos de análisis morfodinámico de playas se suele asumir, por simplicidad, que las playas se pueden definir mediante una línea en planta y varios perfiles tipo, aplicables a secciones

determinadas de la misma. Las playas naturales, sin embargo muestran irregularidades, tanto del perfil como de la planta, en todas las escalas de espacio y tiempo. En una playa rectilínea, no afectada por contornos terrestres, islas o bajos rocosos, las irregularidades de media escala, del orden de centenares de metros y semanas y de pequeña escala, del orden de decenas de metros y horas o días, están asociadas a las migraciones de las barras en los distintos estados de la playa, en continuo equilibrio entre las fuerzas constructoras y erosivas del oleaje.

El comportamiento de las barras producido por la acción del oleaje se ha ido revelando gradualmente. Las barras emigran hacia tierra o hacia el mar dependiendo de las condiciones de oleaje. Estas barras migratorias actúan, no sólo como una reserva temporal de arena para las playas sino como una barrera flexible contra las olas y las corrientes por ellas inducidas. La interacción entre las barras y el campo de oleaje/corrientes da lugar a cambios característicos en la topografía de la playa y de las propias barras.

Este tema se dedica a los modelos de evolución morfodinámica de playas. Esta evolución se concreta mediante la definición de la relación existente entre una serie de estados de playa tipo, con características morfológicas e hidrodinámicas determinadas y las condiciones del sedimento y del oleaje. Estos modelos están basados en la observación y ordenación de los diferentes estados de playa y permiten predecir la distribución de estados de una playa, conocida la distribución de las acciones del oleaje y el tipo de sedimento. Así mismo, facilitan una herramienta para evaluar, de una manera aproximada la dirección e intensidad del cambio de estado de una playa, cuando cambian las condiciones del oleaje.

Estos modelos asumen, en la descripción de la morfología y de la dinámica de las playas, que se esta familiarizado con los diferentes procesos de la dinámica del oleaje en la zona de rompientes y los términos y conceptos involucrados en la descripción de la morfología de las playas.

Los primeros modelos de evolución de playas asociados al movimiento de las barras fueron propuestos por Sonu and Young (1970), Sonu and van Beek (1971), Davis and Fox (1971, 1972), Sonu (1973), Sonu and James (1973), Fox and Davis (1974), Winant et al. (1975), Sasaki and Horikawa (1975), Hiño (1975), Huntley and Bowen (1975), Aubrey et al. (1976), Abele (1977), Owens (1977), Wright and Thom (1977).

Wright et al. (1979), Short (1979) presentaron

simultáneamente un modelo de evolución morfológica en el que las diferentes etapas de evolución de la playa se dividen en 10 estados, cuatro en la fase de acreción y cuatro en la de erosión junto con dos estados extremos de equilibrio, el extremo reflejante de máxima acreción y el disipativo de máxima erosión. Estos modelos se basan en observaciones diarias de evolución de playas reales, incorporan las porciones de playa subaérea y sumergida y relacionan los cambios en la playa con las condiciones de oleaje.

Por lo que respecta al análisis de las relaciones entre la morfología y la dinámica del flujo en determinados tipos de playas, Wright et al. (1982a) analizan con detalle el caso extremo de playas disipativas sin marea, Wright et al., (1982b) estudian el caso de playas con grandes mareas y Wright et al (1986) analizan el comportamiento morfodinámico del estado de playa con barra y seno, sin marea.

Wright and Short (1984) realizan una síntesis de su modelo de estados de playa, incorporan una nomenclatura común a los estados de playa y presentan el concepto de "firma dinámica del proceso" correspondiente a cada estado de playa. Asimismo, determinan los factores ambientales que definen el estado modal de una playa y analizan la variabilidad temporal de los estados y perfiles de playa. En la misma línea, Wright et al. (1985) presentan un modelo para definir las condiciones de equilibrio (dependientes del oleaje y el tamaño del grano) correspondientes a cada estado de playa y predecir la velocidad y sentido de la evolución de un estado de playa cuando las condiciones de oleaje son variables.

El modelo presentado por Wright and Short (1984), está basado en observaciones realizadas en playas micromareales (carrera de marea inferior a los 2 m). La influencia de la carrera de marea en la morfodinámica de las playas fue puesta de manifiesto por Davis and Hayes (1984), en el que indican que es dependiente de la interacción altura de ola/ carrera de marea. Masselink and Short (1993), presentan un modelo conceptual para las playas con marea en los que la morfología de la playa se describe en función del parámetro Ω de velocidad de caída adimensional del grano y de la carrera de marea relativa a la altura de ola, CMR.

En este Trabajo se describe, en primer lugar, la morfodinámica de las playas micromareales, siguiendo el modelo conceptual de Wright y Short (1984). A continuación se analizará la morfodinámica de las playas meso y macromareales, siguiendo el modelo de Masselink y Short (1993). Las figuras y tablas que se presentan en este Trabajo están basadas en figuras y tablas de los citados autores.

DESCRIPCIÓN DE LOS ESTADOS MORFODINÁMICOS DE EVOLUCIÓN DE PLAYAS MICROMAREALES .

En el caso de playas micromareales (carrera de marea viva media inferior a 2 m), Wright and Short (1984) definieron una secuencia de 6 estados morfodinámicos de playa, dependientes de las condiciones de oleaje y del tipo de sedimento. Los estados de la secuencia, enumerados en el sentido de la energía del oleaje decreciente, son los siguientes:

- 1- Disipativo. (D).
- 2- Barra Longitudinal y Seno (II).
- 3- Barra y Playa Rítmicas (12).
- 4- Barra transversal y corriente de retorno (13).
- 5- Barra - Canaleta o Terraza de Bajamar (14).
- 6- Reflejante (R).

Las diferencias más aparentes entre los diferentes estados son de tipo morfológico. Sin embargo, de la información obtenida mediante los análisis de los datos de velocidad, presión y superficie libre medidos en el campo, se ha observado que cada estado tiene su propia "firma dinámica", expresada en las diferentes magnitudes relativas de las distintas frecuencias del movimiento del agua sobre la playa.

Aunque el oleaje generado por el viento es la fuente principal de energía que moviliza los cambios en la playa, los procesos de disipación y reflexión que tienen lugar en la playa dan lugar a transferencias de energía a otros modos de movimiento, pudiendo, en algunos casos llegar a ser dominantes sobre el propio oleaje. En lo sucesivo, clasificaremos los modos de movimiento en cuatro grandes categorías:

- 1- Flujo oscilatorio del oleaje. Corresponde al debido al oleaje incidente, roto o sin romper, y comprende períodos entre 1 y 30 segundos.
- 2- Flujos oscilatorios o cuasi - oscilatorios subarmónicos e infragravitatorios. Son en general ondas estacionarias, libres o atrapadas, de frecuencias superiores a los 30 segundos. Comprenden tanto las oscilaciones subarmónicas del oleaje, de período doble del oleaje, alrededor de los 30 segundos, excitadas por las playas reflejantes; las ondas infragravitatorias de período largo "surf beat" (períodos de 1 a 3 minutos), forzadas en general por las componentes infragravitatorias (grupos de ondas) del oleaje incidente y

componentes infragravitatorias de alta frecuencia, con períodos entre 30 y 50 segundos.

- 3- Corrientes longitudinales y de retorno, generadas por la rotura del oleaje.
- 4- Corrientes de marea y de viento.

La experimentación ha demostrado que las velocidades relativas de los diferentes modos de movimiento dependen fuertemente del estado de la playa en un instante determinado y de las condiciones ambientales. Cada uno de los modos de movimiento es identificable a través de su frecuencia. Las oscilaciones transversales estacionarias se detectan porque en ellas la oscilación de la superficie libre tiene un desfase de 90° con la oscilación de la velocidad horizontal normal a la costa, u. En el caso de las oscilaciones atrapadas estacionarias, se caracterizan por el desfase de 90° de la superficie libre con respecto a la velocidad paralela a la costa, v. Por último, las corrientes medias netas se manifiestan en los promediados largos, 15-30 minutos de las velocidades.

A continuación describiremos la morfología de los distintos estados de playa, relacionándolos con su firma dinámica en términos de las velocidades relativas de cada modo de movimiento.

La playa disipativa.

La playa disipativa (D), Figura 1, tiene una morfología prácticamente bidimensional, con un perfil muy tendido, análogo al perfil 'de temporal o de invierno' que se describe en las playas con variación estacional. Aparecen en el perfil una o varias barras longitudinales, paralelas a la línea de costa y separadas por senos poco marcados. Dada la geometría bidimensional del sistema, las corrientes de retorno son prácticamente inexistentes, salvo en el caso de discontinuidades marcadas por los propios contornos del sistema (arrecifes rocosos, límites extremos de la playa, etc.). Si definimos el parámetro de Iribarren en rotura, I_{rb} , por:

$$I_{rb} = \frac{\tan \beta}{\sqrt{H_b / L_0}} \quad (1)$$

Donde H_b y L_0 son, respectivamente, la altura de ola en rotura y la longitud de onda en profundidades indefinidas del oleaje incidente y $\tan \beta$ es la pendiente del fondo, las playas disipativas se presentan con valores continuados de I_{rb} inferiores a 0.4, lo que implica roturas en decrecimiento y una disipación de la energía del oleaje progresiva a lo largo del perfil.

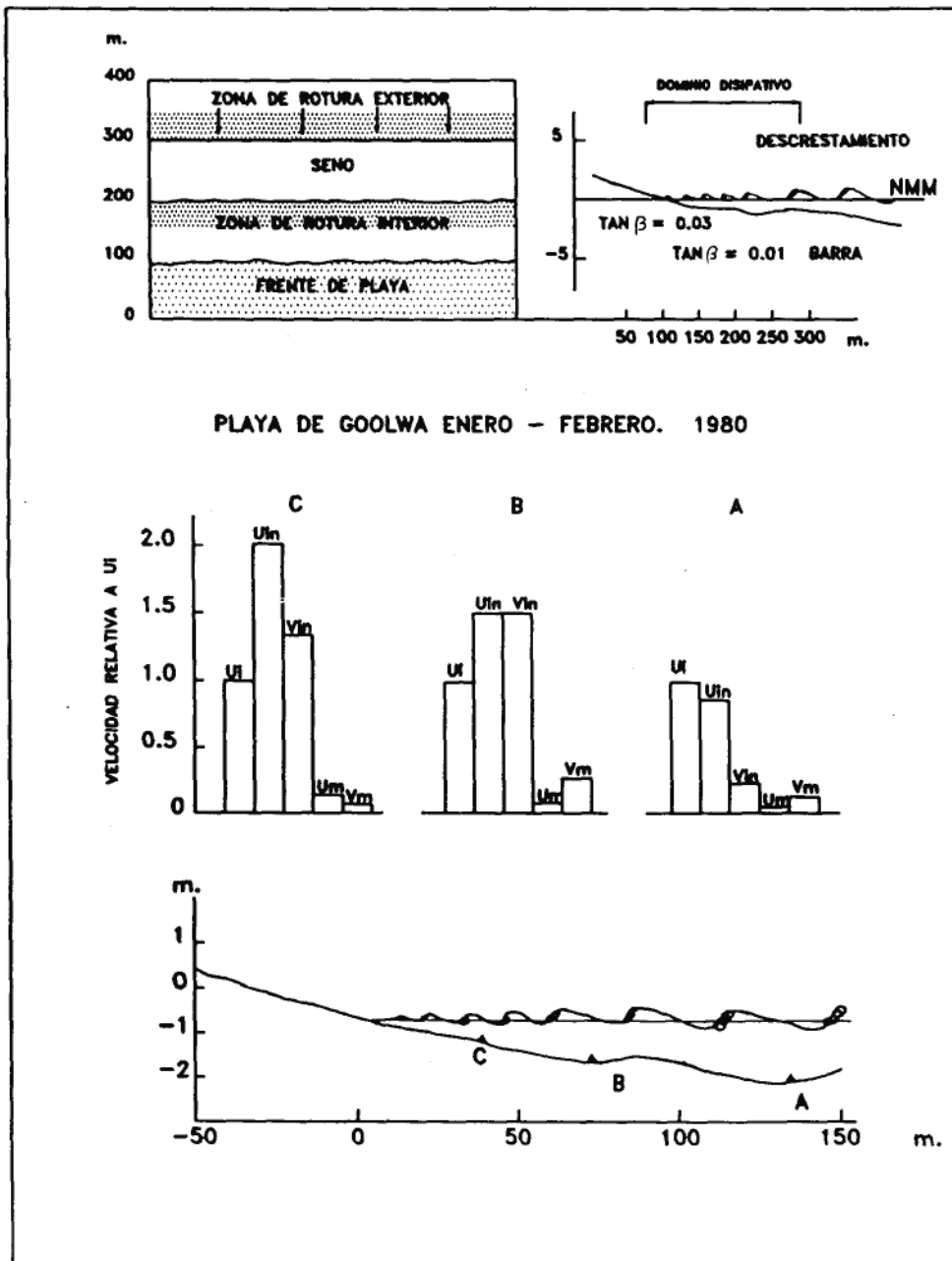


Figura 1. La playa disipativa. Tomada de Wright and Short (1984).

En la Figura 1 se muestra un ejemplo de la “firma dinámica” de este estado de playa. La gráfica de barras indica la amplitud relativa de los flujos en las proximidades del fondo, correspondientes al oleaje incidente, U_j , al surf beat, U_{in} (transversal) y V_{in} (longitudinal) y las corrientes medias, U_m y V_m . En todos los casos, se ha asignado arbitrariamente el valor 1 a la velocidad normal oscilatoria.

Como puede verse, la característica más destacable es el continuo crecimiento de la proporción de energía infragravitatoria a medida que nos acercamos a la línea de costa. Los desfases de $\pi/2$ entre la superficie libre y la velocidad horizontal oscilatoria indican que las oscilaciones del surf-beat son estacionarias en la dirección normal a la costa.

Existen dos modos alternativos para el surf-beat estacionario: ondas libres estacionarias y ondas de borde o atrapadas estacionarias. En las primeras, la energía se radia de nuevo hacia el mar produciendo oscilaciones sólo en la dirección transversal, mientras que las segundas quedan atrapadas por refracción sobre el talud de playa, produciendo oscilaciones tanto longitudinales como transversales. Ambos modos predicen alternancias transversales de nodos y antinodos capaces de determinar la posición de barras paralelas con un espaciamiento entre ellas progresivamente mayor a medida que se progresa hacia el mar.

El surf-beat estacionario es pues claramente dominante en la parte interior de la zona de rompientes. El primer antinodo debe estar en el frente de playa, por lo que en él las oscilaciones son máximas y los ascensos-descensos en el frente de playa están dominados por las frecuencias del surf-beat.

Las olas rompen en la barra, bombeando agua al seno durante los períodos de alta actividad del oleaje y transfiriendo a estos las oscilaciones asociadas a los grupos de ondas. El agua almacenada en los senos retorna por encima de la barra en los períodos de menor actividad del oleaje. Por este motivo, las corrientes de retorno localizadas son débiles o inexistentes y en la zona interior de rompientes, las velocidades de flujo dominantes son las debidas al flujo oscilatorio estacionario infragravitatorio. Es necesario indicar aquí que, en el caso de playas disipativas con accidentes topográficos marcados o en los contornos extremos, se suelen establecer, en períodos de temporal, corrientes de retorno de gran escala asociadas a las modificaciones que el oleaje sufre en estos contornos.

Por lo que respecta a los flujos medios, en sección vertical, se establece de una manera clara un flujo entrante por la superficie, compensado por un flujo de salida (resaca) en las proximidades del fondo. Esta segregación vertical del flujo es otra de las características definitorias de las playas disipativas.

La playa reflejante.

La playa reflejante (R), Figura 2, se encuentra en el otro extremo de la escala de estados de playa. Las roturas se producen en voluta, colapso o en oscilación, sobre el frente de playa, que tiene pendiente elevada, $\tan(\beta) = 0.10 - 0.15$, con valores altos del n° de Iribarren en rotura, $I_{rb} > 1$. La turbulencia relacionada con el proceso de rotura se ve confinada a la zona de

ascenso-descenso sobre el frente de playa. Frecuentemente aparecen formas arenadas altamente rítmicas en el talud. Bajo condiciones de baja energía, el talud de playa finaliza por la parte superior en una berma alta y recta, tras la cual puede aparecer un canalizo, resultado de la incorporación de la berma al talud más tendido correspondiente a condiciones de mayor energía. El frente de playa suele contener, aunque no siempre, tamaños de grano mas gruesos que la playa sumergida. Inmediatamente debajo del talud de playa, se suele encontrar un escalón pronunciado, compuesto de material grueso. La profundidad y altura de este escalón se incrementa con la altura de ola. En playas con marea, el barrido del oleaje sobre el escalón lo destruye, por lo que no aparece en el pie del frente de playa en la bajamar. Hacia el lado del mar del frente de playa, la pendiente disminuye notablemente, dando al perfil una forma cóncava bien marcada.

La parte inferior de la Figura 2 muestra la “firma dinámica” de una playa reflejante típica. En contraste con la playa disipativa, la mayoría de la energía en las proximidades del frente de playa se encuentra contenida en las frecuencias del oleaje incidentes y del primer subarmónico del mismo (doble del período incidente). Las oscilaciones infragravitatorias son muy débiles o despreciables. Las oscilaciones subarmónicas son invariablemente ondas atrapadas estacionarias. Cuando aparecen los beach cusps, estos se encuentran separados entre si la mitad de la longitud de la onda de borde subarmónica de orden cero (primer subarmónico).

En condiciones de baja energía, las oscilaciones subarmónicas tienden a ser de menor amplitud que las oscilaciones en la frecuencia incidente. Cuando las condiciones de energía aumentan, la proporción de energía subarmónica aumenta también, llegando a ser mayor que la energía del oleaje incidente. Esto provoca acentuados ascensos - descensos sobre el frente de playa, que puede rebasar la berma e iniciar cortes en la playa.

Los estados de playa intermedios.

Los cuatro estados intermedios poseen elementos de los estados disipativo y reflejante y el parámetro de Iribarren en rotura varía notablemente, tanto transversal como longitudinalmente. Estos estados presentan morfologías muy complejas. Como en general las playas intermedias presentan diferentes estados en función de las condiciones del oleaje, la variabilidad total de estas playas es muy elevada.

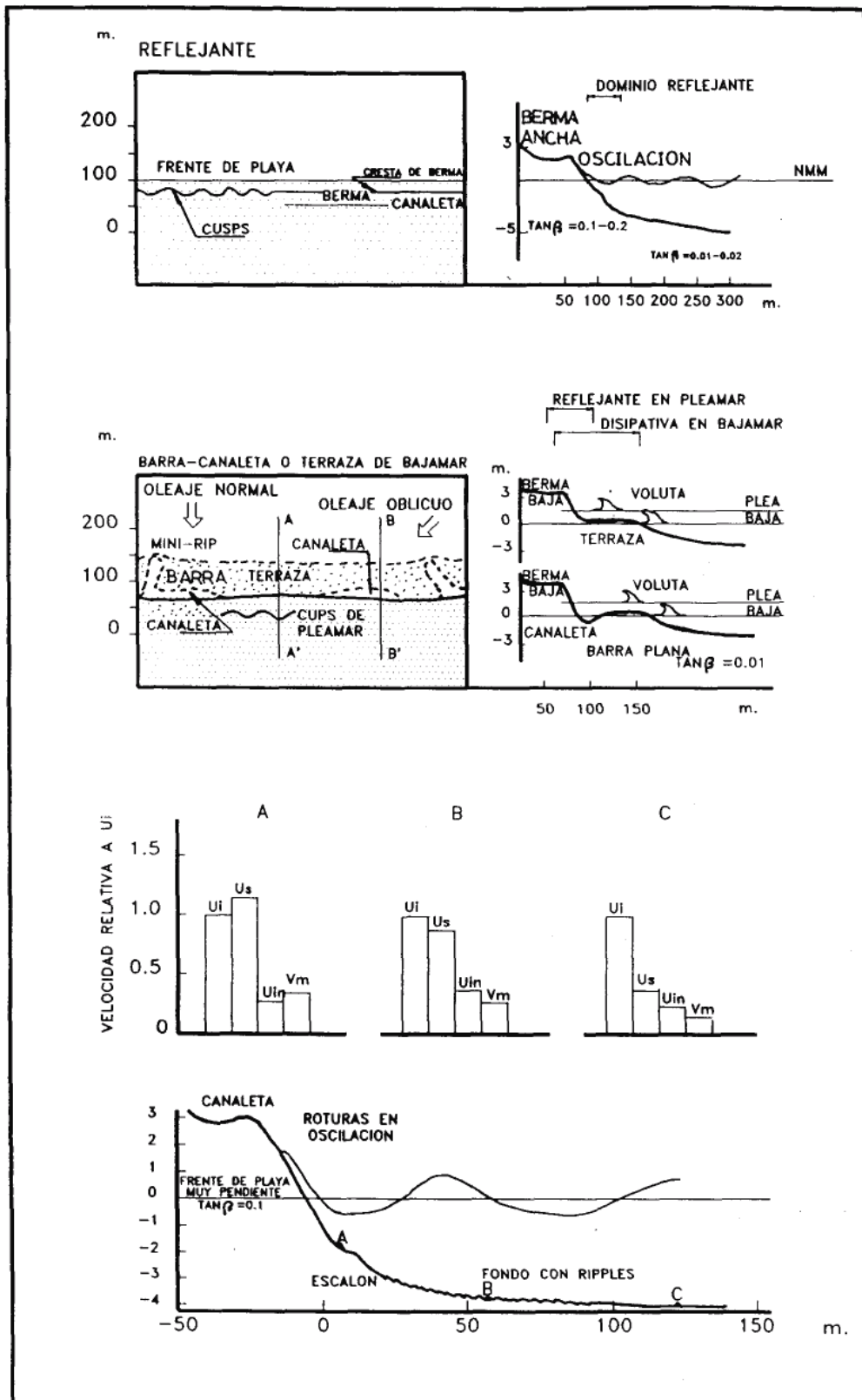


Figura 2. Estados de playa reflejante y barra-canaleta o terraza de bajamar. Tomada de Wright and Short (1984).

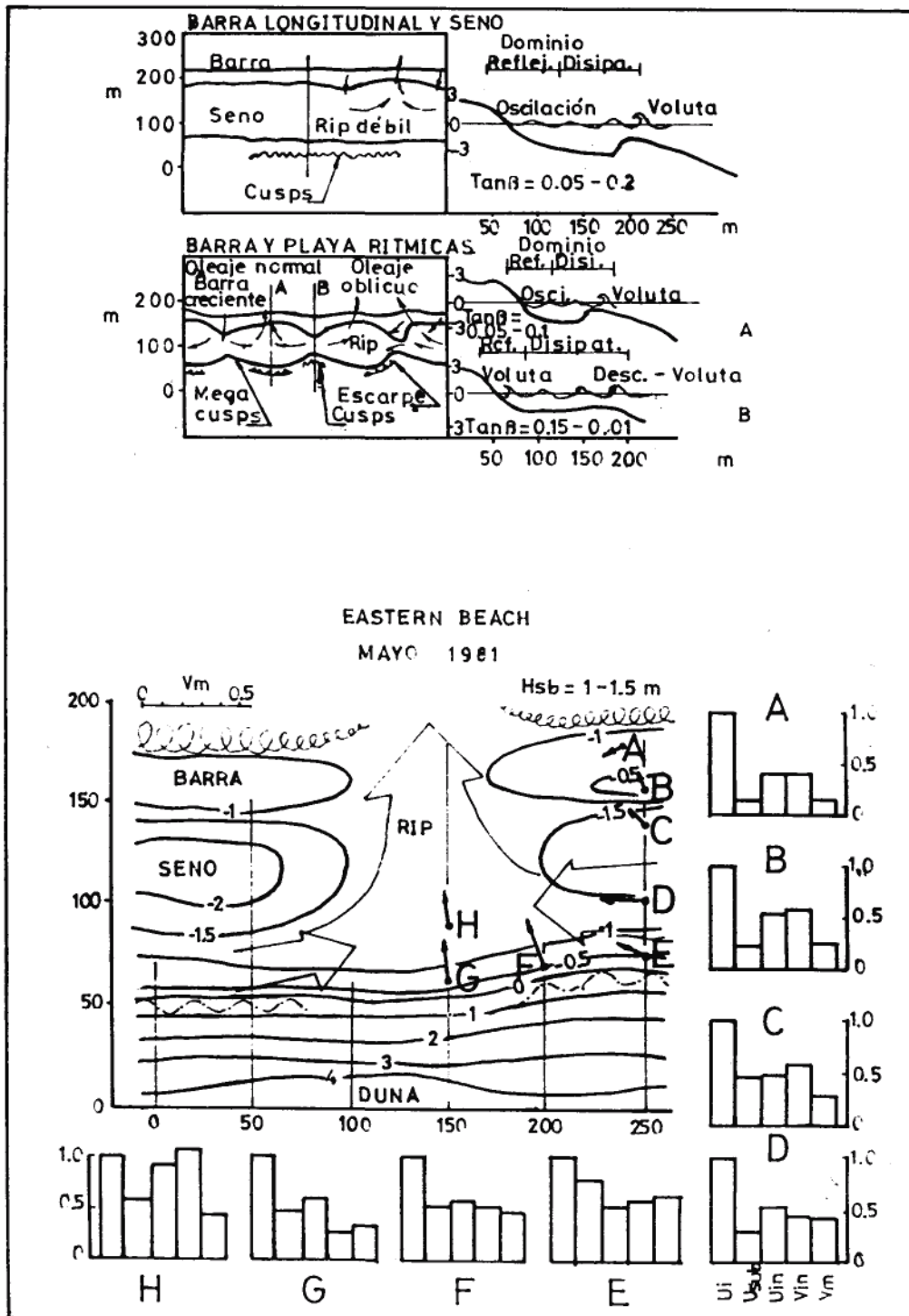


Figura 3. Estados de playa de barra longitudinal y seno y de playa y barras rítmicas. Tomada de Wright and Short (1984).

Estados de “Barra Longitudinal y Seno (11)” y de “Barra y Playa Rítmicas (12)”.

Estos estados, Figura 3, están próximos al de playa disipativa, del que pueden evolucionar a través de una secuencia acumulativa. El relieve de la barra y del seno es mucho más pronunciado que en el caso de la playa disipativa, la barra es considerablemente más asimétrica transversalmente, con el lado de tierra mucho más pendiente que el lado del mar (barra creciente). La barra provoca la rotura del oleaje y es moderadamente disipativa. En contraste con el caso de la playa disipativa, el oleaje se reforma sobre el seno, a través del cual se propaga hasta romper sobre el frente de playa, sobre un talud similar al de una playa reflejante $I_{rh} > 1$. Las ondas de menor peralte rompen en oscilación o colapsan sobre el frente de playa, mientras que las más peraltadas rompen en voluta en las proximidades del pie. En ambos casos el ascenso descenso tiene gran amplitud. Con frecuencia, aparecen beach - cusps en el frente de playa.

Cuando se producen oscilaciones longitudinales de la barra, reflejadas en el frente de playa, el estado (II) evoluciona hacia el (12). La longitud de onda de las oscilaciones longitudinales es del orden de 100 a 300 m y no deben confundirse con las mas cortas correspondientes a los beach-cusps. Simultáneamente a la aparición de las ondulaciones longitudinales de la barra, surgen sistemas circulatorios rítmicos, débiles o moderados, con entrada preferente de agua sobre los avances de la barra y salida de agua (corrientes de retorno) en las zonas de retroceso de la misma. Las ondulaciones de la barra son persistentes y por lo tanto, lo es la ubicación de las corrientes de retorno.

En la parte inferior de la Figura 3 se presenta la “firma dinámica” de estos tipos de playa. En ella se presenta las medidas realizadas en un tramo longitudinal de playa que abarca aproximadamente una longitud de onda de la oscilación longitudinal de la barra y playa, con dos tramos de barra y una corriente de retorno en la zona central. En la figura viene representada la batimetría de la zona y la dirección de las corrientes de alimentación de la corriente de retorno o rip (flechas anchas, así como los vectores de velocidad media en los puntos de medida (flechas delgadas). Alrededor de la figura se presentan los histogramas de velocidades en cada modo de oscilación, relativas a la velocidad de oscilación correspondiente a la frecuencia del oleaje incidente, en cada uno de los puntos de medida.

Como puede observarse en la figura, las frecuencias del oleaje incidente predominan en la mayor parte del área de rompientes. Las oscilaciones infragravitatorias

se incrementan ligeramente al cruzar la barra, manteniéndose constantes a partir de este punto hasta la línea de costa. Longitudinalmente se hacen importantes en determinados puntos, como es el caso de las proximidades de la corriente de retorno. Las frecuencias de las oscilaciones infragravitatorias son muy superiores a las de las playas disipativas. Como las frecuencias que son resonantes con la geometría deben tener antinodos sobre la barra, las largas longitudes de onda asociadas con las oscilaciones infragravitatorias forzadas por los grupos de ondas, no entran en la distancia entre el talud de playa y la barra. Por ello, en este tipo de playas la barra filtra la energía infragravitatoria y sólo permite la resonancia a los modos de más alta frecuencia, pobres en energía, que pueden resonar con un antinodo sobre la barra. Estas ondas son ondas atrapadas estacionarias.

La contribución de las oscilaciones subarmónicas al movimiento total se incrementa de una manera constante al aproximarnos al frente de playa y su amplitud puede llegar a aproximarse a la de las frecuencias del oleaje incidente, especialmente en las zonas alejadas de la corriente de retorno, tras las zonas de avance de la barra.

Por lo que respecta a la circulación neta, en el estado de playa II, las corrientes longitudinales son prácticamente nulas, produciéndose toda la circulación transversalmente, en la zona de rompientes, con corrientes hacia tierra en las proximidades de la superficie y sobre la barra y con corrientes hacia el mar en las proximidades del fondo de la barra y primera parte del seno. En el estado 12, se produce un exceso de entrada de flujo sobre las zonas de avance de la barra creciente. Estos flujos alimentan las corrientes longitudinales débiles que encuentran su retorno sobre el rip, donde el flujo neto transversal es claramente hacia el mar.

Estado de Barra Transversal y Rip (13).

La playa alcanza este estado cuando, siguiendo la secuencia de acumulación, los salientes de las barras creciente alcanzan el frente de la playa, Figura 4. De esta manera, se forman barras transversales altamente disipativas, alternando longitudinalmente con zonas de mayor profundidad, más reflejantes y ocupadas por fuertes corrientes de retorno. Las playas en esta situación son las que experimentan las corrientes de retorno de mayor magnitud.

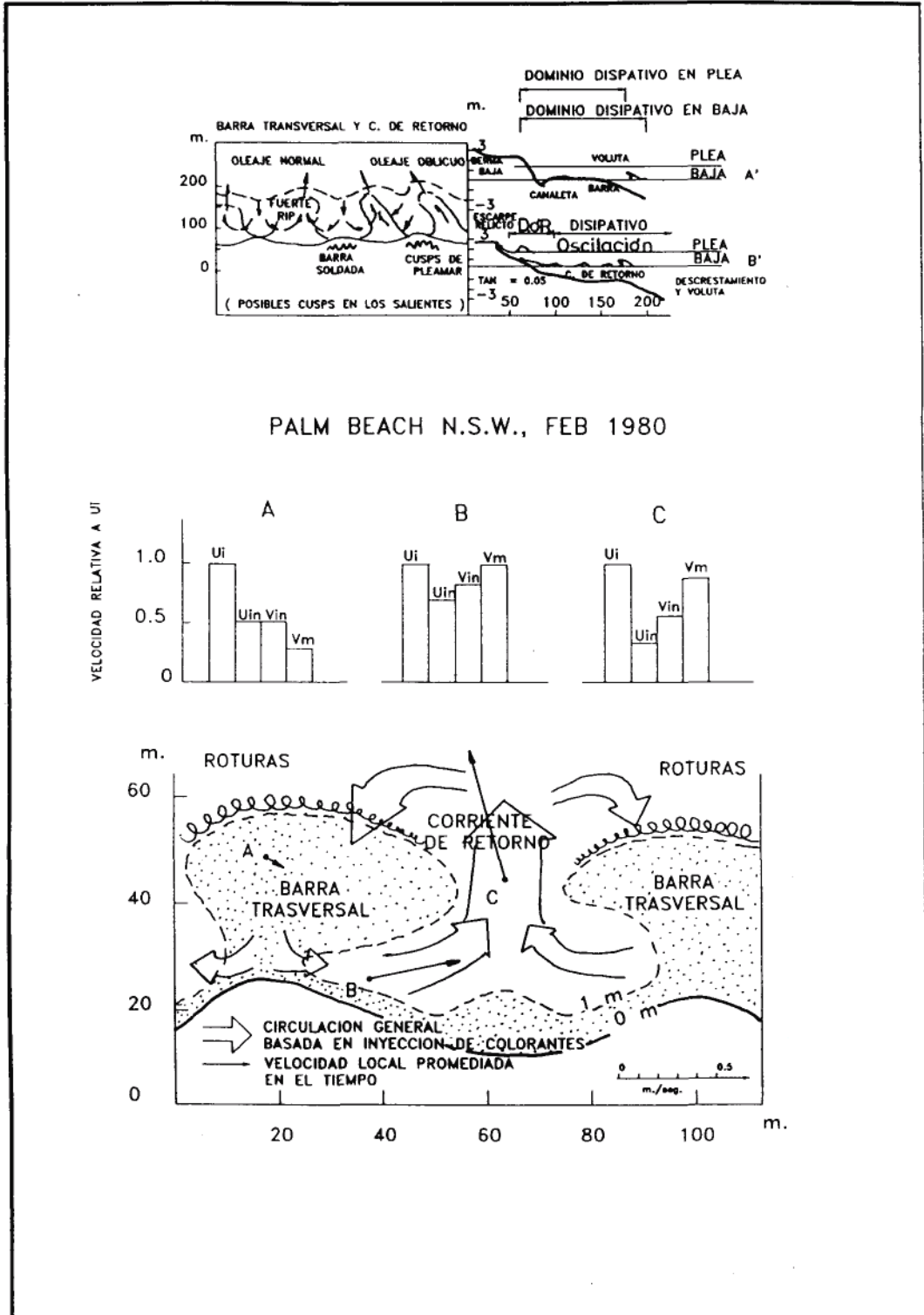


Figura 4. Estado de playa de barra transversal y comente de retorno. Tomada de Wright and Short (1984).

En la parte inferior de la Figura 4 se muestra la “firma dinámica” asociada a este estado de playa, además de las características batimétricas más relevantes. La característica dominante es la fuerte circulación cíclica. Aunque estas corrientes se mantienen persistentemente fuertes y unidireccionales, pulsán con las frecuencias infragravitatorias. Sobre la barra, dominan las frecuencias del oleaje. En este tipo de playa, la velocidad de la corriente media en el rip es del mismo orden que las velocidades del oleaje incidente en rotura. Las fuertes corrientes de retorno pueden provocar erosiones en el fondo y talud de playa aún cuando la barra siga avanzando en la zona de entrada del flujo.

Estado de Barra - Canaleta o Terraza de Bajamar (14).

Continuando con la secuencia acumulativa, la barra creciente continúa su avance y se une casi completamente al frente de playa, formando una terraza cuasi-horizontal que puede emerger ligeramente en bajamar, Figura 2. En algunos puntos, la unión no es completa y la barra queda separada del frente de playa por una pequeña canaleta. Esta terraza es moderadamente disipativa, mientras que el talud de playa es claramente reflejante. Sobre la terraza de bajamar pueden presentarse pequeños canales debidos a las corrientes de retorno residuales del estado anterior y a través de ellos se establecen débiles corrientes de retorno. La firma dinámica es bastante similar a la de las playas reflejantes micromareales, Figura 2, aunque la playa es bastante disipativa en bajamar.

Como resumen, durante la secuencia completa de crecimiento de una playa desde el estado Disipativo, Figura 1, al reflejante, Figura 2, la playa pasa por una serie de estados intermedios en los que las barras progresan hacia el frente de playa. Inicialmente, junto al avance de la barra se produce un crecimiento de su asimetría, con la formación de un seno profundo, estado de Barra Longitudinal y Seno (II), Figura 3. Aunque la barra puede ser recta, con frecuencia se producen oscilaciones longitudinales que facilitan sistemas rítmicos débiles de corrientes. El incremento de la amplitud de las oscilaciones rítmicas longitudinales continúa con el avance de la barra, y comienza a provocar oscilaciones longitudinales, megacusps, en el frente de playa, alcanzándose el estado de Barra y Playa Rítmicas (12), Figura 3. La circulación rítmica se hace más pronunciada, sin llegar las corrientes de retorno a romper completamente la barra. Eventualmente, siguiendo con el proceso de avance de la barra hacia el frente de playa, Figura 4, las zonas de avance de la barra se unen con los salientes de los megacusps, generando una barra muy

plana con gran desarrollo transversal. Debido a la fuerte circulación rítmica que se establece, los canales de las corrientes de retorno se profundizan, rompiendo completamente la barra, que queda formada por una serie de barras transversales rítmicas, estado de Barra Transversal y Corriente de Retorno (13). El frente

de playa sigue la ritmicidad de la barra, por lo que los megacusps son pronunciados. Finalmente, al aumentar la soldadura de la barra con el frente de playa, desaparece la estructura rítmica, quedando configurada una playa con una Terraza de Bajamar, con algunas zonas de soldadura incompleta, por donde puede haber pequeñas corrientes de retorno, Barra-Canaleta (14), Figura 2.

Cada uno de estos estados de playa tiene su propia dinámica. Por lo que respecta a la distribución frecuencial de la energía, existe una tendencia continuada a amplificar la energía subarmónica frente a la infragravitatoria a medida que se progresa desde las playas disipativas a las reflejantes. Los sistemas rítmicos de corrientes, casi inexistentes en los extremos de la escala evolutiva, alcanzan un máximo de actividad en el estado de Barra Transversal y Corriente de Retorno, y en todos los estados intermedios pulsán con la energía infragravitatoria.

ESTADO MODAL DE UNA PLAYA.

La morfología de una playa micromareal en un instante determinado es una función de las características de su sedimento, de las condiciones del oleaje, y del estado previo de la playa. Sin embargo, a largo plazo, la playa tenderá a mostrar un estado modal o más frecuente. Alrededor de este estado modal, la morfología de la playa oscilará en respuesta a las variaciones del oleaje. El rango de esta oscilación alrededor del estado modal define la movilidad de la playa.

Para definir la influencia del oleaje y del tipo del sedimento en el estado de playa, emplearemos el parámetro adimensional de velocidad de caída del grano, Ω , Dean (1973):

$$\Omega = \frac{H_{sh}}{\omega_s T_p} \quad (2)$$

donde H_{sh} es la altura de ola significativa en rotura, ω_s es la velocidad de caída del sedimento (asociada al diámetro medio) y T_p es el período de pico del oleaje incidente.

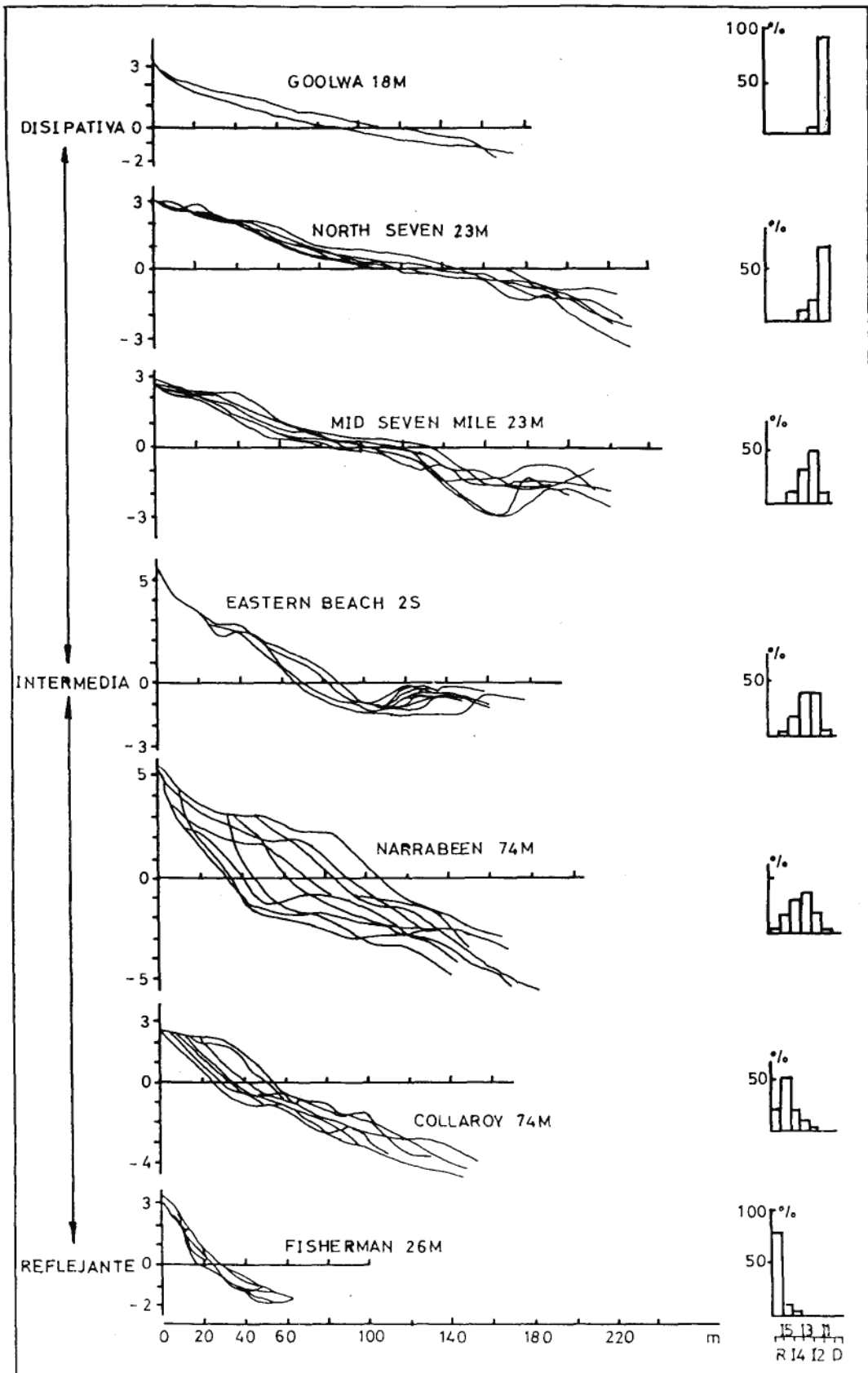


Figura 5. Variación de los perfiles de playa y distribución de estados para algunas playas australianas micromareales. Tomada de Wright and Short (1984).

En la Figura 5 se muestra la variabilidad del perfil de playa para diversas playas, ordenadas desde las disipativas a las reflejantes. Puede observarse como las playas situadas en los extremos de la escala (disipativas y reflejantes), son las que experimentan una menor oscilación en su perfil. Aquellas playas cuyo estado modal es intermedio, especialmente aquellas con estado modal cercano al reflejante como la de Narrabeen, pero sometida a fuertes oleajes periódicos que la hacen pasar por todos los estados, son las que tienen mayor oscilación. A la derecha de los perfiles se muestra las distribuciones de estados de playa: R=Reflejante, I4=Barra-Canaleta o Terraza de Bajamar, I3=Barra Transversal y Corriente de Retorno, I2=Barra y Playa Rítmicas e I1=Barra Longitudinal y Seno. Como puede observarse, las playas de los extremos reflejante y disipativo se mantienen durante la mayor parte del tiempo en esos estados. Las playas intermedias, por el contrario tienen distribuciones más anchas, pudiendo alcanzar todos los estados.

En general, las condiciones del oleaje y de la morfología de la playa se encuentran en constante cambio, por lo que existirá siempre un desfase entre el valor de Ω en un instante dado y el estado de la playa en ese mismo instante, debido a que los cambios en la morfología de la playa dependen del estado anterior de la misma y de la energía disponible para el cambio. Por ello, el parámetro de velocidad adimensional de caída de grano en un instante dado no es un descriptor adecuado para definir el estado de playa en ese instante. Wright et al. (1985), propusieron utilizar un parámetro $\underline{\Omega}$ obtenido mediante una media ponderada de los valores de Ω previos al instante de evaluación del parámetro:

$$\underline{\Omega} = \frac{\sum_{i=1}^D (\Omega_i 10^{-i/\phi})}{\sum_{i=1}^D 10^{-i/\phi}} \quad (3)$$

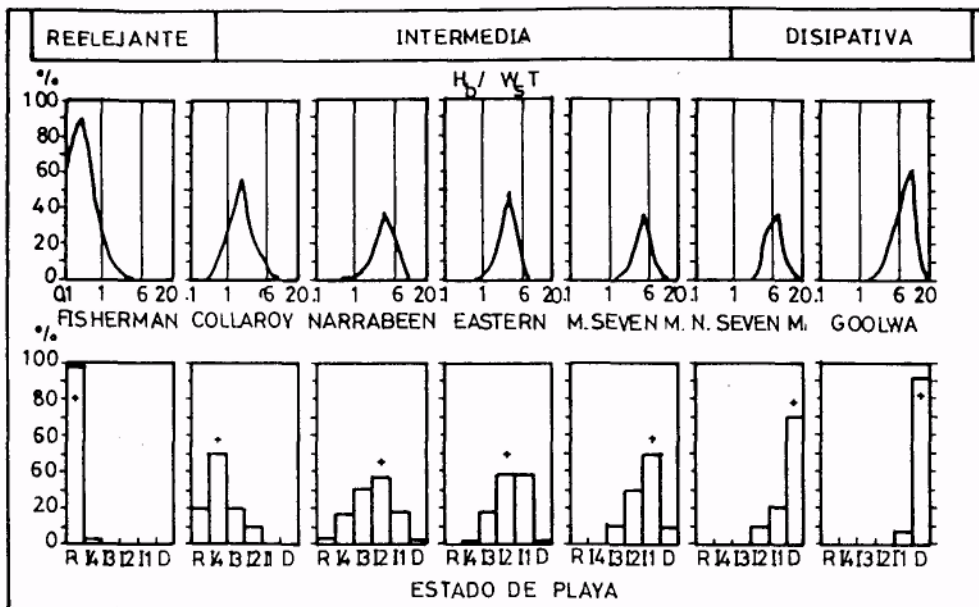


Figura 6. Comparación entre las distribuciones de estados de playa y el parámetro adimensional de caída del grano para las mismas playa de la Figura 5. Tomada de Wright and Short (1984).

En la Figura 6 se muestra, en la parte superior, las distribuciones de Ω y en la inferior las distribuciones de estados de playa, para las playas anteriores. Como puede observarse, existe una correspondencia entre la distribución de Ω y la distribución de estados de playa. En la distribución de estados de playa, se ha indicado con un “+” el estado modal de cada una. A la vista de la Figura 6, parece razonable deducir que Ω debe ser menor de aproximadamente 1 para que una playa permanezca en el extremo reflejante, mientras que debe ser mayor de alrededor de 6 para mantenerse en el extremo disipativo.

Donde $i=1$ corresponde al día anterior a la observación e $i=D$ al día correspondiente a D días anteriores. El valor de ϕ depende del grado de “pérdida de memoria” del sistema.

Utilizando un análisis de discriminante, Wright et al. (1984) determinaron los valores de ϕ y D que producen una serie de valores de Ω que mejor explican la variación de estados de playa. Para el caso analizado de la playa de Narrabeen, los valores de ϕ y D obtenidos fueron 5 y 30 días, respectivamente. Estos resultados son consistentes con la observación de que, en promedio, la playa de Narrabeen cambiaba

de estado una vez por semana. Excepto durante periodos de alta energía, la variación de estado de playa raramente superó un estado cada 2 días. Estos resultados, por supuesto, sólo son extrapolables a playas con condiciones morfológicas similares. En otros casos se hace necesario repetir el proceso para obtener los valores de ϕ y D .

La Tabla 1 muestra las tendencias centrales obtenidas para la playa de Narrabeen. Como puede observarse en la tabla, el estado modal de la playa corresponde al 13 (Barra Transversal y Corriente de Retorno). Aunque los valores medios de Ω y $\underline{\Omega}$ obtenidos para cada estado de playa son similares, las desviaciones típicas son muy inferiores para $\underline{\Omega}$. Aunque los picos modales siguen de cerca la tendencia marcada por las medias, la dispersión y el solape es considerable, especialmente en los estados intermedios 12 e 13.

Estado de playa	N" de Obser vac	Medi a Ω	Medi a $\underline{\Omega}$	Des. Tip. Ω	Des. Tip. $\underline{\Omega}$
<i>Reflejante</i>	38	2.33	2.18	0.60	0.32
<i>14</i>	233	2.52	2.35	0.80	0.67
<i>13</i>	691	3.15	3.16	0.98	0.67
<i>12</i>	402	3.34	3.38	1.00	0.65
<i>II</i>	170	4.64	4.74	1.55	1.04
<i>Disipativa</i>	11	5.42	5.46	1.47	0.93
<i>Total</i>	1.545	3.20	3.20	1.029	0.74

Tabla 1 Asociaciones promedio entre estados de playa, Ω y $\underline{\Omega}$ para la playa de Narrabeen.

VARIACIONES TEMPORALES, EQUILIBRIO Y VELOCIDAD DE CAMBIO DE LOS ESTADOS DE PLAYA.

En el apartado anterior se ha tratado de relacionar el estado presente de una playa con las condiciones del oleaje en los días previos a la observación. A continuación se tratará de determinar cual es la evolución futura de una playa, es decir hacia que estado y a que velocidad se está moviendo, conocidas las condiciones actuales.

La correspondencia obtenida por Wright et al. (1985), entre los cambios rápidos de la altura de ola (cambios en Ω .) con los cambios de estado de playa es débil: los cambios mas rápidos de estado de playa no se corresponden necesariamente con los cambios más

rápidos de la altura de ola. Cambios rápidos en el estado de playa pueden ocurrir aún cuando las condiciones de oleaje se mantengan constantes en altura y período, siempre que exista energía para mover los cambios. Estos cambios pueden ocurrir en ambas direcciones (hacia disipativa o hacia reflejante) independientemente del volumen absoluto de la playa subaérea.

Para analizar la variabilidad de los estados de playa con el tiempo parece razonable suponer que la velocidad instantánea (unidad de tiempo: 1 día) de cambio dependerá de el nivel de energía del oleaje disponible para mover el cambio y del grado de desequilibrio en que se encuentre la playa.

Para poder expresar el desequilibrio es necesario definir previamente las condiciones de equilibrio. Para ello, se definirá primero el valor de equilibrio de Ω Ω_e , para cada estado de playa. Se define equilibrio para un estado de playa, al valor Ω_e para el cual las derivadas temporales del estado se aproximan a cero. Wright et al. (1985), establecen que un estado de playa está en equilibrio cuando la velocidad de cambio del estado de playa es menor de 0.01 estados por día, la velocidad de cambio de Ω es menor de 0.10 por día y el valor absoluto de Ω es mayor que 1 para asegurar que el nivel de energía es suficiente para haber permitido el cambio hacia la posición de equilibrio. Con estos criterios obtuvieron 21 puntos de observación de entre todos los obtenidos en la playa de Narrabeen. Los resultados obtenidos para Ω_e con las 21 observaciones que cumplían con las condiciones anteriores se presentan en la Tabla 2. Es interesante, aunque quizás fortuito, que los valores de Ω son similares a los valores de $\underline{\Omega}$ presentados en la Tabla 1.

Tabla 2. Asociaciones de equilibrio entre los estados de playa y Ω_e

Estado de playa	Ω Media	Des. Típica playa de Ω_e
<i>Reflejante</i>	< 1.50	-----
<i>14</i>	2.40	0.19
<i>13</i>	3.15	0.64
<i>12</i>	3.50	0.76
<i>II</i>	4.70	0.93
<i>Disipativa</i>	> 5.50	-----

En la Figura 7 se ha representado en un diagrama la relación entre los valores de Ω_e y los estados de playa. La línea sólida representa los valores medios de Ω_e correspondientes a cada estado de playa y la región sombreada abarca la desviación típica de Ω_e a ambos lados de la media. Dentro de la región sombreada, la playa se mantiene relativamente estable y los posibles cambios son pequeños y pueden tener lugar en cualquier dirección. Los círculos con barras indican las medias y desviaciones típicas de $\underline{\Omega}$ obtenidas a partir del juego completo de datos (Tabla 1).

Las flechas representan las velocidades y direcciones de cambio y están basadas en las medias estimadas a partir de varios valores tomados con intervalos de Ω de 0.5. El origen de las flechas corresponde al punto de estado inicial de la playa y su tamaño está relacionado con la velocidad de cambio. Existe desequilibrio siempre que el punto (Ω estado) correspondiente a un instante determinado quede fuera del área sombreada de la Figura 7. Los cambios se producirán en el sentido de disminuir el desequilibrio, a velocidades que serán proporcionales a la energía del oleaje y al desequilibrio existente.

Cuando un punto (Ω estado) cae por debajo y a la derecha de la curva de la Figura 7, es de esperar que las condiciones de la playa sean más reflejantes que las correspondientes al valor actual de Ω por lo que, si se mantiene las condiciones de oleaje, la playa se erosionará en su parte subaérea para modificar su estado hacia más disipativa. Opuestamente, cuando el punto (Ω estado) correspondiente a un instante determinado cae por encima y a la izquierda de la curva, es previsible que las arenas se muevan hacia el frente de playa, modificando el estado de playa hacia una mayor reflectividad. Dado que, para un estado de playa determinado, existe mayor energía del oleaje a la derecha de la curva que a la izquierda, los movimientos hacia más disipativa (erosión) serán más rápidos que los movimientos hacia más reflejante (crecimiento).

Como modelo, podemos definir desequilibrio mediante la diferencia entre el valor instantáneo del parámetro adimensional de caída de grano, Ω y el valor medio de equilibrio, Ω_e :

$$\text{Desequilibrio} = \Omega - \Omega_e \quad (4)$$

Si la velocidad de cambio del estado de playa, $\Delta s/\Delta t$, dependiera del nivel de desequilibrio y de la energía

del oleaje, una posible expresión de dicha velocidad de cambio podría ser:

$$\frac{\Delta s}{\Delta t} = a + b[(\Omega - \Omega_e)\Omega^2] \quad (5)$$

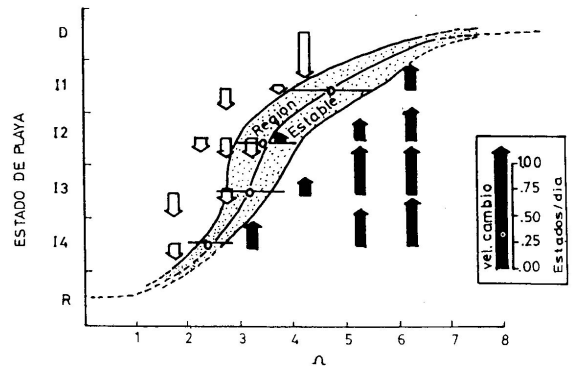


Figura 7 Región de estabilidad y velocidades de cambio. Tomada de Wright et al. (1985).

Desafortunadamente, los datos aportados por Wright et al (1985) se encuentran todos cercanos al la zona de equilibrio, por lo que no existe suficiente información para avalar o rechazar la formulación (5).

Un resultado fundamental que se deduce del trabajo de Wright y Short (1984), es que, en promedio, todas las playas se hallan próximas a las condiciones de equilibrio, por lo que si asociamos a cada estado de playa un rango de valores de Ω correspondiente al rango de valores de Ω_e que se obtiene de la Figura 7, se podrá obtener la distribución de estados de una playa cualquiera con sólo conocer la distribución de Ω que se obtenga a través de la distribución de H_{sb} y T_p obtenida del régimen de oleaje en rotura en la playa.

MORFODINÁMICA DE PLAYAS MACROMAREALES.

El análisis de Wright y Short (1984) fue realizado sobre una serie de playas con carreras de marea inferiores a los 2 m. Las carreras de marea, CM, han sido clasificadas por Davies (1964) como:

Micromareales: CM < 2 m

Mesomareales: $2 < CM < 5$ m

Macromareales: $CM > 5$ m

En las playas naturales, los procesos morfodinámicos están dominados por el oleaje y la carrera de marea conjuntamente. El modelo de evolución morfodinámica de playas presentado en los apartados anteriores está basado en datos medidos en playas micromareales, por lo que no puede ser aplicado automáticamente a las playas con marea, sobre cuya morfodinámica existe menos información que para el caso de playas micromareales.

Masselink and Short (1993), presentan un modelo conceptual para las playas con marea en los que la morfología de la playa se describe en función del parámetro Ω de velocidad de caída adimensional del grano y del la carrera de marea relativa a la altura de ola, CMR , definida como:

$$CMR = \frac{CM}{H_{sb}} \quad (6)$$

Valores altos de CMR indican una playa en la que la morfodinámica está controlada por la marea, mientras que valores bajos de CMR indican morfodinámica dominada por el oleaje.

Efecto de la marea en la morfodinámica de las playas.

El efecto de las mareas en la morfodinámica de las playas con carrera de marea importante puede ser resumido, Masselink and Short (1993) por los siguientes puntos:

- 1 El incremento de la carrera de marea relativa disminuye la velocidad con que se producen los procesos de transporte y cambio de morfología de la playa, dado que cada parte del perfil intermareal sólo está sometida durante un porcentaje del tiempo a la acción dinámica del oleaje, y la energía de éste debe repartirse sobre una mayor longitud del perfil.
- 2 El incremento de la carrera de marea relativa produce un incremento de la importancia relativa de los procesos de asomeramiento sobre los de rotura y ascenso-descenso, lo que se traduce en pendientes de playa inferiores.
- 3 En las playas intermedias, pequeñas carreras de marea relativas inhiben la formación de los estados de barra longitudinal y seno (II) y de

barra y playa rítmicas (12), favoreciendo la formación del estado de barra transversal y corriente de retorno (13). En todo caso la topografía de las barras es menos acentuada y, en general, sólo son activas en las proximidades de la bajamar. Incrementos aún mayores de la carrera de marea en las playas intermedias llevan a la desaparición por completo de las barras, generando un tipo de playa denominado por Masselink y Short como ultradisipativas. En las playas disipativas, el aumento de la carrera de marea relativa provoca la desaparición de los sistemas de barras, llegándose a perfiles ultradisipativos. En las playas reflejantes, el incremento de la carrera de marea lleva a perfiles de playa con terraza de bajamar, bastante disipativos en marea media y baja.

- 4 La circulación rítmica (corrientes de retorno) y las corrientes de resaca de las playas intermedias aumentan en las proximidades de la bajamar, disminuyendo o desapareciendo completamente en pleamar.
- 5 En las playas con carreras de marea grandes, o en las proximidades de entradas a los estuarios, las corrientes paralelas a la playa de carácter cíclico debidas a la dinámica mareal pueden jugar un papel importante en la dinámica del transporte longitudinal de sedimentos, especialmente en la parte baja de la zona intermareal.

Modelo conceptual de evolución morfológica.

La Figura 8 presenta el modelo conceptual de estados de playa propuesto por Masselink y Short (1993), basado en la información existente sobre playas con y sin carrera de marea. Como puede observarse, el modelo asume que la morfodinámica de la playa es una función de dos variables adimensionales: caída adimensional del grano, Ω , y carrera de marea relativa, CMR . Por lo que respecta al parámetro de velocidad de caída adimensional de grano, Ω , mantiene la clasificación en playas reflejantes, intermedias y disipativas. A continuación se describe cada uno de estos grupos en función del valor del parámetro de carrera de marea relativa, CMR .

Grupo de playas reflejantes. ($\Omega < 2$)

Playas reflejantes: Las playas reflejantes sólo existen cuando $CMR < 3$. En este caso, las playas tienen las características morfodinámicas de las playas reflejantes, descritas en el apartado 2.2.

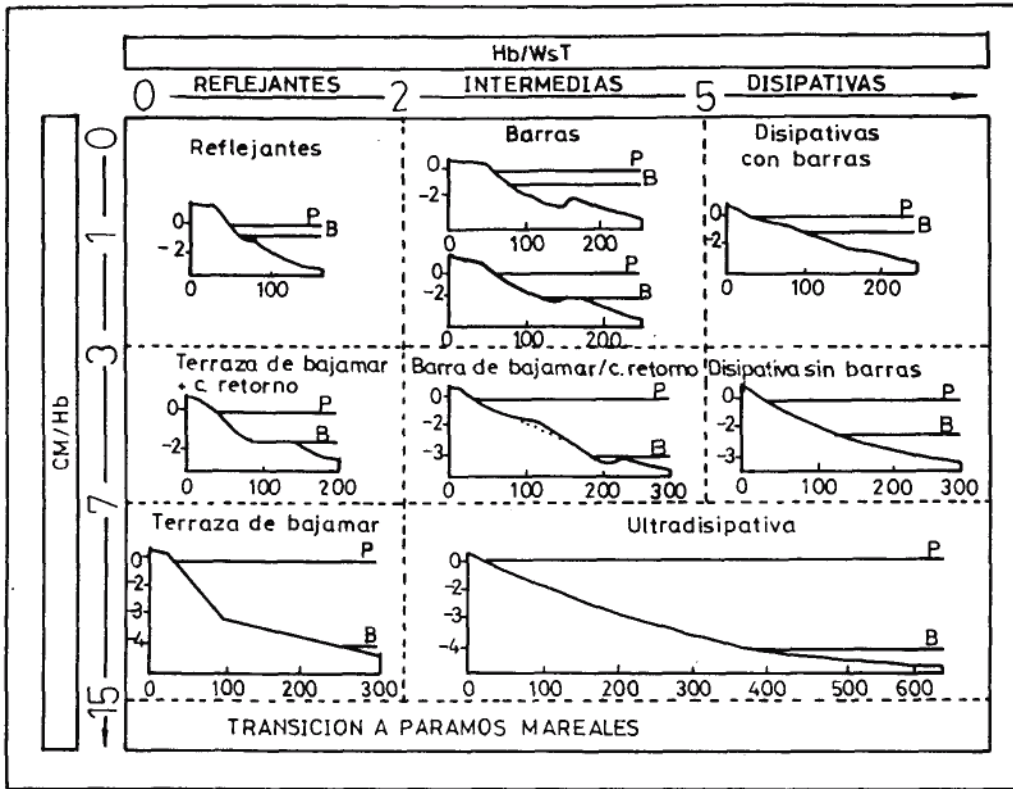


Figura 8. Modelo de evolución para playa macromareal. Tomada de Masselink and Short. (1993).

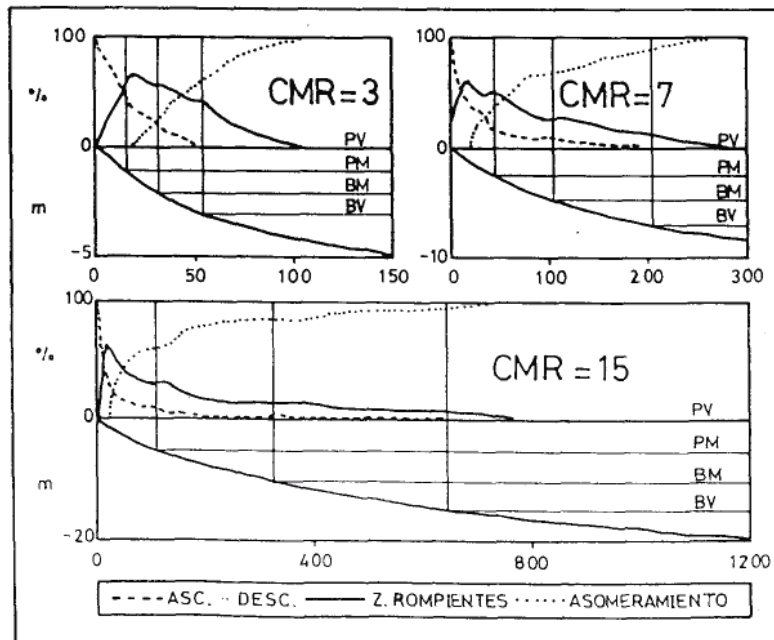


Figura 9. Influencia de la carrera de marea en la influencia relativa de los procesos de ascenso-descenso; zona de rompientes y asomeramiento. RTomada de Masselink and Short (1939).

Playas con terraza de bajamar y corrientes de retorno. Cuando la carrera de marea relativa está comprendida entre 3 y 7, la playa reflejante presenta un frente de playa con fuerte pendiente y una terraza, relativamente horizontal, situada alrededor del nivel de la bajamar. Esta terraza se encuentra frecuentemente cortada por canales de corrientes de retorno débiles, sólo activas en las proximidades de la bajamar. El talud de playa, suele presentar tamaños de grano superiores a los de la terraza de bajamar, produciéndose el cambio textural en el cambio de pendiente. Asimismo, en el cambio de pendiente es frecuente el afloramiento de agua del nivel freático, que inunda la terraza de bajamar. En pleamar, los procesos son similares a los de las playas reflejantes y son habituales los beach cusps. En bajamar la playa es disipativa, con roturas en descrestamiento y corrientes cíclicas débiles.

Playas con terraza de bajamar.

Cuando $CMR > 7$, los procesos de asomeramiento del oleaje comienzan a dominar sobre los de rompientes y ascenso-descenso en la terraza de bajamar. Esto provoca una terraza de bajamar de pendiente baja y sin formas longitudinales. La playa es disipativa en bajamar y media marea y relativamente reflejante en pleamar. En la parte alta del talud de playa pueden formarse beach cusps.

Grupo de playas intermedias $2 < \Omega < 5$.

Los valores intermedios del parámetro adimensional de velocidad de caída del grano, Ω , caracterizan a las playas con morfología de barra - seno y circulación rítmica. Dentro de este grupo se distinguen dos tipos de playas según el valor de la carrera de marea relativa.

Playas con barras.

Si el valor de RTR es muy bajo (inferior a 1.0), la influencia de la carrera de marea es despreciable y las morfodinámica de las playas resultantes, descrita en el apartado 2.3, es sólo función del parámetro Ω .

En el caso de que CMR aumente por encima de 1, la carrera de marea inhibe la formación de los estados de barra longitudinal y seno (II) y de barra y playa rítmicas (12), en favor del estado de barra transversal y corriente de retorno (13), en el cual las barras transversales tienen una menor entidad que en el caso de playas sin marea. Las barras son más activas, generando corrientes de retorno, en las proximidades de la bajamar.

Barra de bajamar y corriente de retorno.

Cuando el parámetro de carrera de marea relativa se encuentra en el rango $3 < CMR < 7$, las playas mantienen la configuración de las playas con barras anterior, con un talud de playa relativamente pendiente y con características reflejantes, pero aparece una zona intermareal relativamente ancha, con pendiente suave y, por último, mantienen un sistema de barra - seno con canales de retorno en las proximidades del nivel de bajamar. La morfodinámica de estas playas es más compleja, experimentando condiciones reflejantes en

pleamar, intermedias a media marea y disipativas en bajamar. El sistema de barra y las corrientes de retorno sólo se activa alrededor de la bajamar.

Grupo de playas disipativas, $\Omega > 5$.

Playas disipativas con barras.

Cuando $CMR < 3$, las playas disipativas pueden ser descritas por el modelo de playa disipativa descrito en el apartado 2.1, por lo que no se describe de nuevo.

Playas disipativas sin barras.

Cuando $CMR > 3$, las playas disipativas mantienen las características generales morfodinámicas de las playas anteriores, salvo que la presencia de la marea inhibe la formación de las barras.

Playas ultradisipativas.

Cuando $\Omega > 2$ y $CMR > 7$, las playas se definen como ultradisipativas. Este término se refiere a las características de gran disipación (roturas en descrestamiento, con gran anchura de la zona de rompientes y de la zona intermareal). Estas playas no tienen formas longitudinales y el perfil es uniformemente cóncavo, sin la presencia de barras y senos. A medida que nos aproximamos a $\Omega = 2$, estas playas derivan hacia las playas con terraza de bajamar y un talud más pendiente en el frente de playa, en el que pueden empezar a aparecer beach cusps.

Impacto de las variaciones temporales de Ω y CMR .

Las variaciones de ciclo quincenal de la carrera de marea pueden producir pequeñas variaciones en la geometría del perfil de playa, especialmente en la zona del talud de playa. Esta variación suele consistir en la formación de una pequeña berma en la parte superior de la zona de barrido durante las mareas muertas, berma que las mareas vivas hacen desaparecer. Salvando estas pequeñas variaciones en el perfil, el estado de la playa no suele cambiar por las oscilaciones vivas - muertas de la carrera de marea, respondiendo aquel a un rango de carrera de marea medio, tomándose usualmente la carrera de marea viva media anual.

De lo indicado en el párrafo anterior, las principales variaciones temporales en los estados de playa se producen, al igual que en el caso de las playas sin marea, por las modificaciones del oleaje. La influencia de la carrera de marea se hace notar por un retardo de los procesos de transporte de sedimentos y cambio de estado de playa.

Importancia del ciclo lunar en la morfodinámica.

En el modelo propuesto, los tres umbrales de la carrera de marea relativa se han asociado a la duración relativa de los procesos de asomeramiento, zona de rompientes y de ascenso-descenso en cada punto de perfil de la pla-

ya. Para $CMR < 3$, los procesos de ascenso-descenso y de zona de rompientes dominan en toda la zona intermareal y en la parte superior de la playa sumergida. Para CMR comprendido entre 3 y 7, la parte superior del perfil intermareal está dominada por los procesos de zona de rompientes y de ascenso-descenso y la parte inferior por el asomeramiento. Para $CMR > 15$, sólo el extremo superior de la zona intermareal está dominado por los procesos de zona de rompientes y ascenso-descenso.

Masselink y Short (1993), presentaron los resultados de una simulación numérica de un ciclo mensual de marea con un $\Omega = 4.2$ (playa intermedia) y carreras relativas de marea 3, 7 y 15. en la Figura 9 se muestra las frecuencias relativas de ocurrencia de los procesos de ascenso-descenso, zona de rompientes y asomeramiento para las tres simulaciones. Para $CMR < 3$, la mayoría de la zona intermareal está dominada por los procesos de zona de rompientes y asomeramiento, por lo que en este caso las barras aparecerán donde los efectos de barrido de la zona de ascenso-descenso se hacen mínimos, alrededor del nivel de bajamar viva.

Para $CMR = 7$, los procesos de ascenso-descenso y zona de rotura sólo dominan por encima del nivel de la pleamar muerta. En el nivel medio, los procesos de asomeramiento se producen durante más del 50% del tiempo. Cuando los efectos del barrido de la zona de ascenso-descenso se hacen pequeños, por debajo del nivel de la bajamar muerta, pueden formarse barras de poca entidad, porque todavía los procesos de zona de rompientes se mantienen durante un tiempo suficiente. Masselink y Short sugieren que para desarrollar una morfología de barras, se requiere que los procesos de zona de rompientes se produzcan al menos un 25% del tiempo.

Cuando $CMR > 15$, los procesos de asomeramiento dominan la práctica totalidad de la zona intermareal. Sólo en las proximidades del nivel de la pleamar muerta, los procesos de zona de rompientes se mantienen un tiempo suficiente, combinado con frecuencias bajas de los procesos de ascenso-descenso, como para formar barras en ese nivel, que se manifiestan como bermas de mareas muertas, que son barridas en las mareas vivas.

Se podría argüir que la frecuencia relativa de un proceso puede no ser una medida adecuada para la importancia de ese proceso en la morfología de la playa, dado que procesos como los de la zona de rompientes o ascenso-descenso son mucho más energéticos que los de asomeramiento. Un trabajo de Wright et al. (1992) demostró, que la frecuencia de ocurrencia de un proceso es una buena medida de la importancia del proceso en la configuración del perfil.

APLICACIÓN DEL MODELO MORFODINÁMICO A LAS COSTAS ESPAÑOLAS.

Si se atiende sólo al clima marítimo, según la ROM 03-91, se puede realizar una primera valoración de los tamaños de arena máximos que se requerirían en las distintas áreas marítimas españolas para que las playas en ellas ubicadas tuvieran un estado modal determinado.

Si definimos la velocidad de caída de grano por la expresión $w_f = 273 D_{50}^{1.3}$, los umbrales superiores del tamaño de grano correspondientes a los diferentes estados modales son los indicados en las columnas correspondientes de la Tabla 3.

Como puede verse en esta tabla, sólo las playas del Cantábrico, Galicia, Cádiz y Canarias Sur pueden clasificarse dentro del grupo de playas con marea. El resto de los casos entran plenamente en el grupo de micromareales.

De la observación de la Tabla 3, se deduce que las playas expuestas del Cantábrico, con tamaños de grano comprendidos entre 0.2 y 0.3, estarán plenamente dentro del grupo de las intermedias. Dada la carrera de marea relativa de las mismas, pertenecerán mayoritariamente al grupo de barra de bajamar y corriente de retorno, como puede ser el caso de las playas de Salinas (Asturias), Somo (Cantabria) o Zarautz (Guipúzcoa). En los períodos de buen tiempo, estas playas evolucionan hacia playas con terraza de bajamar y durante períodos prolongados de oleaje intenso, pasan a disipativas. Sólo aquellas playas con arena extremadamente fina, inferior a 0.2 mm, tienen un estado modal disipativo, como puede ser el caso de las playas de Merón y Berria en Cantabria. Las playas con abrigo medio, estarán casi permanentemente en el grupo de las de terraza de bajamar.

Las playas gallegas exteriores presentan, en general, arenas con tamaños de grano superiores a 0.50 mm, y distribuciones bimodales, con tamaños considerablemente más gruesos en el frente de playa que en la playa sumergida y parte de la intermareal. Esta distribución granulométrica impone estados modales de terraza de bajamar y corriente de retorno débil, con la terraza frecuentemente inundada (p.e. playa de La Lanzada).

Los tamaños de arena dominantes en las playas de Huelva y Cádiz se sitúan entre 0.2 y 0.3 mm, presentándose con frecuencia distribuciones bimodales, con tamaños más finos en la playa intermareal que en el frente de la playa. Con estos tamaños de grano, las playas presentan estados modales intermedios que, debido a la carrera de marea relativa, corresponden al de playa con barra de bajamar y corriente de retorno. Durante los prolongados períodos de calma, las barras se mueven hacia el talud, para conformar el estado de terraza de bajamar, por lo estas playas presentan una gran movilidad trans-

Área	H _{sbm}	T _{pm} (s)	CMR	D	II	12	13	14	R
Cantábrico	1.30	10	2.8	0.20	0.23	0.30	0.33	0.43	0.66
Galicia	1.50	10	2.5	0.23	0.26	0.35	0.38	0.47	0.75
G.Cádiz	0.65	7	3.1	0.15	0.17	0.22	0.25	0.31	0.48
Alboran	0.30	5	1.0	0.09	0.11	0.15	0.17	0.21	0.32
palos	0.60	6	0.5	0.16	0.18	0.24	0.26	0.34	0.52
Valencia	0.50	6	0.6	0.13	0.15	0.20	0.22	0.29	0.44
Rosas	0.60	6	0.5	0.16	0.18	0.24	0.26	0.34	0.52
Canarias N	1.10	10	1.8	0.17	0.20	0.26	0.29	0.37	0.56
Canarias S	0.50	8	4.0	0.10	0.12	0.16	0.17	0.22	0.34

Tabla 3. Tamaños D₅₀ (en mm) de grano máximos que se requerirían en playas expuestas de las diferentes áreas marítimas españolas para tener un estado modal determinado.

versal, como es el caso, por ejemplo, de la playa de Punta Umbría.

Las playas de la Costa del Sol, suelen presentar en general, tamaños de grano gruesos, superiores a 0.5 mm, lo que unido a la baja agitación, hace que se mantengan permanentemente en situación reflejante, como es el caso de las playas de Torremolinos, Salobreña o Roquetas de Mar.

Las playas del Levante presentan tamaños de grano variados, con distribuciones bimodales en las que predominan las arenas de tamaños entre 0.2 y 0.3 mm. Con estos tamaños, las playas presentarán estados modales intermedios (playa de La Manga del Mar Menor) o reflejantes, según los casos.

Por último, las playas de las Islas Canarias presentan multiplicidad de tamaños de grano. Aquellas planas que contienen arenas, están en muchas ocasiones colgadas de arrecifes costeros, por lo que es difícil su clasificación morfodinámica.

Ninguna playa del litoral español tiene los rangos de carrera de marea relativa y parámetro adimensional de tamaño del grano como para que se alcancen estados de playa ultradisipativos. Como hemos indicado anteriormente, los estados modales disipativos son, asimismo, extremadamente raros, lo que no quiere decir que no se pueda alcanzar estados disipativos en muchas playas con estados modales intermedios, cuando se ven sometidas a periodos prolongados de oleajes fuertes, lo que ocurre con frecuencia durante el Invierno en el litoral Norte y Noroeste.

CONCLUSIONES.

Los modelos conceptuales de evolución morfodinámica de playas presentados en los apartados anteriores, además de clasificar los diferentes estados observados de playa, permiten prever, en función del régimen de oleaje, mareas y características del

sedimento, cual será la distribución de estados de playa. Dado que a cada estado de playa corresponde unas determinadas características dinámicas, es posible la introducción de estos modelos en el diseño de playas, de manera que aquellas dinámicas no deseadas por sus características de peligrosidad para los usuarios de la playa (corrientes de retorno frecuentes, roturas en colapso, etc), puedan ser minimizadas en su probabilidad de presentación, mediante una selección adecuada del tipo de sedimento o mediante obras que modifiquen las características del oleaje.

LISTA DE SÍMBOLOS.

- a, b: Constantes de la expresión (5).
- CM: Carrera de marea viva media en metros.
- CMR: Carrera de marea relativa, según la expresión (6).
- D: Días anteriores al de análisis para la media ponderada de la expresión (3).
- H_b: Altura de ola en rotura.
- H_{sb}: Altura de ola significativa en rotura.
- H_{sbm}: Altura de ola significativa modal en rotura.
- I_{rb}: Número de Iribarren en rotura según la expresión (1).
- L₀: Longitud de onda en profundidades indefinidas.
- T_p: Período de pico.
- T_{pm}: Período de pico modal.
- U_i, V_i: Velocidades transversal y longitudinal a la playa, respectivamente, debidas al oleaje incidente.
- U_{in}, V_{in}: Velocidades transversal y longitudinal a la playa, respectivamente, debidas a las oscilaciones infragravitatorias.

$U_m > V_m$:	Velocidades medias transversal y longitudinal a la playa, respectivamente.
U_{sub}, V_{sub} :	Velocidades transversal y longitudinal a la playa, respectivamente, debidas a las oscilaciones subarmónicas.
w_s :	Velocidad de caída del grano.
β :	Pendiente de la playa.
$\Delta s/\Delta t$:	Velocidad de cambio del estado de playa.
ϕ	Grado de "pérdida de memoria del sistema", según la expresión (3).
Ω :	Parámetro adimensional de caída del grano.
$\underline{\Omega}$:	Media ponderada de Ω , según la expresión (3).
Ω_c :	Parámetro adimensional de caída del grano de equilibrio.

BIBLIOGRAFÍA.

- Abele, R.W. jr., (1977). Analysis of Short-Term Variation in Beach Morphology (and Concurrent Dynamic Processes) for Summer and Winter Periods. 1971-72. Plum Island, Massachusetts. Misc. Rep. U.S. CERC, No 77-5, pp. 101.
- Aubrey, D.G., Inman, D.L. and Nordstrom, C.E., (1976). Beach Profiles at Torres Pine, California. Proc. Int. Conf. on Coastal Eng. Honolulu, pp. 1297-1311.
- Davies, J.L., (1964). A Morphogenic Approach to World Shorelines. Zeitschrift für Geomorphology. v. 8, Mortensen Sonderheft, pp. 127-142.
- Davis, R.A. and Fox, W.T. (1971). Four Dimensional Model of Beach and Inner Nearshore Sedimentation. Journal of Geology. v. 80, pp. 484- 493.
- Davis, R.A. and Fox, W.T. (1972). Coastal Processes and Nearshore Sand Bars. Jour. Sed. Petrology. v. 42, pp. 401-412.
- Davis, R.A. and Mayes, M.O., (1984). What is a Wave-Dominated Coast?. Mar. Geology, v. 60, pp. 313-329.
- Dean, R.G., (1973). Euristic Models of Sand Transport in the Surf Zone. Proc. Conf. on Engineering Dynamics in the Surf Zone, Syney, N.S.W., pp. 208-214.
- Fox, W.T. and Davis, R.A. (1974). Beach Processes on the Oregon Coast. ONR Tech. Rep. No. 12. Contract 388-092, 81 pp.
- Híño, M. (1975). Theory of Formation of Rip Current and Cuspidal Coast. Proc. 14th Int. Conf. on Coastal Eng. Copenhagen, pp. 901-919.
- Huntley, D.A. and Bowen, A.J. (1975). Comparison of the Hidrodynamics of Steep and Shallow Beaches. Nearshore Sediment Dynamics and Sedimentation. Hails, J. and Carr, A. ed., Wiley Science, London, pp. 69-109.
- Masselink, G. and Short, A.D., (1995). The Effect of Tide Range on Beach Morphodynamics and Morphology: A Conceptual Beach Model. Jour. of Coastal Res. 9 - 3, pp. 785-800.
- Owens, E.H. (1977). Temporal Variations in Beach and Nearshore Dynamics. Jour. Sed. Petrology. v. 47, pp. 168-190.
- Sasaki, T. and Horikawa, K. (1975). Nearshore Current System on a Gently Sloping Botton. Coastal Engineering in Japan. v. 18, pp. 123-142.
- Short, A.D. (1979). Three Dimensional Beach-Stage Model. Jour. Geology. v. 87, pp. 553-571.
- Sonu, C.J. and Young, M.H. (1970). Stochastic Analysis of Beach Profile Data. Proc. 12th Int. Conf. Coastal Engineering. Washington D.C. pp. 1341-1362.
- Sonu, C.J. and van Beek, J.L. (1971). Systematic Beach Changes on the Outer Banks, North Carolina. Journal of Geology. v. 79, pp. 416-425.
- Sonu, C.J. (1973). Three Dimensional Beach Changes. Journal of Geology. v. 81, pp. 42-46.
- Sonu, C.J. and James, W.R. (1973). A Markov Model for Beach Profile Changes. Jour. of Geophys. Res. v. 78, pp. 1462-1471.
- Winant, C.D., Inman, D.L. and Nordstrom, C.E., (1975). Description of Seasonal Beach Changes Using Empirical Eigenfunctions. Jour. Geophys. Res. v. 80, pp. 1979-1986.
- Wright, L.D. and Thom, B.G. (1977). Coastal Morphodynamics. Progress y Physical Geography. v. 1, pp. 412-459.
- Wright, L.D., Chappell, J., Thom, B.G., Bradshaw, M.P. and Cowell, P., (1979). Morphodynamics of Reflective and Dissipative Beach and Inshore Systems: Southeastern Australia. Mar. Geology, v. 32, pp. 105-140.
- Wright, L.D., Guza, R.T. and Short, A.D., (1982a). Dynamics of High-Energy Dissipative Surf Zone. Mar. Geology, v. 45, pp. 41-62.
- Wright, L.D., Nielsen, P., Short, A.D. and Green, M.O., (1982b). Morphodynamics of a Macrotidal Beach: Broome. Western Australia. Univ. of Sydney. Dep. of Geography. Coastal Studies Unit Tech. Rep. No. 82/1 pp. 53.
- Wright, L.D. and Short, A.D., (1984). Morphodynamic Variability of Surf Zones and Beaches: a Synthesis. Mar. Geology, v. 56, pp. 93-118.
- Wright, L.D., Short, A.D. and Creen, M.O., (1985). Short-Term Changes in the Morphodynamic States of Beaches and Surf Zones: and Empirical Predictive Model. Mar. Geology, v. 62, pp. 339-364.
- Wright, L.D., Nielsen, P., Shi, N.C. and List, I.H., (1986). Morphodynamics of a Bar-Trough Surf Zone. Mar. Geology, v. 70, pp. 251-285.