



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**  
PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN INGENIERÍA  
CIVIL – HIDRÁULICA

APLICACIÓN DE UNA HERRAMIENTA NUMÉRICA PARA LA PREDICCIÓN DE  
LA EVOLUCIÓN DE PERFIL DE PLAYA CON DUNA EN PRESENCIA DE  
VEGETACIÓN

TESIS  
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:  
MAESTRO EN INGENIERÍA

PRESENTA:  
REGINA DE CASO AGUIRRE

TUTOR PRINCIPAL  
DR. EDGAR G. MENDOZA BALDWIN, INSTITUTO DE INGENIERÍA

MÉXICO, D. F. MAYO 2016

## RESUMEN

Debido al efecto de algunos fenómenos que ocurren en la costa las playas experimentan cambios morfológicos, siendo los más significativos la acreción y la erosión, mismos que son fácilmente identificables como avance o retroceso de la línea de costa, respectivamente. Por otro lado, en diferentes trabajos se ha comprobado que las dunas representan una estructura de protección natural contra inundación y funcionan como una reserva para el abastecimiento de sedimento para la playa que ha sufrido erosión durante alguna tormenta. Esto ha motivado el uso de herramientas numéricas y experimentales capaces de modelar los cambios que presenta una playa al verse sometida a un temporal. En el caso específico de los modelos matemáticos, existen diversos modelos que estiman los cambios transversal y longitudinalmente de una playa, dentro de los que modelan los cambios en el perfil, de estos, pocos están diseñados para calcular la morfodinámica de las dunas. Es así que en este trabajo se presentan los avances logrados en la elaboración de una herramienta numérica de predicción de la evolución del perfil de playa con duna, se explica la implementación del modelo físico de perfiles de playa con duna en presencia de vegetación que se llevó a cabo en el canal de oleaje del II-UNAM y por último se la validación del modelo numérico CSHORE a partir de los ensayos realizados. Los resultados obtenidos demuestran que la duna es una protección natural y que representa un banco natural de arena para abastecer el perfil de playa después de una tormenta, también se observó que la vegetación contribuye a retrasar el proceso de erosión de la duna, pero no a evitarlo.

## Contenido

RESUMEN .....	2
INTRODUCCIÓN .....	5
CAPÍTULO 1 MORFOLOGÍA DEL PERFIL DE PLAYA.....	7
INTRODUCCIÓN.....	7
CLASIFICACIÓN DE LAS COSTAS.....	8
PERFIL DE PLAYA.....	12
PERFIL DE EQUILIBRIO .....	13
VARIABILIDAD DE PERFILES DE PLAYA .....	15
Estados modales.....	15
Estados según la marea.....	17
Índices morfodinámicos .....	18
PROCESOS QUE DAN FORMA A LA PLAYA.....	19
Oleaje .....	20
Oscilaciones infragravitarias .....	23
Corrientes inducidas por el oleaje.....	24
Transporte de sedimentos .....	25
CAPÍTULO 2 GENERALIDADES DE DINÁMICA DE DUNAS COSTERAS.....	27
INTRODUCCIÓN .....	27
FORMACIÓN Y MORFOLOGÍA DUNAR .....	27
Dunas embrionarias .....	29
Antedunas establecidas .....	29
Dunas de fondo .....	29
Depresiones interdunares.....	30
Dunas móviles .....	30
Hondanadas .....	30
Rizaduras .....	31
FUNCIÓN DE LAS DUNAS COSTERAS .....	32
CLASIFICACIÓN DE DUNAS COSTERAS.....	33
INFLUENCIA DE LA VEGETACIÓN.....	37
EROSIÓN DEL SISTEMA PLAYA-DUNA .....	38

CAPÍTULO 3	DESCRIPCIÓN DEL TRABAJO DE LABORATORIO .....	41
	INTRODUCCIÓN .....	41
	CANAL DE OLEAJE .....	42
	MODELO FÍSICO .....	43
	EQUIPO UTILIZADO .....	48
	PROCEDIMIENTO EXPERIMENTAL .....	51
CAPÍTULO 4	MODELACIÓN NUMÉRICA .....	54
	INTRODUCCIÓN .....	54
	ANTECEDENTES DE MODELOS FÍSICOS .....	54
	DESARROLLO DE UNA HERRAMIENTA NUMÉRICA PARA PREDECIR LA EVOLUCIÓN DE PERFIL DE PLAYA .....	59
	Descripción del modelo .....	59
	Módulo hidrodinámico .....	60
	Módulo de corrientes .....	61
	Módulo de transporte de sedimentos .....	62
	Módulo erosión en duna .....	64
	Implementación numérica .....	67
	MODELACIÓN NUMÉRICA CON CSHORE .....	68
	Descripción del modelo .....	68
CAPÍTULO 5	RESULTADOS Y DISCUSIÓN .....	83
	MODELO FÍSICO .....	83
	Perfiles con berma .....	83
	Perfiles sin berma .....	86
	MODELO NUMÉRICO CSHORE .....	88
	Perfiles con berma .....	88
	Perfiles sin berma .....	93
	COMPARACIÓN DE RESULTADOS .....	97
	CONCLUSIONES .....	104
	REFERENCIAS .....	106

# INTRODUCCIÓN

La costa se define como el límite donde el océano y la plataforma continental concurren, y debido a esto su morfología depende de las características geológicas de la zona y de los procesos físicos que ocurren en ambos sistemas como son el clima, viento, corrientes, oleaje, marea, hidrología, así como de las actividades antrópicas y biológicas, por lo tanto el sistema playa duna es uno de los ecosistemas más dinámicos del planeta. Dada la ubicación geográfica de nuestro país, México está expuesto a tormentas tropicales, huracanes y ciclones gran parte del tiempo, estos fenómenos naturales son de gran peligrosidad y generan pérdidas económicas, daños materiales y consecuencias desfavorables para los pobladores de la costa año con año. También ha aumentado el riesgo por erosión en playas al grado que se ha vuelto imprescindible contenerla. Las dunas representan una protección natural para las playas que están sometidas a tormentas y vientos extremos (Martínez, et al., 2015), en virtud de que estos eventos generan sobre elevación del nivel del mar la duna sirve de protección previniendo inundaciones costeras, así mismo ayudan a controlar la erosión ya que sirven de abastecimiento de sedimento transportándolo hacia la playa. El efecto de la vegetación en el sistema playa duna ha sido estudiado antes y se sabe que las plantas representan un buen mecanismo estabilizador y generador de dunas (Packham & Willis, 1997), pero no se conoce bien aún su efecto directo en la erosión del perfil de playa.

Las playas se caracterizan por no mantener una forma en el tiempo fija, tanto en perfil como en planta. Por lo tanto, la morfodinámica de un sistema costero surge como resultado de la interacción del clima marino con la batimetría y tipo de sedimento disponible de la playa. Debido a la necesidad de conocer estos procesos, se han desarrollado modelos de diferentes tipos basados en la interacción entre los procesos hidrodinámicos y el transporte de sedimentos con el fin de predecir la evolución morfodinámica de las playas. La configuración que tendrá la playa después de un evento es desconocida en detalle y sólo predecible bajo las consideraciones de escalas temporales y espaciales adecuadas pertinentes. Una manera común de analizar la respuesta de un perfil de playa a la acción de una tormenta es con el uso de modelos matemáticos de fondo móvil.

## INTRODUCCIÓN

El modelo CSHORE está compuesto por un modelo combinado de olas y corrientes basado en la continuidad promediada en el tiempo, momento transversal y longitudinal, acción del oleaje y ecuaciones de energía; un modelo para transporte de sedimento suspendido y cargas por fondo; un modelo de capa permeable para considerar el medio poroso y disipación de energía; formulaciones empíricas para el cálculo del ascenso máximo (*run-up*), rebase y transmisión; y un modelo probabilístico para predecir la reflexión y el daño progresivo estructural en la parte de lavado. Se han hecho distintos trabajos con el fin de calibrar el modelo y validarlo ((Zhao & Kobayashi, 2005); (Kobayashi, et al., 2005);(Agarwal, 2005); (Schmied, 2006); (Payo, et al., 2006); (Buck, 2007); (Gencarelli, et al., 2007a); (Kobayashi, et al., 2008); (Johnson, et al., 2009); (Farhadzadeh, et al., 2011); (Figlus, et al., 2011); (Kobayashi & Jung, 2012); (Kobayash, et al., 2012)).

Se construyó un modelo físico en el canal de oleaje del II de la UNAM en el cual se representaron dos perfiles con duna en presencia de vegetación, uno con berma y otro sin berma, y se midió el perfil final obtenido tras una tormenta de ciertas características. En total se realizaron 24 ensayos producto de la combinación de 3 condiciones hidrodinámicas y 4 coberturas vegetales distintas para cada tipo de perfil. Con estos datos se calibró el modelo CSHORE para incluir el efecto de la vegetación en la hidrodinámica y transporte de sedimentos para conocer la respuesta del perfil de playa ante una tormenta, los resultados se compararon con los obtenidos en el modelo físico de laboratorio.

# CAPÍTULO 1 MORFOLOGÍA DEL PERFIL DE PLAYA

## INTRODUCCIÓN

La definición más simple de costa es la parte terrestre que limita con los océanos. La parte de la costa que se considera como playa es la que se encuentra entre el punto donde el oleaje empieza a mover el sedimento y el punto en tierra donde terminan los procesos marinos, usualmente delimitados por campos dunares o acantilados. Las playas no se mantienen estáticas, cambian su forma a lo largo del tiempo. La configuración de una playa es el resultado de la interacción entre los mecanismos externos; marea, oleaje, viento y corrientes, con las características propias de ésta; batimetría, tipo y cantidad de sedimento existente. Los cambios globales que se presentan en la playa pueden separarse en dos componentes, una con dirección longitudinal (planta) y otra transversalmente (perfil) (Sánchez-Arcilla & Jiménez, 1995).

La mayoría de las costas en el mundo son playas de sedimentos finos, como son limos y arcillas o de arena. También pueden encontrarse playas de materiales más gruesos como cantos rodados o mixtas. Los sedimentos cerca de la línea de costa responden a la acción directa del oleaje, a las corrientes litorales y las debidas a la marea y al viento directamente. Sin embargo, la acción directa del oleaje y de las corrientes litorales son los principales factores que moldean las playas. La estabilidad de una sección de costa depende del balance entre el volumen de sedimento disponible en esa sección y la capacidad de transporte de sedimento desde y hacia el mar. Dependiendo del balance, la línea de costa puede aumentar, disminuir o permanecer en una misma posición. En caso de no cambiar se presenta un equilibrio dinámico, lo que significa que la posición de la línea de costa, en promedio, es relativamente estable en un periodo de meses o años, mientras que la posición instantánea sufre oscilaciones de corto plazo. Las olas que llegan a una playa de arena, rompen y ascienden a la parte seca y el movimiento de sedimento que generan es el responsable de moldear el perfil de playa. Existen diferentes mecanismos que ocasionan el transporte de arena a lo largo del perfil de playa, algunos la transportan de la costa hacia el mar causando erosión del perfil y otros del mar hacia la costa generando acreción del perfil dependiendo de las características del oleaje, las condiciones del nivel

del mar, la pendiente de la playa y el tipo de sedimento (Sorensen, 2006), como pueden ser las corrientes inducidas por el oleaje, corrientes de retorno, la acción directa del oleaje, la turbulencia generada, etc.

### CLASIFICACIÓN DE LAS COSTAS

Las costas son un medio complejo y variado, para poder explicarlas y entender sus formas y cómo las actividades humanas impactan sus procesos se ha hecho necesaria su clasificación. Las playas se pueden organizar de acuerdo a distintos criterios: Dependiendo del tipo de sedimento, hay playas de grava, arena o de limo; por su morfología, pueden ser cóncavas o convexas; hay costas de material firme llamadas consolidadas, o las no consolidadas que están sujetas a fuertes procesos erosivos (Hayes, 1979).

Las primeras clasificaciones se basaron en cómo la costa es afectada por el nivel del mar, como la de Gulliver (1899) en la cual se encuentran sumergidas; cuando el nivel baja: emergidas; o afectadas por ambos fenómenos: compuestas. Johnson (1919) propone un esquema de clasificación basado en el concepto de perfil de equilibrio y costas sumergidas y no sumergidas:

- 1 Costas de inmersión:
  - Ría: Valles fluviales inundados. (Costas de España).
  - Fiordo: Canales de glaciación inundados. (Noruega y Alaska).
- 2 Costas de emersión: Planicies costeras.
- 3 Costas neutrales:
  - Delta
  - Planicie aluvial
  - Planicie de lavado
  - Volcanes
  - Arrecifes de coral
  - Fallas

- 4 Costas compuestas: formadas por al menos dos fenómenos de los anteriores.

Las clasificaciones más recientes se fundamentan principalmente en la morfología de las playas y la línea de costa. La más usada es la que hizo Shepard (1937) que modificó años después (1973). Divide las costas en primarias (formadas por agentes no marinos) y secundarias (moldeadas por procesos marinos), éstas a su vez se subdividen de acuerdo con los procesos a los cuales está sometida la costa. Esta clasificación permite que la mayoría de las costas del mundo sean incorporadas, incluso considerando que hay playas intermedias que dificultan catalogarlas ya que la mayoría muestran solo una influencia dominante como la causa principal de su morfología (U.S. Army Corps of Engineers, 2002):

**1. Primarias:** Su origen es debido a agentes geológicos.

1.1 Costas de erosión terrestre: formadas por erosión subaérea e inundadas parcialmente debido al aumento del nivel del mar.

- Costas de Ría: valle fluvial inundado por el mar, comúnmente tienen forma de “v”, aumentando su profundidad hacia el mar.
- Costas detríticas: Patrón parecido a una hoja de roble debido a la erosión del río en lechos horizontales o con material homogéneo.
- Costas trellis: Se forman por la erosión de ríos en lechos inclinados de estratos desiguales.
- Costas de kársticas: ensenadas con sumideros inundados.

1.2 Costas de deposición subaérea: formadas por la deposición de material.

- Costas de deposición fluvial: deposición de material por los ríos.
- Costas deltaicas: se subdividen en digitadas (parte baja del Delta Mississippi), lobuladas (parte occidental del Delta Mississippi), arqueadas (Delta Nilo), coalescentes (Delta Tiber) y parcialmente inundadas que forman islas.
- Costas deltaicas compuestas: cuando muchos deltas han construido en conjunto un gran segmento de la costa.
- Costas de deposición glacial.

## 1. MORFOLOGÍA DEL PERFIL DE PLAYA

- Costas de deposición eólica: son las costas dunares que se forman por deposición de material por el aire.
- Costas de isla barrera: se identifican con abultamiento de arena longitudinal a la línea de costa.

### 1.3 Costas volcánicas:

- Costas con flujo de lava: en los contornos de la tierra se abre una brecha formando conos. Se encuentra en muchas islas (Galápagos).
- Costas Tephra: Costas formadas a partir de escombros volcánicos.
- Costas de explosión volcánica: se forman del derrumbe que ocasiona una explosión (Islas Canarias).

### 1.4 Costas formadas a partir de procesos diastrosóficos: surgen por efecto de movimiento de las placas tectónicas.

- Costas de falla: por escarpe, cabalgamiento y hondadas.
- Costas de plegamiento: no existen ejemplos conocidos pero probablemente existen.
- Extrusión sedimentara: pueden ser los domos de sal o bultos de fango.

### 1.5 Costas glaciales: Debida a la acumulación glacial, son muy bajas, se encuentran principalmente en la Antártida.

## 2. Costas Secundarias: debidas a la acción de agentes marinos. Pueden haber sido primero costas primarias.

### 2.1 Costas erosionadas por la acción del oleaje.

- Acantilados: bordeadas por un fondo marino con pendiente suave, en comparación con las costas de fallas.
- Costas de inmersión: se parecen a las costas de Ría con una profundidad mayor a las de Ría, similares también a las costas Trellis. También hay formaciones de este tipo con materiales heterogéneos.

2.2 Costas de deposición marina: se forman debido al oleaje y corrientes marinas.

- Playas de barra: son una cordones formados por arena; islas de barreras: conformadas por varios cordones de arena, dunas y pisos lavados; lenguas de barra: conectadas a la parte continental; barras de bahía: son bancos de arena que tienen bloqueada por completo la bahía, abanicos de derrubio: se forman con la marea de tormenta.
- Costas de promontorios: grandes puntos en forma de cúspide (cabos).
- Playas de llanuras: se diferencian de las barreras porque no tienen una laguna dentro.
- Pantanos: se forman a partir de deltas u otras costas bajas que impide que las olas rompan.

2.3 Costas construidas por organismos:

- Costas de arrecifes de coral: comunes en costas tropicales.
- Costas de arrecifes de serpulidos: se forman dentro de las rocas, también se encuentran en los trópicos.
- Costas de arrecifes de bivalvos: cuando el oleaje arroja las conchas de las ostras y se forma una muralla.
- Costas de mangles: Cuando las plantas de mangle echan raíces en las aguas profundas de bahías y se sedimentan. Se encuentran comúnmente en el caribe.
- Costas de marismas: se localizan en zonas muy bajas, se pueden encontrar en zonas del mar de norte como es Holanda y Alemania.

En México podemos encontrar varios ejemplos de costas primarias como son las costas kársticas en Quintana Roo y Yucatán o costas de deposición eólica como las playas de Veracruz en el golfo o en el pacífico en Baja California y Sonora. Laguna Madre, Tamaulipas es un ejemplo de isla barrera. Isla Encantada en el golfo de California es una costa volcánica formada de flujos de lava. También podemos encontrar costas secundarias, en el caribe y golfo están las costas construidas por microorganismos como son los arrecifes de coral en Quintana

Roo y Yucatán, o en Veracruz y Baja California Sur que cuentan con registros fósiles de arrecifes de serpúlidos y bivalvos respectivamente. Costas con formaciones vegetales como Marismas Nacionales en Nayarit y Sinaloa, así como los manglares de Colima. Y las costas por deposición debida al oleaje como es la Laguna de Tamiahua en Veracruz, una playa de barra o las playas de llanuras en Nayarit.

### PERFIL DE PLAYA

Dado el carácter y temporalidad de los procesos de evolución de la costa se puede separar la descripción morfológica de una playa en dos: en planta y en perfil. Cuando la variación longitudinal es muy pequeña o muy lenta, se puede aceptar que la playa es “bidimensional” y se representa por la forma de su perfil transversal. Cuando los cambios longitudinales son considerables, la playa se dice “tridimensional” y será necesario considerar varios perfiles para describirla detalladamente (Ley, et al., 2007).

La Fig. 1.1 muestra un perfil de playa típico. Partiendo de la duna o el acantilado, el perfil incluye una o dos bermas relativamente planas con pendiente hacia la costa en la parte seca de la playa (*backshore*), en la parte entre la pleamar y bajamar (zona intermareal o *foreshore*) está la cara de la playa con la pendiente hacia el mar, donde tiene lugar el *run-up* (ascenso máximo del oleaje), y por último una parte cóncava en la zona sumergida donde se encuentran las barras aproximadamente paralelas a la línea de costa. Si el oleaje se mantuviera en calma en un período relativamente largo, se formaría un perfil como el que se muestra en la línea discontinua, en este caso la arena es transportada lentamente hacia la costa para construir el frente de la playa en la zona intermareal extendiendo la berma hacia el mar, generando un perfil de playa con pendiente pronunciada. Con la aparición de olas más energéticas y más pronunciadas, comunes durante tormentas, la arena se mueve hacia el mar, por lo que se ajusta al perfil de la línea continua manteniendo una pendiente más suave, aquí la arena transportada formará una barra localizada en la zona donde las olas rompen. Pero si la tormenta es muy severa o si ocurren varias tormentas, se puede presentar el caso en el que todas estas características desaparezcan (generando recesión del perfil) dejando la duna directamente al frente de playa (Sorensen, 2006). En la zona intermareal o *foreshore* se encuentra la zona de lavado o de *swash* que es la parte que se moja y seca alternadamente conforme sube el agua de las olas que rompieron anteriormente y en la parte sumergida se encuentra la zona de rompientes o de *surf* es la parte del perfil donde rompen las olas, lo que genera cambios morfológicos en el perfil

## 1. MORFOLOGÍA DEL PERFIL DE PLAYA

y viceversa. Comúnmente el oleaje de tormentas se da en épocas de invierno y el oleaje en calma se presenta en tiempos de verano, por lo que los perfiles típicos generados por estos se conocen como perfil de invierno y de verano.

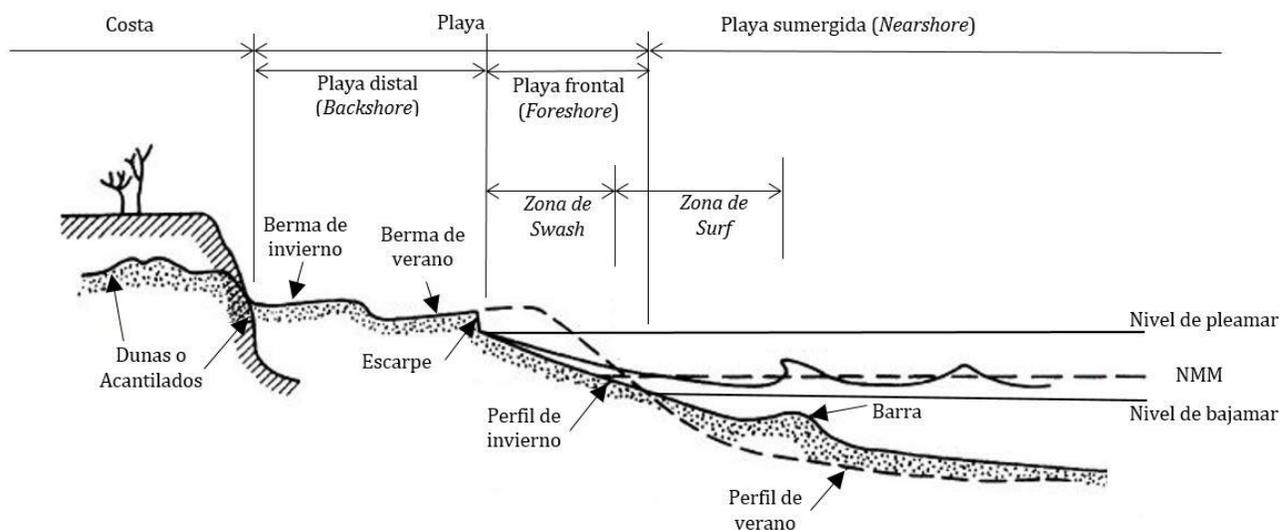


Fig. 1.1 Perfil típico de playa (Modificado de Sorensen, 2006).

### PERFIL DE EQUILIBRIO

El comportamiento morfodinámico se puede expresar a través de pequeñas fluctuaciones dentro de un estado de equilibrio dinámico estable, como una transición gradual a un estado de equilibrio nuevo o presentándose un cambio repentino de estado de equilibrio a causa de eventos meteorológicos o geológicos de gran magnitud (Silva & Mendoza, 2014a).

Considerando que el perfil sumergido se encuentra en equilibrio con las condiciones hidrodinámicas, y que cuenta con la cantidad de sedimento necesaria para alcanzar dicho perfil, Bruun (1954) encontró la relación:

$$h = Ax^m \quad 1.1$$

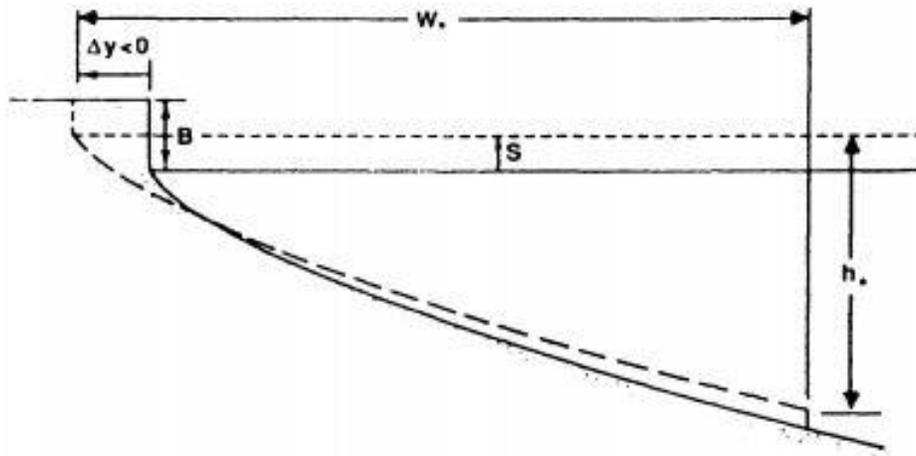
$$A = 0.067\omega_s^{0.44} \quad 1.2$$

Esta relación (Ec. 1.1) expresa la forma cóncava (hacia abajo o hacia arriba) que presenta un perfil de la parte superior del perfil de playa, donde  $h(m)$  es la elevación de la superficie libre a una distancia  $x(m)$  de la línea de costa, el parámetro  $A$ (adim.) es el coeficiente de escala que controla la pendiente general

## 1. MORFOLOGÍA DEL PERFIL DE PLAYA

del perfil y está en función de la velocidad de caída  $\omega_s(m)$  (Dean, 1987), el exponente  $m$  determina la forma del perfil. La parametrización de  $A$  (Ec. 1.2) surge a raíz de diversos ajustes de curvas realizados con datos batimétricos de múltiples playas, y ha sido estudiado en numerosos trabajos: (Bruun, 1954); (Bruun, 1962); (Vellinga, 1983) (Dean, 1987); (Dean, 1991); (Feliks & Reimnitz, 2008). Bruun (1954) utilizó la batimetría de la costa oeste de Dinamarca y Mission Bay, California y encontró que siguen la forma de la ecuación 1.1 con  $m = 0.67$ , Dean (1987) estudió la costa del golfo de México utilizando 500 perfiles de playa y concluyó con un valor de  $m = 0.4$ , Dean (1991) realizó un estudio utilizando  $m = 2/3$ , prácticamente los propuestos por Bruun (1954) obteniendo los mejores ajustes de las curvas. Cowell, et al. (1999) indican que el valor de  $m$  depende del tipo de playa, siendo  $m \sim 0.4$  para playas reflejantes y  $m \sim 0.8$  para playas disipativas.

El concepto de perfil de equilibrio resulta de mucha ayuda para predecir los efectos del incremento del nivel del mar en líneas de costa compuestas por arena (Pedrozo, 2011). En la Fig. 1.2 se muestra un esquema de lo que se conoce como regla de Bruun (1962), se puede apreciar que cuando el nivel del mar aumenta ( $S$ ) el perfil se ajusta conservando su forma pero en relación al cambio del nivel de agua, considerando que la cantidad erosionada en la parte alta es la misma que se acumula en la parte inferior del perfil (Dean, 1991).



*Fig. 1.2 Respuestas del perfil de playa al incremento del nivel del mar,  $W$  es la distancia de la línea de costa donde se ubica la profundidad de cierre ( $h$ ) y  $B$  es la altura de la berma (Dean, 1991).*

Para calcular la profundidad de cierre Hallermeier (1978) propuso una aproximación a partir de observaciones de distintas playas y las condiciones de oleaje incidentes en cada una:

$$h_c = 2.28H_s - 68.5 \left( \frac{H_s^2}{gT^2} \right) \quad 1.3$$

Donde  $H_s$ (m) es la altura de ola significativa y  $T$ (s) es el periodo.

## VARIABILIDAD DE PERFILES DE PLAYA

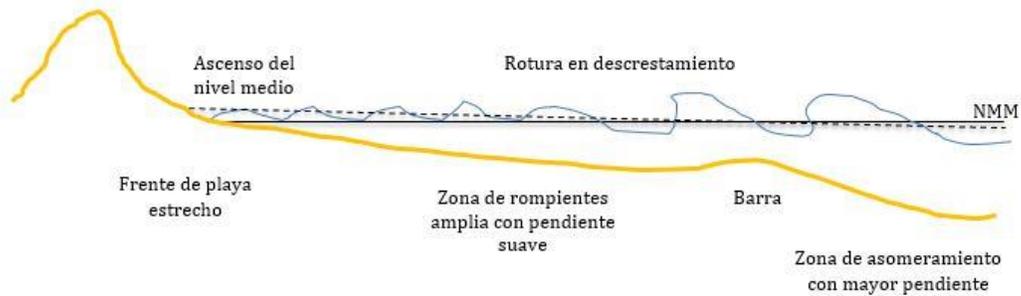
### ESTADOS MODALES

Un perfil de playa puede variar en consecuencia a los cambios que hay en la hidrodinámica costera. La conducta que tienen las barras, debidas a la acción de las olas y corrientes, ocasionan cambios en las formas que alcanza un perfil de playa. Una barra puede servir como reserva de sedimento después de una tormenta o como barrera para minimizar la energía del oleaje.

Se pueden presentar dos estados de playa; disipativa y reflejante, aunque en la naturaleza es más común encontrar estados intermedios:

- Perfil disipativo: ocurre en playas de granos pequeños y pendiente suave, la zona de rompientes es amplia con una pendiente menor a la de la zona de asomeramiento (parte sumergida), donde se presentan barras o senos, producto del acarreo de material por los altos niveles de energía del oleaje. Debido a estos obstáculos la energía del oleaje se minimiza llegando con menor intensidad a la playa, presentando rotura en descrestamiento. Se puede observar en este tipo de perfiles un frente de playa poco marcado empezando prácticamente a partir de la duna o acantilado (Fig. 1.3).
- Perfil reflejante: sucede cuando la playa es de arenas gruesas con pendiente pronunciada. La energía del oleaje es reflejada al llegar a la playa debido a su gran pendiente, ocasionando erosión. El tipo de rotura que se manifiesta en estos perfiles es en colapso u oscilación. La playa seca es muy amplia presentando horizontalmente o contrapendiente una berma y/o vestigios de escarpes, en la parte sumergida puede existir una forma cóncava empezando la zona de asomeramiento donde la pendiente disminuirá y habrá ausencia de barras (Fig. 1.4).

## 1. MORFOLOGÍA DEL PERFIL DE PLAYA



*Fig. 1.3 Perfil disipativo.*



*Fig. 1.4 Perfil reflejante*

En (1979) Wright, et al. y Short paralelamente propusieron un modelo morfológico para playas micro mareales en el que se dividió la evolución en 10 estados; empezando por una playa disipativa hasta llegar a su máximo crecimiento (playa reflejante) para luego decrecer debido a la erosión, así llegando nuevamente a una playa disipativa. Wright y Short (1984) introdujeron los conceptos de “firma dinámica” del estado de playa de acuerdo a las condiciones hidrodinámicas presentes, y “estado modal” correspondiente al que más ocurre en consecuencia a estas condiciones y simplificaron su clasificación de estados morfodinámicos de playa de acuerdo a la energía del oleaje y tipo de sedimento (Vidal, et al., 1995):

1. Disipativo.
2. Barra Longitudinal y Seno
3. Barra y Playa Rítmicas
4. Barra transversal y corriente de retorno
5. Barra - Canaleta o Terraza de Bajamar
6. Reflejante

## 1. MORFOLOGÍA DEL PERFIL DE PLAYA

Se pueden diferenciar los diferentes estados de playas por su morfología y por su “firma dinámica”, relacionadas entre sí, que se obtiene a partir de las velocidades, presiones y superficie libre. El oleaje es el principal mecanismo que impacta en la morfología de un perfil de playa y debido a la incidencia de este se pueden generar los fenómenos de disipación y reflexión desarrollando otros modos de movimiento (Vidal, et al., 1995). Estos modos de movimientos se identifican por su frecuencia y velocidades relativas. Wright y Short (1984) clasificaron estos movimientos:

- 1 Flujos oscilatorios (oleaje). Son oscilaciones generadas por el viento con periodos entre 1 y 30 s, capaces de poner el sedimento en suspensión.
- 2 Flujos oscilatorios o cuasi-oscilatorios subarmónicos. Con una frecuencia del orden de la mitad de la del oleaje incidente (periodos aprox. de 30 s) y dirección normal a la costa, pueden ser las ondas subarmónicas del oleaje debidas a las playas reflejantes, ondas infragravitatorias de periodo largo (1-3 min), llamadas “surf beat” debidas a las componentes infragravitatorias del oleaje.
- 3 Corrientes longitudinales y de retorno. Debidas el oleaje incidente, después de romper las olas se producen corrientes de retorno.
- 4 Corrientes de origen independiente al oleaje. Son las corrientes debidas a la marea y las que se generan por el viento local.

Estás descripciones son válidas para playas con variaciones de marea menores a 2 m. Davies (1964) estableció una clasificación de playas de acuerdo a sus carreras de marea (diferencia entre el nivel en pleamar y bajamar):

- Micromareales:  $CM < 2$  m
- Mesomareales:  $2 < CM < 5$  m
- Macromareales:  $CM > 5$  m

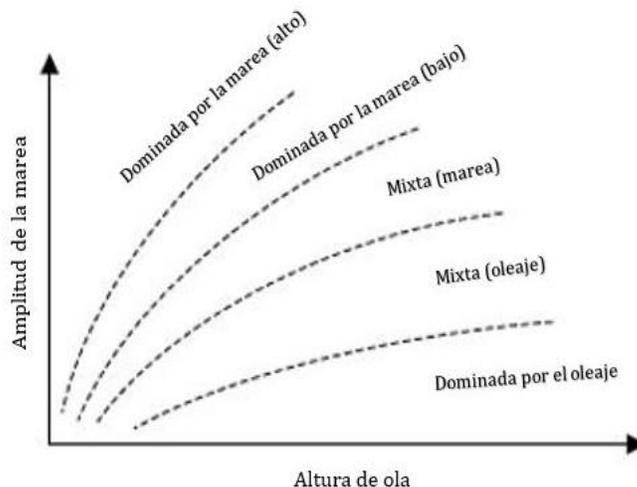
### ESTADOS SEGÚN LA MAREA

En las playas naturales, los procesos morfodinámicos están dominados por el oleaje y la carrera de marea conjuntamente. Hayes (1979) completó el esquema de clasificación de playas considerando las carreras de marea, comprendidas entre los 2 y 5 m, desarrollando una nueva clasificación de costas basada en la energía del oleaje y el rango de marea (CM):

## 1. MORFOLOGÍA DEL PERFIL DE PLAYA

1. Costas altamente dominadas por la marea ( $CM > 5m$ )
2. Costas dominadas por la marea ( $CM = 3.5 - 5 m$ )
3. Costas de energía mixta: dominadas por la marea ( $CM = 2 - 3.5 m$ )
4. Costas de energía mixta: dominadas por el oleaje ( $CM = 1 - 2 m$ )
5. Costas altamente dominadas por el oleaje ( $CM < 1m$ )

Algunas características de costas dominadas por la marea son; que la velocidad con la que varían morfológicamente es menor, ya que la región donde el oleaje rompe cambia con el nivel del mar; tienen pendientes más bajas en la zona intermareal, cuando la carrera de marea sube se inhibe la formación de barras longitudinales y se favorece la formación de barras transversales lo que genera corrientes de retorno; que desaparecen al bajar la marea (Masselink & Short, 1993). Es importante considerar que los cinco rangos convergen al final del espectro mostrado en la Fig. 1.5 lo que implica que en la realidad se desarrollarán con muy pocas diferencias en términos de parámetros de oleaje y marea (Davis Jr. & Hayes, 1984):



*Fig. 1.5 Relación entre la marea y el oleaje con la morfología de la playa (modificado de Davis Jr. & Hayes (1984)).*

### ÍNDICES MORFODINÁMICOS

El tipo de rotura está relacionado directamente con la morfología que presenta una playa, por lo tanto una formulación que se utiliza para identificar el estado de playa es el número de Iribarren:

$$Ir = \frac{\tan\alpha}{\sqrt{H_b/L_0}} \quad 1.4$$

Donde  $H_b$ (m) es la altura de ola incidente,  $\tan\alpha$  es la pendiente de la playa y  $L_0$ (m) es la longitud de onda en aguas profundas. Este parámetro relaciona la pendiente de la playa con el peralte del oleaje y permite asociar el tipo de rotura que manifiesta el oleaje incidente, por lo tanto el estado modal al que pertenece la playa. Valores altos ( $Ir > 1.12$ ) indican que la playa es reflejante y valores bajos ( $Ir < 0.32$ ) que la playa es disipativa (Valenti, 2013), este número funciona muy bien para los casos extremos, para considerar también los estados intermedios se utiliza el parámetro adimensional de caída de grano:

$$\Omega = \frac{H_b}{\omega_s T} \quad 1.5$$

Donde  $H_b$ (m) es la altura de ola en rotura,  $T$ (s) es el periodo de ola y  $\omega_s$ (cm/s) es la velocidad de caída del sedimento. Valores de  $\Omega$  menores a 1 indican que la playa se encuentra en el estado reflejante, valores mayores a 6 indican un perfil disipativo y valores entre 1 y 6 corresponden a los estados intermedios. A diferencia de  $Ir$ (adim.) este parámetro considera las características del sedimento, con la desventaja de que su escala temporal es más pequeña que la de las variaciones morfológicas del perfil por lo que se debe considerar también el estado anterior y la energía disponible para el cambio morfológico (Wright & Short, 1984).

## PROCESOS QUE DAN FORMA A LA PLAYA

Dependiendo el fenómeno natural que ocurra será el cambio que generará en la playa, existiendo procesos de escala temporal a corto plazo como son el ascenso y retroceso de la línea de costa, a mediano plazo que son los procesos de la dinámica del oleaje, circulación litoral del oleaje y la evolución del perfil de playa debido al transporte de sedimentos, o de largo plazo como es el aumento del nivel medio del mar.

En la Fig. 1.6 se indican los mecanismos que afectan la morfología de la zona costera. Para el entendimiento de la evolución morfológica de la costa es importante considerar las dificultades que presentan estos procesos. Por ejemplo el transporte de sedimento se puede generar por el oleaje o por las corrientes; una corriente pone en suspensión el sedimento y lo transporta por

## 1. MORFOLOGÍA DEL PERFIL DE PLAYA

sí sola, por débil que esta sea, mientras que el movimiento debido al oleaje es mucho más complejo, el sedimento entra en suspensión gracias a los movimientos orbitales de este en el fondo (Mosso, et al., 2004). También es importante considerar las condiciones hidrodinámicas locales ya que están ligadas a los procesos costeros. Debido a la complejidad del sistema agua-tierra resulta necesario comprender los procesos que dan forma a la línea de costa y que hacen que el sedimento se acumule o erosione en el perfil de playa.

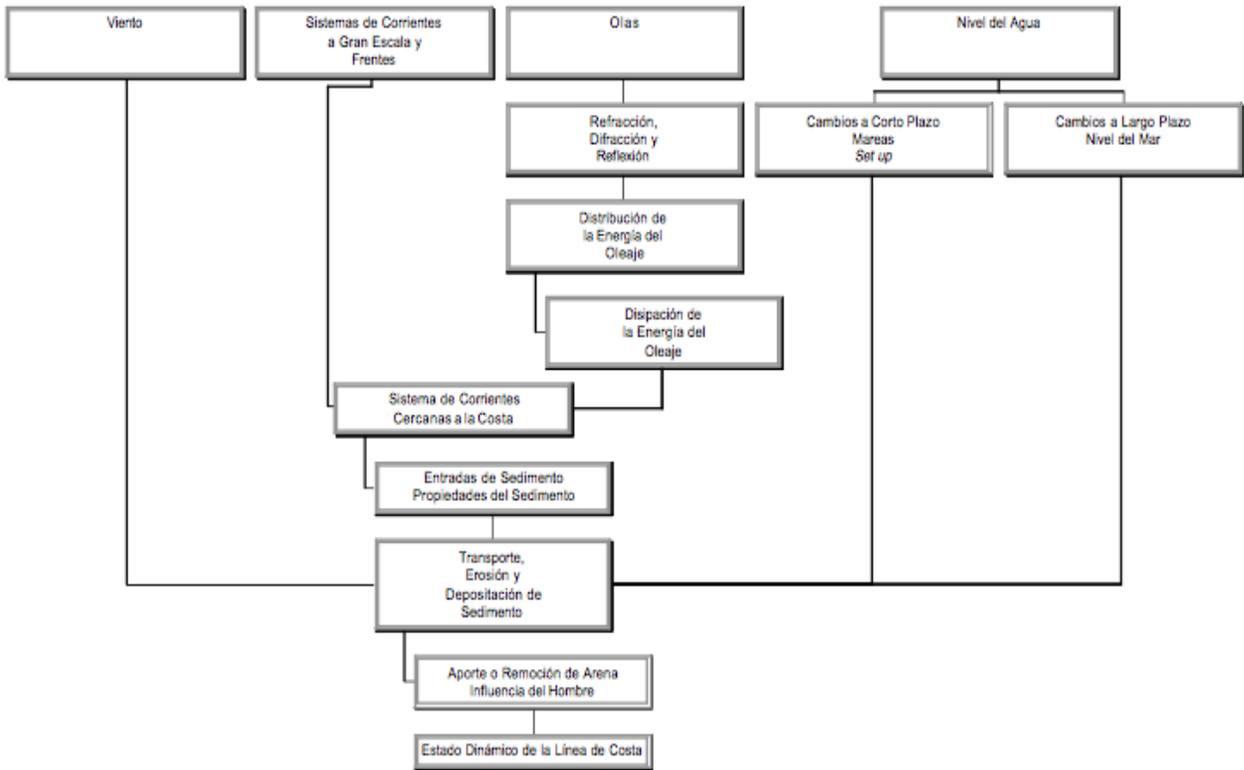


Fig. 1.6 Factores involucrados en los procesos costeros (Mosso, et al., 2004)

### OLEAJE

El oleaje se forma por la acción del viento sobre la superficie del agua transportando energía, el agua oscila con la ola pero no es transportada por esta. La zona de generación (*fetch zone*) es la parte superficial del mar en aguas profundas donde se producen los trenes de onda debido a los vientos asociados a las tormentas, estos trenes viajan por cientos de kilómetros hasta llegar a la costa disipándose en un área pequeña de la playa llamada zona de rompientes (*surfzone*). Al romper el oleaje, su energía se disipa generando: turbulencia, aumento del nivel medio del mar (*setup*), oscilaciones infragravitatorias,

## 1. MORFOLOGÍA DEL PERFIL DE PLAYA

corrientes de retorno y transporte de sedimentos (Mosso, et al., 2004), fenómenos que modifican la morfología del perfil de playa.

Rotura del oleaje y su relación con la morfología

Una ola se hará inestable al llegar a la costa, al sentir el fondo se peraltará hasta llegar a un límite total de inestabilidad y así romper. Para conocer este valor crítico se utiliza el parámetro de rotura:

$$\gamma_b = \frac{H_b}{h_b} \quad 1.6$$

Donde  $H_b$ (m) es la altura de ola y  $h_b$ (m) la distancia del nivel del mar al fondo. El criterio que se utiliza para conocer el valor crítico es:  $\gamma_b = 0.78$

Galvin (1968) encontró una relación entre la geometría de la ola y el tipo de rotura, por medio de pruebas en laboratorio empleando el número de Iribarren (Ec. 1.4). En la Fig. 1.7 se observan los tipos de rotura que propuso, las flechas indican el punto de rotura y la línea punteada el nivel del mar en reposo.

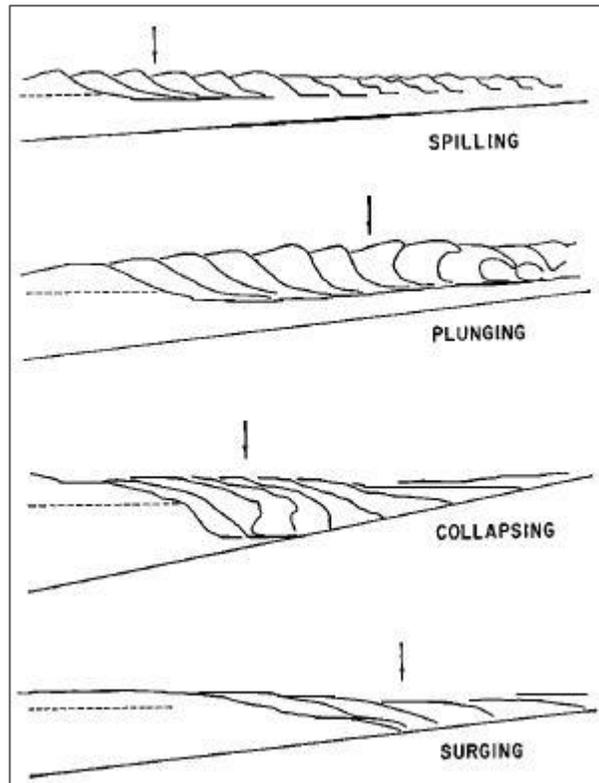


Fig. 1.7 Perfiles de los tipos de rompientes obtenidos en laboratorio (Galvin Jr., 1968).

La rotura tipo descrestamiento o *spilling* ocurre cuando el oleaje es alto en playas con pendientes suaves, la ola se va encrestando gradualmente hasta

volverse inestable derramándose en ese mismo punto, por lo tanto no se puede identificar un único punto de rotura, manteniendo una zona de rompientes permitiendo que la energía del oleaje se disipe. La rotura tipo voluta o *plunging* se da en playas con pendientes un poco más inclinadas y alturas de ola más pequeñas, al llegar al punto de rotura la ola se empieza a curvar hasta que cae provocando mucha turbulencia, esta rotura disipa prácticamente toda su energía. La rotura tipo colapso o *collapsing* se presenta cuando la altura de las olas es más elevada y la pendiente también, la ola siente el cambio de fondo y se hace prácticamente vertical al llegar al punto de rotura colapsando y desapareciendo. La rotura tipo oscilación o *surging* se presenta cuando la altura de ola es baja y la playa tiene una pendiente elevada, la base de la ola llega antes que la cresta por lo que se colapsa y desaparece. En estas dos últimas se genera mucha reflexión de energía hacia el mar y una zona de rompientes muy pequeña. Con esto se puede concluir que los estados modales de las playas están estrechamente relacionados con el tipo de rotura del oleaje. Es importante considerar que las playas no son uniformes por lo que la existencia de barras y senos cambiará la dinámica del oleaje y a la vez al cambiar las condiciones de este se modificará la morfología del perfil de playa existente.

### Ascenso máximo (*run-up*)

Después de romper la ola se presentan variaciones en el nivel del agua. El *setup* es el incremento en el nivel medio del agua debido al oleaje incidente y el *setdown* es cuando el nivel baja, a la suma de ambos se le conoce como configuración del oleaje o simplemente *setup*, estas variaciones se presentan en la zona de rompientes en el punto donde se genera la rotura del oleaje. El *run-up* es la altura máxima a la que llega el agua en la playa, en consecuencia de la acción del oleaje, su cálculo es de gran importancia debido a la erosión que se puede causar debido a este fenómeno.

En la Fig. 1.8 se puede ver que el *run-up* total es el conjunto del *run-up* del oleaje individual junto con el *setup* producido por la rotura del oleaje (Komar, 1998).

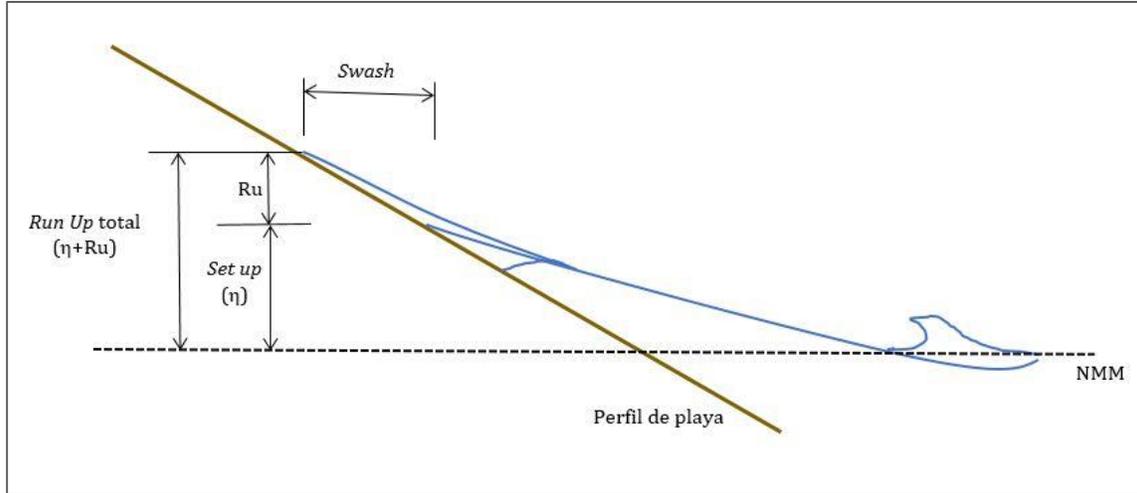


Fig. 1.8 Ascenso máximo del oleaje.

### OSCILACIONES INFRAGRAVITATORIAS

La energía infragravitatoria en la costa se deriva en cierto modo de la energía del oleaje incidente. Guza y Thornton (1982) encontraron que la mayor parte del *run-up* ocurre con las oscilaciones infragravitatorias (periodos mayores a 20s) y no con periodos de olas individuales, también que la energía de estas ondas tiene componentes longitudinales y transversales. Longuet-Higgins y Stewart (1964) definieron las ondas infragravitatorias como ondas atrapadas en la orilla de la costa y que su energía corresponde a la reflexión hacia el mar, conocidas como *leaky waves*. Las ondas de borde (*edge waves*) generan características morfológicas que tienen una forma rítmica a lo largo de la costa o barras en la playa, de igual manera las corrientes de retorno están relacionadas con este tipo de oscilaciones (Bowen & Inman, 1971).

Los mecanismos de generación de ondas de borde no son los mismos en playas disipativas que en playas reflejantes, en playas reflejantes se crea un patrón de ondas en sentido transversal a la costa propagándose longitudinalmente, en este tipo de playas las ondas de borde tienen un periodo del doble del oleaje incidente (ondas subarmónicas), en playas disipativas las ondas de borde son ocasionadas por la pulsación del oleaje incidente generando fluctuaciones del nivel medio del agua (*surf beat*) con periodos mayores al incidente (Mosso, et al., 2004). Dependiendo el estado morfodinámico de la playa y la dinámica del oleaje en esa zona predominará cierto tipo de oscilaciones (de alta o baja frecuencia) las cuales modificarán la morfología del perfil de la playa.

CORRIENTES INDUCIDAS POR EL OLEAJE

Se pueden presentar diferentes tipos de corrientes debidas al oleaje incidente y a la rotura de este, los dos casos extremos pueden ser cuando el oleaje incide perpendicular completamente a la línea de costa o cuando existe ángulo de incidencia. En el primer caso las olas rompen paralelamente a la playa y se generan corrientes en dirección al mar en celdas o sectores, llamadas corrientes de retorno o *rip currents* (Fig. 1.9), estas corrientes son muy fáciles de apreciar debido a que el flujo de agua se distingue perfectamente llevando fuertes velocidades lo que permite que el sedimento en suspensión se transporte rápidamente. En el segundo caso se generan corrientes que mantienen una dirección paralela a la línea de costa entre la zona de rompientes y la orilla, aquí el transporte de sedimentos mantiene un patrón en zigzag (Fig. 1.10). Otro tipo de corrientes generadas por la disipación del oleaje son las corrientes de resaca o *undertow* como se muestra en la Fig. 1.11, este tipo de corrientes se producen como compensación al flujo de energía que se forma en dirección a la costa, empujando el agua y arrastrando el sedimento hacia abajo y hacia el mar por efectos de la gravedad (Jiménez, 2003).

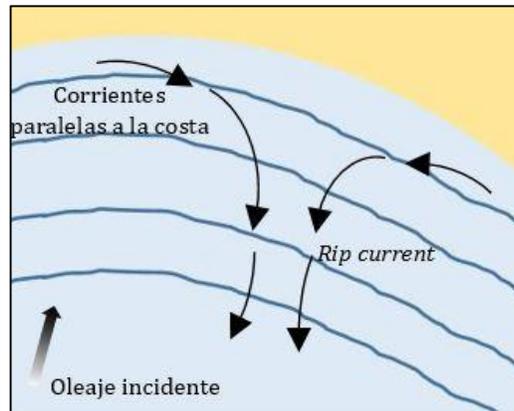


Fig. 1.9 Corrientes de retorno.

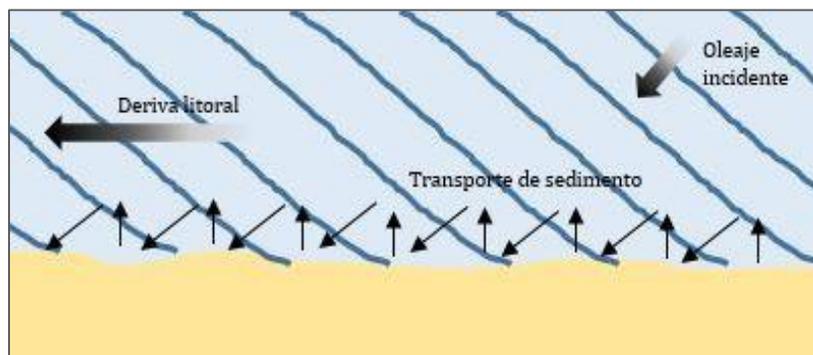


Fig. 1.10 Corrientes paralelas a la costa.

## 1. MORFOLOGÍA DEL PERFIL DE PLAYA

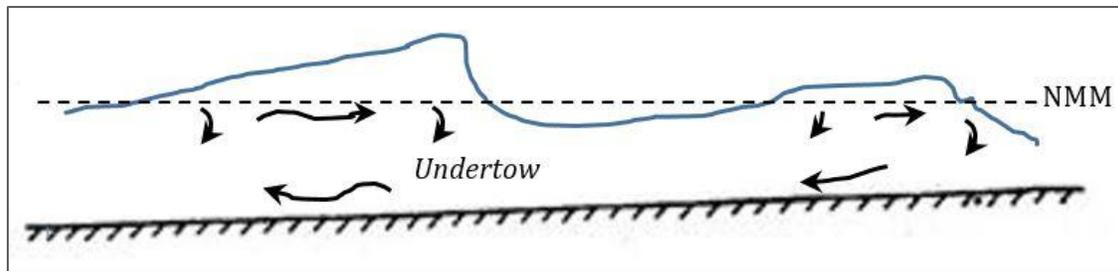


Fig. 1.11 Corrientes de resaca.

### TRANSPORTE DE SEDIMENTOS

Como se mencionó, cuando el oleaje llega a la playa se generan dos tipos de corrientes: longitudinal y transversal, como consecuencia se generará un transporte de sedimentos, por lo tanto existe transporte paralelo y transporte perpendicular a la línea de costa. El transporte longitudinal o paralelo es el que genera la evolución morfológica en planta, ocasionando cambios irreversibles naturalmente, con una escala temporal de medio a largo plazo. El transporte transversal o perpendicular es de corto plazo reflejándose en el perfil de playa, este tipo de transporte se da como resultado de variaciones estacionales o debido a un temporal, por lo mismo estos cambios son reversibles naturalmente y pueden regresar a su forma original o mantenerse en equilibrio. El transporte perpendicular a la costa se presenta en dos direcciones, con marcadas diferencias temporales; transporte hacia tierra, que predomina durante oleaje leve, y transporte hacia el mar, que se da durante las tormentas tendiendo a ocurrir con mayor velocidad y mayor potencial de daño.

Para analizar el transporte de sedimentos es importante considerar las características del sedimento; tamaño del grano, peso específico, velocidad de caída, porosidad, ángulo de reposo y densidad. El transporte de sedimentos se produce por la suma de la acción del oleaje y de las corrientes; gracias al esfuerzo cortante del oleaje el sedimento se pone en suspensión y si la corriente se superpone a los efectos del oleaje se pondrá en marcha el transporte en dirección de esta. El sedimento se mueve por tres procesos básicos: incorporación, se da por la fricción generada por el flujo de agua y el fondo marino; transporte, el sedimento se mueve como consecuencia de esta fuerza de fricción, debido a la gravedad cuando se presenta pendiente, o por los diferentes tipos de corrientes; y deposición, cuando el sedimento se encuentra en reposo en una nueva posición (Pedrozo, 2011).

### Transporte transversal:

Si un perfil de playa se encuentra en equilibrio y cambian las condiciones ambientales se pondrá en movimiento sedimento, el transporte de sedimento se verá incrementado para poder alcanzar el equilibrio nuevamente. La tasa de movimiento de sedimento transversal se asume proporcional a la diferencia entre el perfil existente y el perfil de equilibrio correspondiente a las nuevas condiciones ambientales (Bakker, 1968). Los cambios en el perfil al principio se presentan muy rápidamente y con el tiempo disminuyen.

Dean (1973) desarrolló un modelo de transporte de sedimento basado en la suspensión de arena ocasionada por la rotura del oleaje y reacomodo del sedimento en el fondo. Relacionando la distancia entre el fondo y el nivel en el que se encuentra suspendida la partícula (dependiente de la altura de ola) con la velocidad de caída (dependiente de las características propias del tipo de sedimento) y considerando que el tiempo que tarda el grano de arena en regresar al fondo es función del periodo de la onda, propuso el *parámetro de caída*:

$$\frac{H}{w_f T} \quad 1.7$$

Donde  $H$ (m) es la altura de ola,  $w_f$ (cm/s) es la velocidad de caída y  $T$ (s) es el periodo de la onda. Si esta relación (Ec. 1.7) es igual a 1 entonces se aproxima al umbral crítico, si el radio excede la unidad, el sedimento se mueve hacia el mar (tiende a producir un perfil con barra); si es menor de la unidad, el sedimento se mueve hacia la costa (produciendo una berma) (Benassai, 2006).

# **CAPÍTULO 2      GENERALIDADES DE DINÁMICA DE DUNAS COSTERAS**

## **INTRODUCCIÓN**

Las playas y dunas son uno de los ecosistemas más dinámicos, siendo un ambiente de sedimentación sumamente importante gracias a la interacción entre el agua, arena y viento. Las dunas son acumulaciones de arena que pueden medir desde unos cuantos centímetros hasta grandes extensiones o incluso ser sistemas enteros de colinas de arena; estas formaciones pueden encontrarse en los límites de la costa o varios kilómetros al interior (Moreno-Casasola, 2006). Las dunas se crean por el transporte eólico de material depositado en la playa a causa del oleaje; después de una tormenta el oleaje busca reestablecer el equilibrio depositando arena en la playa generando una berma, al secarse, los granos de arena son levantados por el viento superficial y transportados tierra adentro, debido a la disminución de la velocidad del viento por los obstáculos naturales la arena se empieza a acumular. La morfología de estas acumulaciones dependerá de varios factores como son el clima, disponibilidad de aporte sedimentario, vegetación, tipo y tamaño de grano, topografía del perfil de playa y las características del viento (Ley, et al., 2007).

Su crecimiento y conformación están relacionados con una fuente de arena que puede ser movida por el viento, las características de flujo del viento, las tasas de transporte eólico y los patrones de erosión y deposición, así como de procesos biológicos, como es la sucesión vegetal y adaptación de animales (Bird, 2008).

## **FORMACIÓN Y MORFOLOGÍA DUNAR**

El comportamiento de las playas está en función de la energía del oleaje, el aporte sedimentario, la orientación de la playa y la elevación del nivel del mar (Pilkey, 1998), estos factores son los encargados de mantener su equilibrio dinámico. El proceso de formación de dunas se da gracias al aporte de sedimentos proveniente del mar y ríos y se inicia con el transporte de la arena por la acción del viento (Martínez, et al., 2015).

## 2. GENERALIDADES DE DINÁMICA DE DUNAS COSTERAS

Las dunas presentan morfologías muy variadas y hasta la fecha existe polémica sobre como diferenciarlas de un *ripple*; Bagnold (1941) establece que son formaciones de arena mayores a los 4 m, Wilson (1972) entre 3 y 600 m con alturas de 0.1 y 100 m, Warren y Allison (1998) proponen que son acumulaciones mayores a 1 m de longitud. Aun cuando las dunas pueden presentarse de diferente forma y tamaño, todas se generan de la misma manera, como acumulación de arena que es movida por el viento. La acción del viento sobre las partículas de arena se presenta en tres etapas: remoción, transporte y sedimentación (Sanjaume, et al., 2011);

- Inicio de arrastre: es el inicio de movimiento, las partículas empiezan a vibrar debido al aumento de la velocidad del viento hasta que son levantadas.
- Transporte: una vez removida la partícula del fondo se puede mover por medio de suspensión (cuando la intensidad del viento es mayor a la fuerza de caída del grano), saltación (cuando los granos caen de nuevo y rebotan) o arrastre (cuando los granos chocan con la superficie de arena proyectando otras partículas en el aire) (Fig. 2.1).
- Sedimentación: ocurre por la disminución de la intensidad del viento, cuando las partículas llegan a un lugar donde son atrapadas, si la dirección del flujo del viento cambia o se encuentra saturado de arena, entonces ocurre la deposición de arena.



Fig. 2.1 Tipos de transporte

## 2. GENERALIDADES DE DINÁMICA DE DUNAS COSTERAS

Existen diferentes tipos de sistemas dunares y específicas características dentro de éstos que se pueden identificar (Hesp, 2002)(Ver Fig. 2.2):

- Dunas embrionarias (*Incipient dunes*)
- Antedunas establecidas (*Foredunes*)
- Dunas de fondo (*Backdunes*)
- Depresiones interdunares (*Dune slacks*)

En la figura Fig. 2.1 se muestra un corte transversal típico de un sistema dunar costero, donde se observan las características de cada una de las formaciones que se pueden presentar.



Fig. 2.2 Perfil típico de un sistema dunar. (Ley, et al., 2007).

### DUNAS EMBRIONARIAS

Son las dunas en desarrollo, que se inician por la acumulación de arena transportada por el viento que es atrapada por material orgánico u otros obstáculos. Estas dunas no son permanentes y no necesariamente se convierten en dunas establecidas, lo que depende de las fuerzas actuantes y del clima que se desarrolla en la zona (Gracia, et al., 2009).

### ANTEDUNAS ESTABLECIDAS

Se desarrollan a partir de las dunas embrionarias que van creciendo con la continua acreción de arena del lado del mar. La cara que da a la tierra se vuelve más estable y la deposición de arena y nutrientes aumentan, lo que ayuda a la colonización de vegetación y de microorganismos, generando que el cordón dunar se estabilice. Se conocen también como dunas primarias.

### DUNAS DE FONDO

Son las dunas ubicadas tierra adentro, después de las dunas establecidas, son mucho más estables, protegidas de la sal marina y se encuentran en presencia

## 2. GENERALIDADES DE DINÁMICA DE DUNAS COSTERAS

de mayor vegetación pudiendo ser leñosa o herbácea. Este tipo de dunas aún pueden sufrir cambios debido a los procesos de acreción y erosión, pero en menor grado y bajo condiciones más extremas. Se pueden presentar a diferentes distancias dividiéndose en secundarias (o grises) y terciarias, con pequeñas diferencias como es la salinidad que presentan y protección del viento lo que se ve reflejado en la estabilidad y vegetación de la duna. Las últimas eventualmente serán cubiertas de pastizales o algunas especies de árboles formando bosques.

### DEPRESIONES INTERDUNARES

Son las zonas más bajas del sistema dunar. Debido a sus características se encuentran protegidas del viento, así mismo el nivel freático se encuentra por arriba de estas, sirviendo de reservorio de agua, lo que favorece el crecimiento de vegetación.

### DUNAS MÓVILES

Ya que las dunas se encuentran establecidas ocurre un fenómeno conocido como migración (Fig. 2.3), cuando el viento llega a la duna (barlovento) mueve la arena de ésta, al llegar a la cima pierde la capacidad de seguir transportándola y deposita los granos de arena en la parte de sotavento (el lado contrario de la duna), el movimiento de migración sigue la dirección del viento (Jiménez, et al., 2015), este tipo de dunas se presenta en sistemas dunares no vegetados. También se refiere a ellas como “dunas blancas” o “dunas amarillas” debido a su escasa o nula cobertura vegetal (Sanjaume, et al., 2011).



Fig. 2.3 Migración de dunas.

### HONDANADAS

Se localizan entre cordones dunares y son conocidos como *blowouts* (Fig. 2.4). Se presentan en forma de copa o artesa, los primeros son como unos platos

## 2. GENERALIDADES DE DINÁMICA DE DUNAS COSTERAS

superficiales y ocurren en terreno plano mientras que los segundos son más profundos y alargados con paredes con pendiente pronunciada (Hesp, 2002).

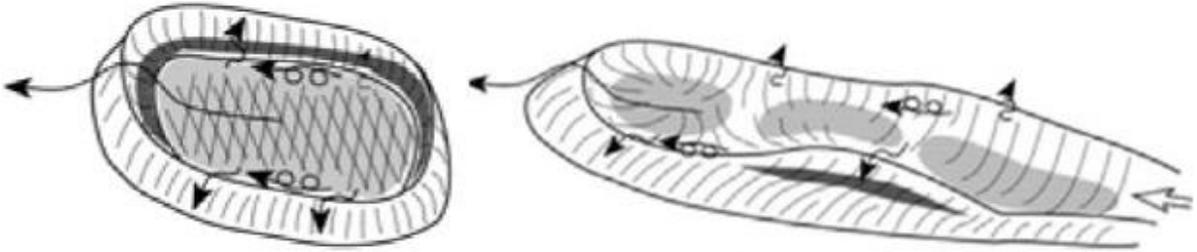


Fig. 2.4 Ejemplos de hondanadas (blowouts), las flechas indican la dirección del viento (Fragmento tomado Flor (2004)).

### RIZADURAS

Se forman en la superficie de lugares arenosos como respuesta inicial al transporte eólico, ocurren gracias a los procesos de saltación y reptación, y se presentan perpendiculares a la dirección del viento, los granos de la cresta son de mayor tamaño que los de la superficie, su tamaño oscila entre 0.005 a 0.01 m de altura con longitudes de onda de entre 50 y 200 mm (Ley, et al., 2007). Las rizaduras o *ripples* también se pueden formar en la zona intermareal como producto del movimiento de las olas. (Fig. 2.5)

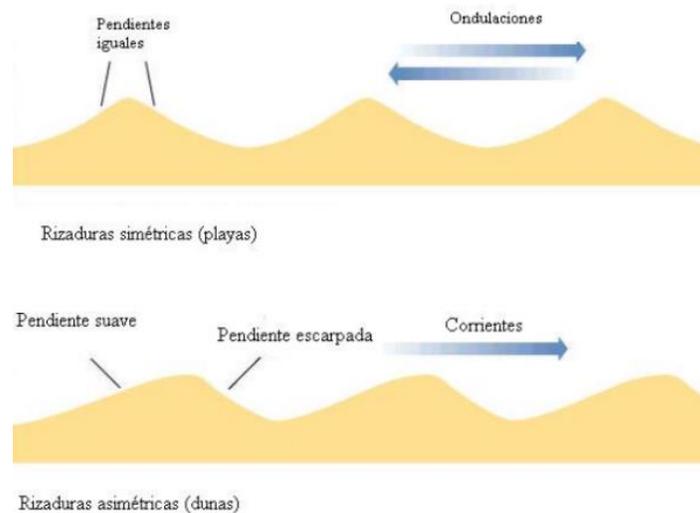


Fig. 2.5 Rizaduras formadas por el oleaje (a) y por la acción del viento (b).

## FUNCIÓN DE LAS DUNAS COSTERAS

La zona costera, como se ha dicho antes, se puede definir como la frontera entre el mar y la superficie terrestre que se conjuntan para formar un solo sistema y las dunas, al encontrarse en este límite, funcionan como amortiguador entre ambos ecosistemas, por lo tanto la dinámica de éstas está relacionada directamente con los procesos marinos, terrestres y atmosféricos (García, 2006).

Durante tormentas, al aumentar la altura y fuerza del oleaje, las playas cambian su pendiente para moderar el impacto de las olas, la función de las dunas en estos casos consiste en disipar la energía del oleaje para proteger la costa. Las dunas se erosionan durante la tormenta para abastecer el perfil de playa de arena, el material puede ser bombeado a través de una saliente estuarina para mantener un equilibrio hidráulico, o sobrelavado para reconstruir islas de barrera más al interior de la costa (Carter, 1991) ayudando a mantener la línea de costa (Martínez, et al., 2015). Las dunas también sirven de protección costera al ser una barrera física para evitar inundaciones e intrusiones marinas tierra adentro ocasionadas por temporales (Goldsmith, 1973).

Una medida que se puede tomar para evitar la erosión costera y mitigar los daños ocasionados por ésta es preservar una zona amplia en la costa que esté protegida por una duna frontal que es la encargada de recibir el oleaje incidente, esta duna servirá como banco de material para alimentar la barra que se forma en el perfil en periodos de tormenta (Silva & Mendoza, 2014b).

Las dunas representan gran valor para la naturaleza y el ser humano, siendo un importante sustento económico para muchos países costeros, son utilizadas para agricultura (Espejel, 1984), ganadería y minería (Carter, 1988). Forman parte del ecosistema costero ayudando a proteger y conservar el sistema natural como es la flora y fauna de la costa y la morfología de las playas, al mismo tiempo que tienen un valor cultural, arqueológico y turístico muy alto, también actúan como filtros de la lluvia mejorando o manteniendo la calidad del agua del manto freático (Hesp, 2002).

Las dunas mantienen un ciclo natural de erosión y restauración, en el que las dunas embrionarias funcionan como una barrera protectora durante las tormentas, estas dunas pueden ser reconstruidas en tiempos de calma y mantenerse o evolucionar en una duna frontal, pero si estas dunas se pierden los efectos de los fenómenos marinos en la costa se hacen más notorios (Jiménez, et al., 2015). En la Fig. 2.6 se observa la dinámica del sistema playa-

duna; primero en tiempos de calma las olas rompen en la playa depositando arena en ésta, cuando se presenta la tormenta estas formaciones dunares son erosionadas protegiendo tierra adentro, al encontrarse el sistema en tiempo de calma nuevamente, el sedimento es depositado otra vez ayudando al establecimiento de vegetación y se forma otra duna frontal.

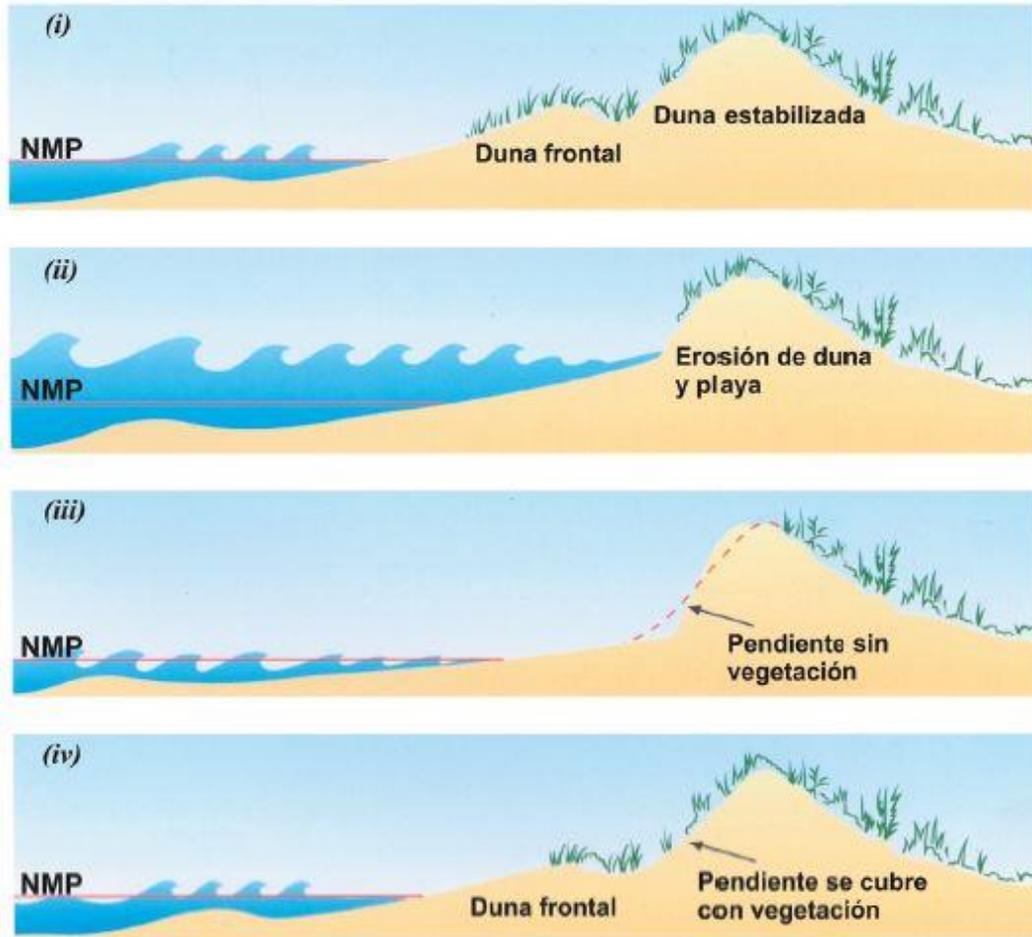


Fig. 2.6 Ciclo de establecimiento de dunas embrionarias y antedunas establecidas, NMP= Nivel del mar máximo promedio (Jiménez, et al., 2015).

## CLASIFICACIÓN DE DUNAS COSTERAS

Al igual que el resto del sistema de la playa las dunas alcanzan cierto equilibrio, hay un balance entre la arena que entra y sale de la duna, lo que permite se formen nuevos cordones dunares, y al haber cambios en los procesos físicos las dunas sufren modificaciones y superposiciones creando nuevos patrones y complejas formas (Sanjaume, et al., 2011).

Existen diferentes clasificaciones de dunas costeras, McKee (1980) propone una clasificación de acuerdo a la forma y número de caras de las dunas proponiendo seis grupos que a su vez se dividen en tres variedades (simples, compuestas y complejas), aunque esta clasificación se refiere a dunas desérticas ha tenido bastante aceptación para dunas costeras, (Fig. 2.7):

1. Barjanes: Se constituyen cuando hay poca disponibilidad de arena, la cara de barlovento tiene una pendiente baja y la cara de sotavento en forma de luna que va creciendo en las puntas siguiendo la dirección del viento.
2. Crecientes: Se forman paralelas a la línea de costa cuando el viento lleva un flujo unidireccional (variando máximo  $15^\circ$ ), la cara de barlovento es amplia con una pendiente suave, y la de sotavento estrecha con una pendiente pronunciada en el límite de equilibrio. Pueden formarse a partir de barjanes, cuando el aporte sedimentario crece y las puntas de la media luna se unen a otras dunas contiguas (Ley, et al., 2007).
3. Lineales: Son formadas a partir de vientos bidireccionales, son de gran longitud con espaciamiento regular y paralelo entre ellas. Viéndolas en planta son asimétricas debido a que las características de las crestas depende de la variabilidad direccional del viento.
4. Estrella: Conocidas como dunas piramidales, debido a los vientos con múltiples direcciones se forman brazos de arena que irradian desde el centro de la duna, las características de las ramas dependen de la dirección del viento dominante, y entre estos se pueden formar dunas crecientes o inversas, generando formas dunares complejas.
5. Inversas: Están asociadas a vientos procedentes de dos sectores diferentes con direcciones contrarias. Comparten las características de las dunas crecientes con una morfología más irregular debido a los cambios direccionales del viento.
6. Parabólica: Se establecen bajo vientos unidireccionales y en presencia de vegetación, tienen una forma de *U*, con las puntas estabilizadas gracias a la vegetación y en sentido de la cara de barlovento.

## 2. GENERALIDADES DE DINÁMICA DE DUNAS COSTERAS

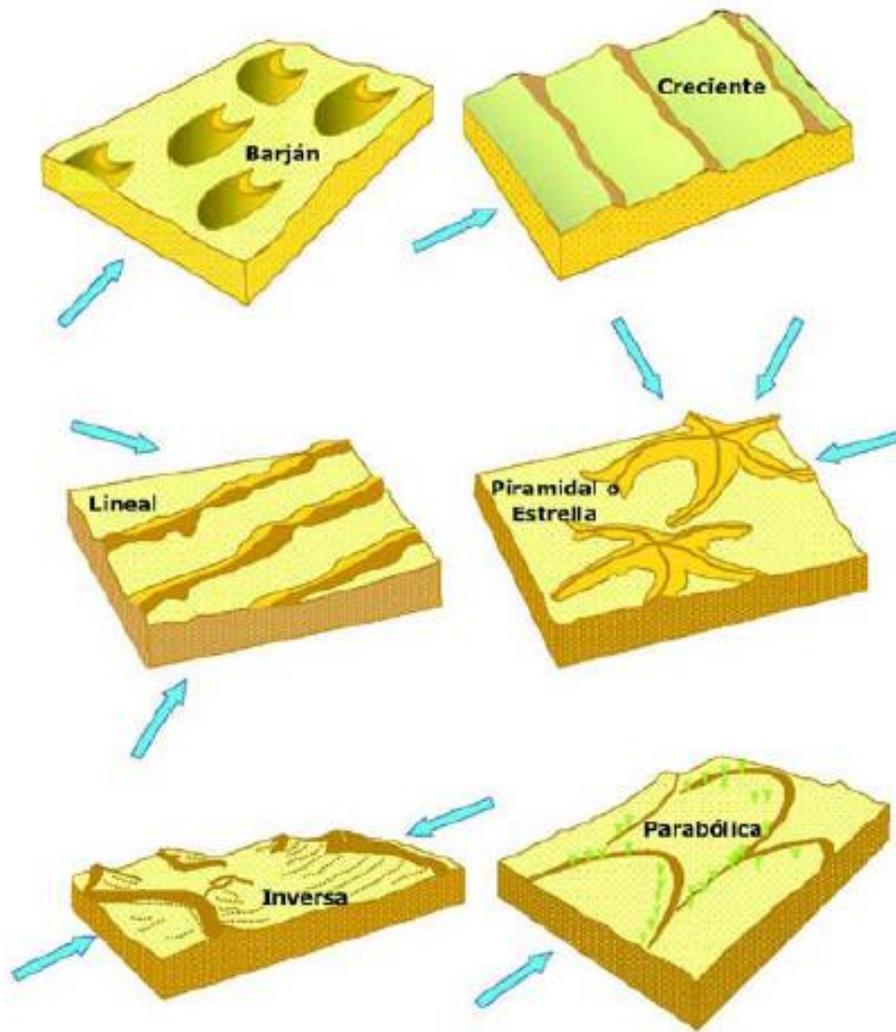


Fig. 2.7 Clasificación de dunas de acuerdo a McKee, (Ley, et al., 2007).

Goldsmith (1985) fue de los primeros en realizar una clasificación de dunas costeras de acuerdo a la forma y ubicación respecto al flujo del viento, se basó en la clasificación de dunas desérticas de McKee (1980) cuando mantenían las mismas características y añadió nuevas morfologías encontradas en la zona costera:

- Vegetadas: se subdividen en:
  - ⇒ Embrionarias: pequeñas formaciones que pueden evolucionar a formas más complejas o desaparecer.

## 2. GENERALIDADES DE DINÁMICA DE DUNAS COSTERAS

- ⇒ Delanteras: son las que Hesp (2002) describe como *foredunes* dividiéndolas en incipientes y estabilizadas.
  - ⇒ Transversales: McKee (1980) las describe como crecientes, se forman perpendiculares a la dirección del flujo del viento.
  - ⇒ Barjanes: Son un tipo de dunas transversales con sus puntas apuntando a sotavento.
  - ⇒ Parabólicas: Otro tipo de dunas transversales en forma de *U* o *V* con sus puntas en dirección a barlovento.
  - ⇒ Inversas: Responden a vientos en distintas direcciones, por lo tanto las pendientes en sotavento y barlovento son similares.
  - ⇒ De precipitación: Dunas transversales móviles, que se precipitan al encontrar obstáculos.
- Médanos: Son dunas en forma de domo, con granos finos.
  - Inducidas: Su génesis es artificial, creadas a partir de vegetación fijadora o desarrolladas por completo por el hombre.
  - Lunetas: Formadas a partir de sedimento fino en los límites de lagos.
  - Eolianitas: Se formaron en otras eras geológicas y están compuestas de arenas carbonatadas frecuentemente cementadas.

Otros autores proponen clasificaciones más simples de acuerdo a su origen y evolución (Cooper, 1967) dividiendo las dunas en **primarias** (generadas a partir de fenómenos directamente en la costa, y que pueden ser fijas y móviles) y **secundarias** (derivadas de las primarias, se subdividen en transgresivas y residuales). Rust & Illenberger (1996) simplificaron esta clasificación dejando dos grandes grupos: **fijas** (en función de la vegetación) y **transgresivas** (dependen del flujo de transporte sedimentario), admitiendo en cada uno los tipos de dunas explicadas en otras clasificaciones. Short y Hesp (1982) las organizan de acuerdo a sus características morfológicas y ecológicas, haciendo subdivisiones de acuerdo a su cobertura vegetal. Flor (2004) propone otra clasificación basándose en la geometría de las dunas considerando las diferentes variables que dan forma a éstas (viento, vegetación, evolución, clima, topografía, sedimentología) jerarquizando los criterios de acuerdo a su influencia en cada tipo de duna.

## INFLUENCIA DE LA VEGETACIÓN

Uno de los principales factores que promueven la generación de dunas costeras es la vegetación (Satllins & Parker, 2003). Representa uno de los obstáculos más efectivos para disminuir la velocidad del viento, promoviendo la fijación de los granos y generando fricción para que la velocidad del viento disminuya y así se genere acumulación de la arena en este punto (Packham & Willis, 1997) (Fig. 2.8).

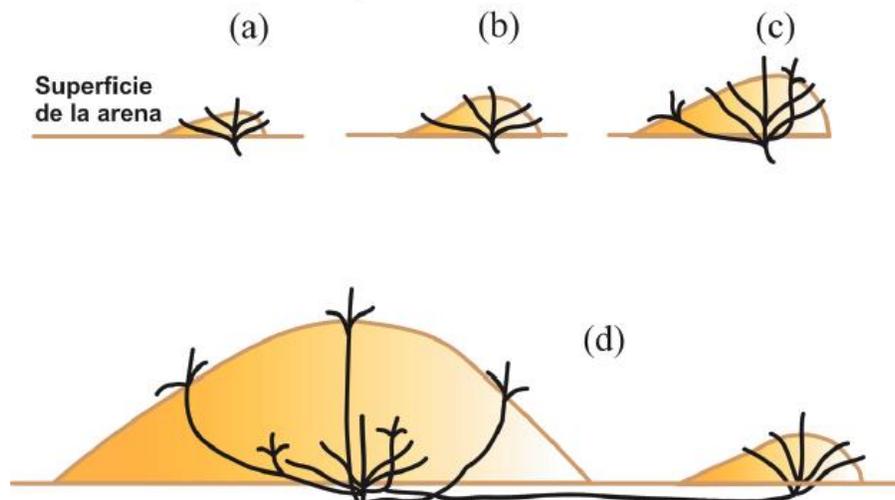


Fig. 2.8 Esquema del desarrollo que lleva una duna desde su formación alrededor de una planta hasta su crecimiento cubriendo por completo la planta. (Jiménez, et al., 2015)

La localización de la duna respecto al mar obedece al tipo de vegetación existente en dicha zona o a la falta de esta, que depende del clima, salinidad y disponibilidad de nutrientes (Oosting, 1945). La vegetación proporciona estabilidad en las dunas, pudiendo retrasar o detener el movimiento de éstas (Tsoar, 2005). Ayuda al crecimiento de las dunas costeras, ya que sirven de trampas de arena que es transportada por el viento. Cuando el sistema se encuentra en erosión moderada y en las dunas se siembra o trasplanta vegetación adecuada se disminuye cuantiosamente la velocidad del viento por la fricción ocasionada con la vegetación, lo que deriva en una reducción del transporte de sedimentos (Silva & Mendoza, 2014b). Por eso la estructura dunar debe mantenerse procurando que el área foliar de estas no sea reducida o las plantas no sean dañadas, así los problemas de erosión debidos a la acción del oleaje pueden disminuir gracias a la vegetación y evitar medidas que a la larga traen mayores problemas como son diques de concreto o rocas (Hesp, 2000).

Las especies de plantas que favorecen la formación y desarrollo de las dunas costeras son las denominadas *psamófila*, del griego *psammos* que significa arena

y *filos* amor, amantes de la arena. Estas especies están habituadas a los ambientes extremos como es la escasez de nutrientes y enterramiento en arena (Martínez & Mendoza, 2014).

Dependiendo el nivel del sistema dunar se albergan diferentes tipos de vegetación a lo largo de éste, presentando una zonación paralela a la línea de costa (Gómez, 2005) en las depresiones interdunarias se pueden encontrar comunidades acuáticas, humedales o pastizales, en las dunas embrionarias se pueden encontrar especies pantropicales, como son matorrales bajos, pastos y hierbas rastreras, tierra adentro se presenta más variedad y complejidad de especies, como son arbustos, árboles o palmeras dependiendo el lugar (Moreno-Casasola, et al., 2015). Cerca del mar se puede encontrar mayor homogeneidad de especies, pero al adentrarse más a la costa se pueden empezar a observar las diferencias de tipo y cobertura vegetal, estas diferencias dependen de la región geográfica y del clima que se desarrolla en dicho lugar.

### EROSIÓN DEL SISTEMA PLAYA-DUNA

La erosión se puede definir como la disminución o pérdida de sedimento del perfil de playa a lo largo de la costa. El sistema playa duna está sometido a ciertas condiciones hidrodinámicas, atmosféricas, hidrológicas y geológicas y se encuentra en cierto equilibrio, al generarse perturbaciones en estas condiciones sufre cambios topobatimétricos resultado de la disminución de aporte de sedimento al sistema, este material se va fuera de la costa o se mueve a la largo de la costa, y como resultado queda modificada la morfología del sistema playa-duna. La erosión de playas puede ser consecuencia de la intervención del hombre (construcción de obras marítimas y terrestres en zonas de amortiguamiento, destrucción de mangle, remoción de recursos naturales, cambios inducidos del aporte sedimentario, obras de dragado y remoción de arenas, etc.) o por causas naturales (incremento en el nivel del mar, subsidencia o variaciones en el clima mundial, lo que genera disminución de aporte sedimentario de ríos, condiciones de tormenta) (Silva & Mendoza, 2014c).

El sistema se puede desarrollar de tres maneras (Ley, et al., 2007):

- Sistema regresivo: la erosión de la duna primaria es creciente durante las tormentas o durante marea viva, y en los períodos de calma no se recupera esa arena. La duna muestra pendientes

pronunciadas de cara al mar, sufriendo derrumbes y vegetación arrancada de esta.

- Sistema en equilibrio: existe un balance sedimentario, habrá erosión en tiempos de tormentas que se compensará con un transporte eólico de la playa seca hacia las dunas en los tiempos de calma. La duna primaria es de un tamaño considerable y suele formarse y destruirse intermitentemente una anteduna con inicios de vegetación.
- Sistema progradante: en este caso la erosión es menor a la acreción, que se da por la combinación del sedimento que llega a la playa por el oleaje y corrientes con el transporte eólico. Se presentan varios cordones de antedunas que se van formando del lado del mar acorde al aporte sedimentario, las dunas son bajas y con mayor vegetación conforme se avanza hacia tierra.

Sallenger (2000) propone una escala que clasifica la fuerza con la que actúa una tormenta en la morfología de la playa considerando la combinación de las fuerzas actuantes y la geometría de la costa, donde define 4 niveles de impacto (Fig. 2.9):

1. Régimen *swash* (lavado): el *run-up* se presenta únicamente en la zona intermareal, erosionándose esta parte de la playa y el pie de duna, que se recupera en tiempos de calma después de la tormenta, por lo tanto no hay un cambio neto.
2. Régimen *collision* (colapso): cuando el *run-up* sobrepasa la base de la duna generando erosión en la playa y en la cara hacia el mar de la duna. Se considera un cambio neto o semipermanente.
3. Régimen *overwash* (sobrelavado): si el *run-up* excede la cresta de la duna (rebase) y se genera transporte de sedimento hacia la costa. Se presenta un cambio neto contribuyendo al retroceso de la línea de costa.
4. Régimen *inundation* (inundación): ocurre cuando la marea de tormenta se eleva lo suficiente para cubrir el sistema, quedando sumergida la playa y la duna. Ocurre un cambio neto destruyendo la duna, presentando un transporte mayor y a mayores distancias que el *overwash*, lo que causa efectos catastróficos en la costa.

## 2. GENERALIDADES DE DINÁMICA DE DUNAS COSTERAS

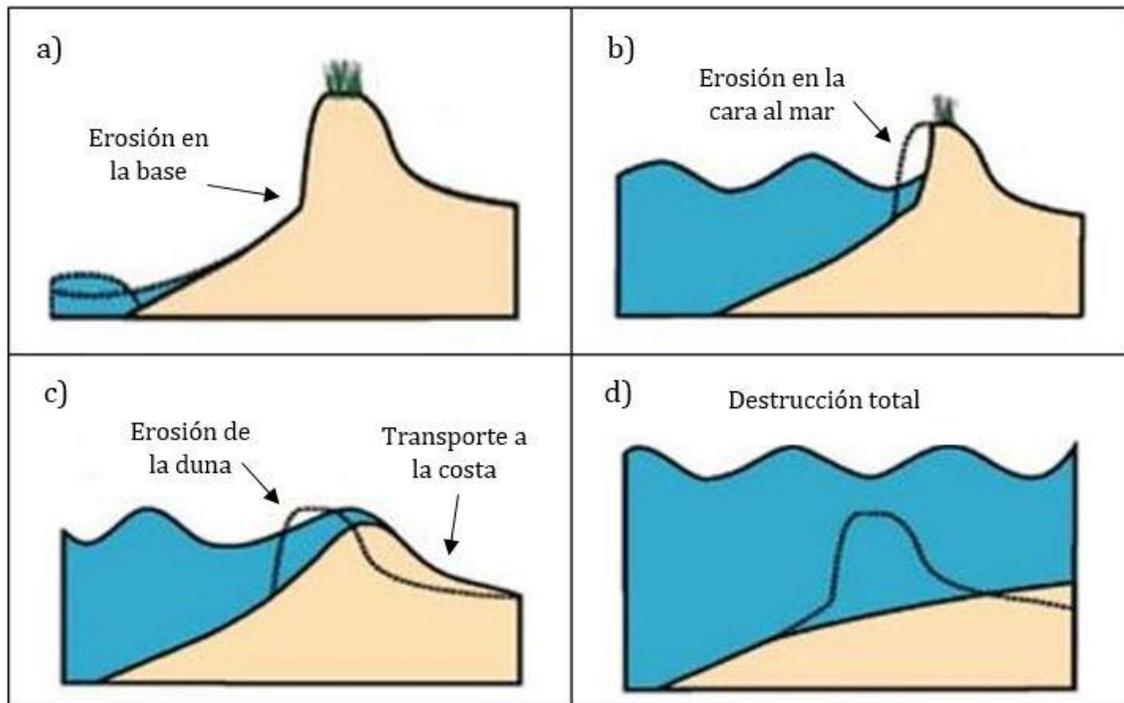


Fig. 2.9 Regímenes de erosión propuestos por Sallenger, a) Lavado b) Colapso, c) Sobrelavado, d) Inundación (USGS).

# CAPÍTULO 3 DESCRIPCIÓN DEL TRABAJO DE LABORATORIO

## INTRODUCCIÓN

El modelo físico que se realizó en el laboratorio representa dos perfiles de playa con duna, un perfil con berma y otro sin berma. El primero está basado en el perfil de Kobayashi, et al (2009) quienes hicieron un estudio sobre cómo el ancho de la berma y la altura de la duna ayudan a proteger y a reducir el daño ocasionado por tormentas (Fig. 3.1). El segundo es un perfil a escala encontrado en playa Navarro, Veracruz. (Fig. 3.2) El objetivo de realizar este modelo físico es analizar los fenómenos que gobiernan la estabilidad de los perfiles de playa en presencia de vegetación y, en el caso específico de este trabajo, se buscó calibrar un modelo numérico para que ofrezca resultados similares a los observados y con ello tener una herramienta que permita estudiar casos adicionales a los ensayados en el laboratorio.

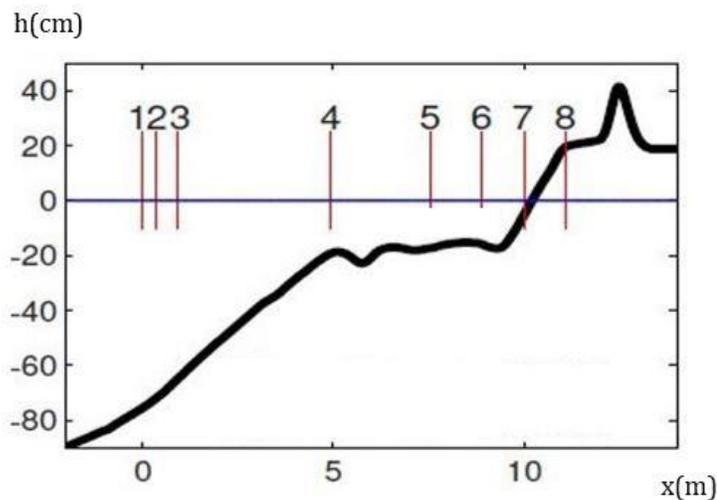


Fig. 3.1 Perfil con duna y berma. Las líneas rojas indican la ubicación de los sensores de nivel (Kobayashi, et al., 2009).

### 3. DESCRIPCIÓN DEL TRABAJO DE LABORATORIO



*Fig. 3.2 Fotografías de playa Navarro Veracruz.*

#### CANAL DE OLEAJE

Las pruebas se llevaron a cabo en el canal de oleaje del laboratorio de Puertos y Costas del Instituto de Ingeniería (II-UNAM). El canal tiene dimensiones de 0.80 m de ancho, 1.20 m de alto y 37 m de largo. Las paredes del canal son de vidrio templado de 2 cm de espesor y el fondo es de lámina de acero inoxidable (Fig. 3.3). El canal cuenta con tres bombas de 10 HP de potencia, que se pueden utilizar para llenar el canal por un extremo y por el otro vaciar o llenar y vaciar por ambos extremos. Cuenta con una cisterna de almacenamiento de agua de 24,000 litros. El oleaje es producido por medio de un generador tipo pistón que transmite su energía a través de una placa de acero inoxidable que es controlado desde una computadora. En el control del generador se puede seleccionar oleaje regular o irregular, cuenta con los espectros Jonswap o Moskowitz. El generador tiene dos sensores de nivel adheridos a la lámina que permiten estimar el oleaje reflejado, los datos medidos se comparan contra datos del oleaje deseado, así se calcula una corrección de ondas para obtener el oleaje que se quiere generar.

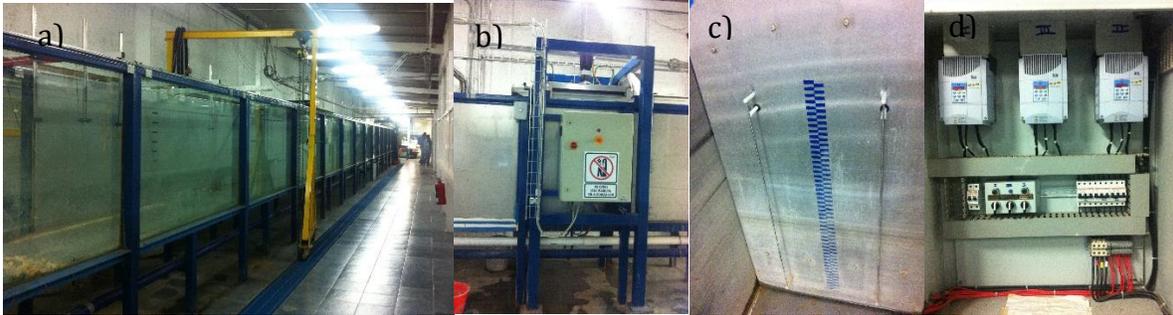


Fig. 3.3 a) Canal de oleaje, b) Generador de oleaje, c) Lámina con sensores de nivel en el generador, d) Sistema de control de bombas.

## MODELO FÍSICO

Los perfiles se trabajaron a escala 1:20 y se construyeron con un largo total de 29.10 m. Los perfiles, desde el fondo del canal hacia la zona de generación, se apoyaron en una pared vertical impermeable desde donde se colocó arena de forma horizontal en 0.5 m y a una elevación igual al nivel del agua en reposo (Fig. 3.4.a). En los siguientes 8 m se dispuso una pared vertical de acrílico que dividió longitudinalmente el canal en dos y así modelar los dos tipos de perfil simultáneamente (Fig. 3.4.b). Al término de los 8 m los dos perfiles se volvían a unir en un solo pie donde se colocaron diques a escala para reducir los efectos de difracción que se pudieran generar (Fig. 3.4.c). Las características de ambos perfiles se describen a continuación:

- Perfil A (perfil con berma): la duna mide 0.219m de alto y 0.77m de ancho, con una pendiente de  $26^\circ$  en la parte frontal y pendiente de  $32^\circ$  en la parte trasera, la berma horizontal tiene 0.35m de largo. A partir de la berma la pendiente media de la playa es de  $8^\circ$  hasta llegar a los 23m donde la pendiente baja a  $1^\circ$  hasta terminar el perfil. (Fig. 3.5.a)
- Perfil B (perfil sin berma): la duna mide 0.2m de alto y 1.23m de ancho, la pendiente de la parte frontal de la duna es de  $9^\circ$  y pendiente de  $20^\circ$  la parte trasera, la playa tiene una pendiente media de  $5^\circ$  hasta los 23m, y a partir de este punto es de  $1^\circ$  (Fig. 3.5.b).

### 3. DESCRIPCIÓN DEL TRABAJO DE LABORATORIO

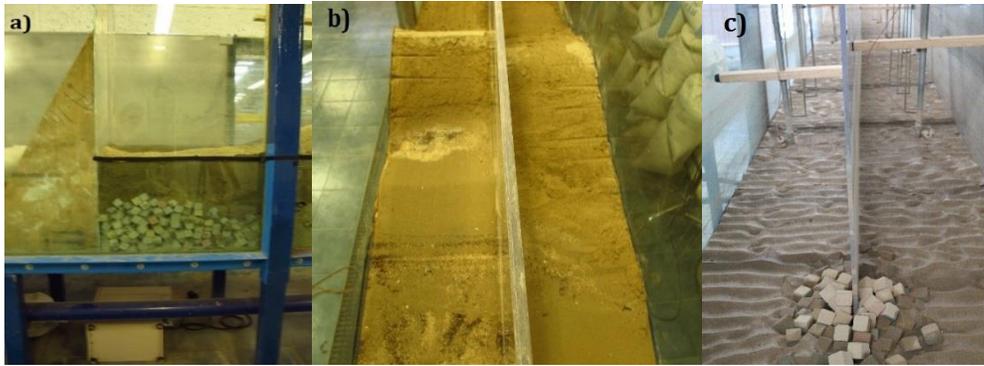


Fig. 3.4 a) Pared vertical impermeable al inicio, b) pared divisoria de acrílico, c) cubos de concreto al final de la división de acrílico.

En cada ensayo se midieron los perfiles de velocidad y superficie libre. Durante cada ensayo se tomó video con una cámara de alta velocidad y al final de cada ensayo se realizó un levantamiento del perfil final obtenido después de la tormenta simulada. En la Fig. 3.5 se puede apreciar la ubicación de los sensores de nivel (WG) y los sensores de velocidades (UVP-DUO), así como los esquemas de los perfiles utilizados en los ensayos de laboratorio. Los primeros sensores de nivel se colocaron para medir la lámina de agua en la zona de *swash*, en la zona de rompientes se ubicaron sensores de nivel y de velocidades, en aguas intermedias se pusieron sensores de velocidad, después se colocaron sensores de nivel para evaluar la reflexión y sensores de velocidad para medir los perfiles en aguas profundas. Cerca de la pala generadora se colocó un sensor de nivel para verificar el oleaje incidente.

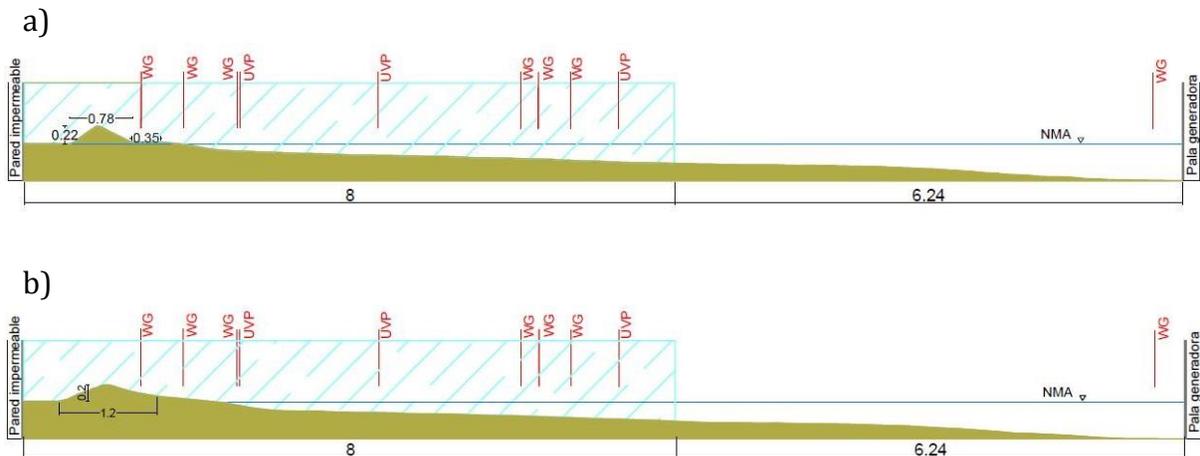


Fig. 3.5 Esquema de perfil con berma y sin berma (a y b respectivamente) utilizados en laboratorio (las unidades están en metros).

### 3. DESCRIPCIÓN DEL TRABAJO DE LABORATORIO

La arena que se usó para construir los perfiles tiene un  $D_{50}$  de 0.142mm, con 6.035% de finos y coeficiente de uniformidad de 1.422. Las plantas colocadas en las dunas son de la especie *Ipomoea pres-caprae*, esta especie es característica de las playas y dunas de los trópicos y se caracteriza por ser formadora de dunas. Fueron traídas de Veracruz y crecieron en el vivero del Instituto de Ingeniería. Se eligieron 4 tipos de escenarios: sin plantas, con cobertura baja, media y alta. Para determinar el número de plantas en cada cobertura se midió el área de la duna a partir del nivel de agua y se midió lo que ocupaba cada planta para así obtener los porcentajes deseados de cobertura vegetal. Las coberturas se eligieron de acuerdo al parámetro adimensional  $A_f$  que indica la proporción de plantas que hay en relación a la duna:

$$A_f = \frac{\text{área foliar (m}^2\text{)}}{\text{área duna (m}^2\text{)}} \quad 3.1$$

En la Tabla 3.1 se puede ver la clasificación de las coberturas elegidas dependiendo del parámetro  $A_f$ . Para determinar el número de plantas en cada cobertura se midió el área de la duna a partir del nivel de agua y se midió lo que ocupaba cada planta. En la Fig. 3.6 se muestran fotografías de la vegetación encontrada en playa Navarro, se observa que se presentan pastos, ramas y plantas de la especie *Ipomoea pres-caprae*, que son las mismas plantas que se utilizaron en el laboratorio (Fig. 3.7).

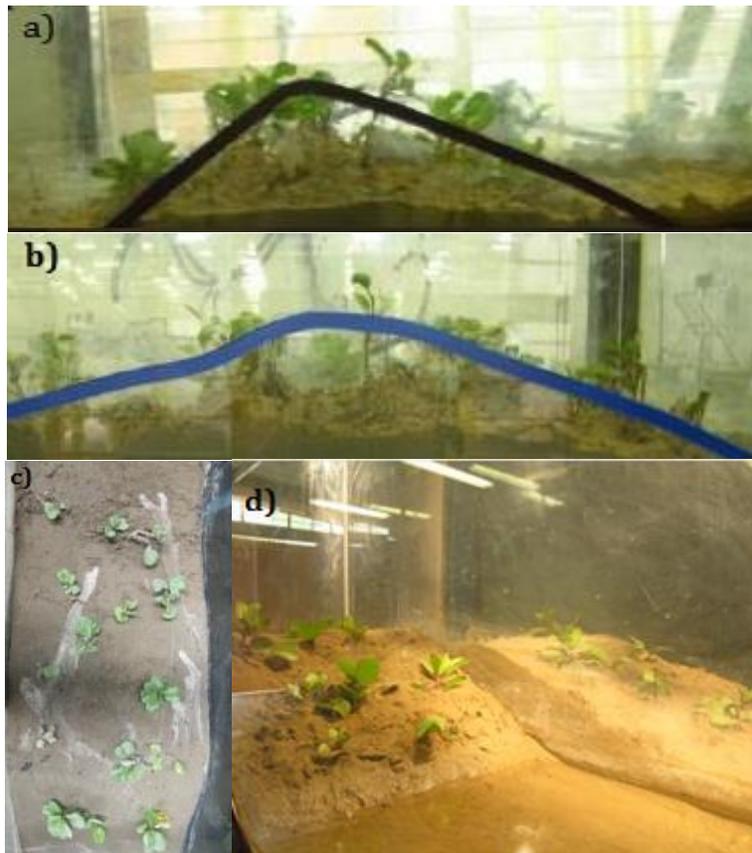
Tabla 3.1 Cobertura vegetal de los perfiles usados en las pruebas.

<b>Perfil A</b>		
Cobertura	Cantidad de plantas	$A_f$
Nula	0	-
Baja	6	0.143
Media	10	0.234
Alta	15	0.320
<b>Perfil B</b>		
Cobertura	Cantidad de plantas	$A_f$
Nula	0	-
Baja	12	0.113
Media	16	0.140
Alta	24	0.207

### 3. DESCRIPCIÓN DEL TRABAJO DE LABORATORIO



*Fig. 3.6 Fotografías de la vegetación encontrada en playa Navarro, Veracruz.*



*Fig. 3.7 Construcción de la duna con plantas del perfil con berma y sin berma (a y b respectivamente). c) Vista en planta de la vegetación de las dunas. d) Dunas vegetadas en ambos perfiles antes de iniciar los ensayos.*

### 3. DESCRIPCIÓN DEL TRABAJO DE LABORATORIO

Los ensayos se realizaron con oleaje irregular de espectro *JONSWAP* con  $\gamma = 3.3$ , se utilizó el sistema de absorción activa para compensar las ondas reflejadas por el modelo experimental en la pala generadora del oleaje. El nivel medio de agua fue de  $0.45m$ , aumentándolo a  $0.5m$  para simular sobre-elevación por marea de tormenta. Se representaron tres condiciones hidrodinámicas simulando tormentas, la primera y segunda tormenta con una altura de ola significativa de  $0.1m$  y periodo pico de  $1.118s$  y  $1.5652s$  respectivamente, ambas con una duración de  $900s$ , la tercera con una altura de  $0.15m$ , periodo de  $2.012s$  y duración de  $240s$ . Para la selección de las características del oleaje de cada caso primero se hicieron pruebas con los perfiles iniciales sin vegetación con el fin de obtener erosión a pie de la duna, erosión en la cara frontal de la duna y el último que generara el inicio de destrucción de la duna (con *overwash*).

En total se realizaron 24 pruebas en el canal producto de la combinación de 2 tipos de perfil con 4 coberturas vegetales bajo las condiciones de 3 diferentes tormentas. Se eligió la siguiente nomenclatura para referirse a cada prueba: La primera letra corresponde al tipo de perfil: perfil "A" es el perfil con berma, perfil "B" es el perfil sin berma; la siguiente letra es una "T" que se refiere a la tormenta y el número consecutivo es el número de ensayo. En la tTabla 3.2 se observa el programa de ensayos llevado a cabo en laboratorio, en la que se puede observar la cobertura vegetal ("N" nula, "B" baja, "M" media y "A" alta) y las condiciones hidrodinámicas ( $H_s$  y  $T_p$ ) de cada tormenta (1, 2 o 3).

Tabla 3.2 Programa de pruebas de laboratorio.

<b>Ensayo</b>	<b>Cobertura vegetal</b>	<b>Cobertura (%)</b>	<b><math>H_s</math> (m)</b>	<b><math>T_p</math> (s)</b>	<b>Duración (s)</b>
<b>AT1</b>	N	0	0.1	1.118034	900
<b>BT1</b>	N	0	0.1	1.118034	900
<b>AT2</b>	N	0	0.1	1.5652476	900
<b>BT2</b>	N	0	0.1	1.5652476	900
<b>AT3</b>	N	0	0.15	2.0124612	240
<b>BT3</b>	N	0	0.15	2.0124612	240
<b>AT4</b>	B	25	0.1	1.118034	900
<b>BT4</b>	B	25	0.1	1.118034	900
<b>AT5</b>	B	25	0.1	1.5652476	900
<b>BT5</b>	B	25	0.1	1.5652476	900
<b>AT6</b>	B	25	0.15	2.0124612	240
<b>BT6</b>	B	25	0.15	2.0124612	240
<b>AT7</b>	A	100	0.1	1.118034	900

### 3. DESCRIPCIÓN DEL TRABAJO DE LABORATORIO

<b>Ensayo</b>	<b>Cobertura vegetal</b>	<b>Cobertura (%)</b>	<b><math>H_s</math> (m)</b>	<b><math>T_p</math> (s)</b>	<b>Duración (s)</b>
<b>BT7</b>	A	100	0.1	1.118034	900
<b>AT8</b>	A	100	0.1	1.5652476	900
<b>BT8</b>	A	100	0.1	1.5652476	900
<b>AT9</b>	A	100	0.15	2.0124612	240
<b>BT9</b>	A	100	0.15	2.0124612	240
<b>AT10</b>	M	50	0.1	1.118034	900
<b>BT10</b>	M	50	0.1	1.118034	900
<b>AT11</b>	M	50	0.1	1.5652476	900
<b>BT11</b>	M	50	0.1	1.5652476	900
<b>AT12</b>	M	50	0.15	2.0124612	240
<b>BT12</b>	M	50	0.15	2.0124612	240

## EQUIPO UTILIZADO

### Sensores de nivel

Para determinar las alturas de ola es necesario conocer los registros temporales de la superficie libre del agua a lo largo del canal. Para ello se instalaron 11 sensores de nivel de la marca HR Wallingford, 5 a lo largo de cada perfil y uno al finalizar ambos perfiles, cerca de la pala generadora. Cada sensor consiste en un tubo con dos barras paralelas de acero inoxidable. Los sensores de nivel se conectan a dos monitores que indican el número de canal al que corresponde cada sensor (1-12) y la información obtenida se registra en una computadora (Fig. 3.8).

Los sensores de nivel trabajan por resistencia eléctrica, basados en el flujo de corriente de una onda. Se hace incidir un voltaje conocido al sensor formando un circuito con las dos varillas y la superficie libre del agua. El flujo de la corriente entre ambas barras es proporcional a la profundidad de inmersión, este flujo de corriente es convertido a voltaje y es la información que recibe la computadora, obteniendo la relación que existe entre el voltaje y la profundidad sumergida se tienen las variaciones de la superficie libre en cada instante. Estos deben ser calibrados definiendo tres puntos de referencia, la posición del nivel medio que será  $z=0$  y los otros dos puntos serán valores positivos (valores en agua), moviendo los sensores verticalmente de acuerdo a las distancias establecidas para estos puntos de referencia.

### 3. DESCRIPCIÓN DEL TRABAJO DE LABORATORIO

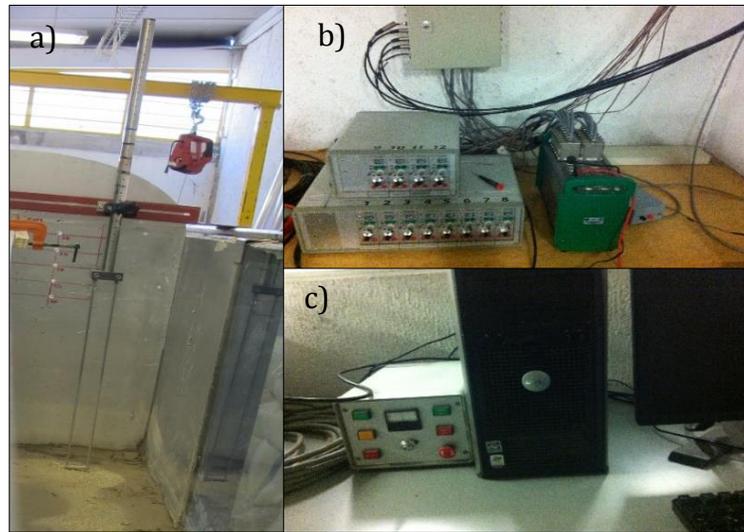


Fig. 3.8 Sensor de nivel usado en los ensayos (a), monitores conectados por medio de un canal a cada sensor (b), computadora que registra y manda la señal a cada sensor (c).

#### Estación total

Los perfiles finales se midieron utilizando una estación topográfica total (*ETT*) marca *Leica* y un prisma (Fig. 3.9). El prisma se acomodó a una distancia conocida y establecida al inicio de los ensayos en base con las dimensiones del canal y el perfil para su fácil manipulación. La estación se direcciona hacia el prisma y lee las coordenadas de éste, se registran en la computadora del equipo que posteriormente son extraídas y analizadas en la computadora. La ubicación de la *ETT* se estableció considerando que debe tener visibilidad de todo el perfil tanto horizontalmente como verticalmente.

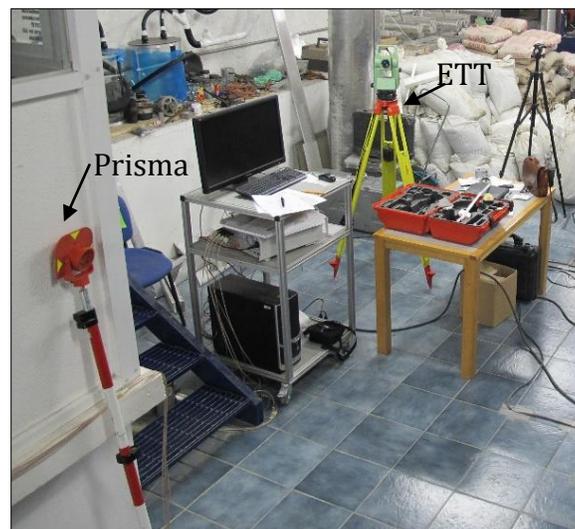


Fig. 3.9 Estación total utilizada para realizar el levantamiento de los perfiles finales.

#### Cámara de alta velocidad

Para registrar las pruebas del laboratorio se utilizó una cámara de alta velocidad de la marca *Fastec* modelo *Hispec* que cuenta con una sensibilidad ISO 3200 con resolución temporal de 506 fotogramas y velocidad de fotogramas de hasta 12000 imágenes por segundo (Fig. 3.10).

Se grabó del inicio al final de cada ensayo y se enfocó en la parte de la duna para ver la evolución morfológica de la duna. También se tomaron fotografías al inicio y al final de cada ensayo utilizando una cámara de fotografía fija convencional. Los videos y fotografías de los ensayos resultan de gran utilidad para analizar la evolución morfológica del perfil, permitiendo observar en que momento la duna colapsa y cómo erosiona.



Fig. 3.10 a) Cámara de alta velocidad, b) Localización de la cámara enfocando la parte de la berma y las dunas.

#### Camsizer

Para conocer los parámetros relacionados con el sedimento, información con la que se alimentó el modelo numérico, se analizaron muestras tomadas de la playa Navarro por medio del equipo *Camsizer* de la marca *Retsch Technology* (Fig. 3.11). Este equipo hace un análisis granulométrico por medio del principio del análisis dinámico de imágenes, el cual mide el tamaño y forma de las partículas del sedimento. El material suelto pasa entre una luz y dos cámaras digitales, las imágenes de las partículas son grabadas ópticamente, digitalizadas y procesadas por una computadora conectada al *Camsizer* que cuenta con un software especializado del mismo equipo, el cual realiza el análisis estadístico de la muestra en función del número de partículas detectadas o del volumen de

la muestra, simulando un análisis por tamices, con un rango de entre  $30\mu\text{m}$  y  $30\text{mm}$ .



Fig. 3.11 Camsizer para generar curva granulométrica de la arena utilizada en los ensayos.

## PROCEDIMIENTO EXPERIMENTAL

El proceso que se siguió para realizar los ensayos fue:

### 1. Construcción de los perfiles:

Lo primero que se hizo fue dibujar los perfiles en el vidrio siguiendo las medidas obtenidas de escalar el perfil de playa Navarro y de ajustar el perfil de Kobayashi, et al. (2009) con los requerimientos de estos ensayos y las dimensiones del canal. Con una cinta negra se marcó el perfil con berma y con cinta azul el perfil sin berma del lado izquierdo y derecho del canal, respectivamente.

Se dividieron los ensayos en dos tipos: los casos sin vegetación y los casos con vegetación. Para los primeros se construyó el perfil con la arena traída de Veracruz, siguiendo el trazo marcado con las cintas (Fig. 3.7a,b), para los casos vegetados se colocaron plantas en la duna de manera que quedaron las raíces desde el fondo y así las hojas de las plantas quedaron en la superficie de la duna (Fig. 3.7c,d).

### 2. Pruebas de condiciones hidrodinámicas:

Se seleccionaron las condiciones hidrodinámicas de acuerdo a la erosión de la duna, fue por eso que se hicieron ensayos preliminares para elegir las condiciones ideales para cada tormenta. El objetivo fue obtener un caso de *swash* (erosión al pie de la duna), otro de *collision* (erosión de la cara frontal de la duna) y otro que generara *overwash* (o destrucción de la duna). Las pruebas preliminares se realizaron con oleaje de baja energía con un periodo pico de  $T_p = 0.894s$  y una altura de ola

### 3. DESCRIPCIÓN DEL TRABAJO DE LABORATORIO

significante  $H_s = 0.05m$  con una duración de  $t = 7200s$ .

Al inicio se pretendía modelar dos casos con una profundidad de 0.45 m con alturas de ola y periodos distintos, y otro caso con sobrelevación de marea de tormenta de 0.05m, pero con los ensayos de prueba se concluyó que era más conveniente dejar un nivel constante de 0.5m para los tres casos y se disminuyó la altura de la duna y el ancho de la berma puesto que las condiciones propuestas inicialmente no generaban cambios en la morfología de la duna. De acuerdo a esto se seleccionaron dos alturas de ola y tres periodos de onda distintos.

#### 3. Realización de los ensayos:

*Preparación del caso a modelar.* Con el perfil original se ensayaron los tres casos de tormenta, para los casos con vegetación se retiró la arena de la duna y se colocaron todas las plantas, para el siguiente grupo de ensayos se retiraron plantas y se reconstruyeron las dunas, y así consecutivamente hasta llegar a los últimos casos.

Antes de cada ensayo se saturó la arena con agua producto del ascenso y descenso de oleaje irregular (espectro *JONSWAP*) de  $T_p = 1.0s$  y  $H_s = 0.05m$  durante 3 min y después la parte modificada se reconstruyó, esto con el fin de evitar la compactación y para que todos los ensayos tuvieran las mismas condiciones de inicio.

*Calibración de sensores de nivel.* Los sensores de nivel se calibraron antes de cada ensayo, utilizando el valor correspondiente al volteje cero (igual al nivel medio) y con otros dos puntos de referencia se midió su voltaje de salida.

*Realización de los ensayos.* Primero se hicieron las modelaciones sin vegetación empezando con la tormenta T1, después T2 y al final T3. Después siguieron los ensayos de los perfiles vegetados empezando con la cobertura alta, cobertura media y cobertura baja, el orden para los casos de tormenta para cada cobertura fue T1, T2 y T3.

*Mediciones.* Se efectuaron mediciones de superficie libre cada 5 min. Para las tormentas T1 y T2 que tuvieron una duración de 900s se grabaron videos con cámara de alta velocidad cuando iniciaba el proceso de erosión hasta finalizar el ensayo, para los casos de T3 con una duración de 240s se tomó video de todo el ensayo.

#### 4. Perfil final:

Después de terminar el ensayo se dejó secar el perfil durante un par de horas para realizar la medición del perfil final con la ETT y el prisma. Se hizo levantamiento a cada 5cm en la parte inicial del perfil, la duna y la playa, después a cada 15cm. El espaciamiento de las mediciones se fue ampliando conforme se llegaba al final del perfil, puesto que los cambios

### 3. DESCRIPCIÓN DEL TRABAJO DE LABORATORIO

del perfil eran mínimos.

Se tomaron fotografías con cámara convencional para apreciar visualmente la evolución morfológica sufrida por el perfil y registrar los cambios en la duna.

Por último se llevó a cabo la reconstrucción de los perfiles y reacomodo de los sensores para el siguiente ensayo.

#### 5. Procesamiento de información:

Para finalizar las pruebas de laboratorio se llevaba a cabo el tratamiento de los datos obtenidos con la instrumentación en laboratorio para generar información necesaria para hacer el análisis de resultados.

## CAPÍTULO 4

## MODELACIÓN NUMÉRICA

### INTRODUCCIÓN

La evolución de la playa involucra procesos muy complejos que no siempre pueden ser representados matemáticamente. Los modelos pueden estar formulados a partir de leyes físicas o a partir de observaciones. Los modelos de evolución costera se pueden clasificar a partir de diferentes criterios: según su método de resolución, pueden ser numéricos o analíticos; según su evolución, pueden ser de perfil o de planta; según su escala temporal, pueden ser de corto, mediano o largo plazo; según su base teórica, pueden ser basados en procesos físicos o basados en equilibrio (Landeira, 2005).

Los modelos numéricos de evolución de perfil de playa se usan para predecir la erosión y acreción, que ocurre perpendicular a la costa, después de una tormenta, por lo tanto son modelos de corto plazo. En estos modelos la variación longitudinal a la costa no se toma en cuenta. Algunos modelos de equilibrio, también conocidos como modelos de bucle cerrado son: EDUNE (Kriebel & Dean, 1985) (Kriebel, 1986), SBEACH (Larson & Kraus, 1989), CCCL (Chiu & Dean, 1989), CROSS (Zheng & Dean, 1997). Estos modelos se basan en el concepto de equilibrio de perfil de playa propuestos por Bruun (1954) y Dean (1977).

Entre los modelos basados en procesos físicos, o de bucle abierto, están: UNIBEST-TC (Stive & Battjes, 1984), LITCROSS (Hedegaard, et al., 1992), PETRA 2.0 (G.I.O.C., 2001), IBW PAN (Szmytkiewicz, 2002), XBEACH (Roelvink, et al., 2010), COSMOS-2D (Southgate & Nairn, 1993), CSHORE2013 (Kobayashi, 2013). Estos modelos se basan en fórmulas empíricas o semi empíricas de la ayuda de trabajo experimental, su desempeño depende de la comparación de datos medidos y datos modelados (Jayaratne, et al., 2014).

### ANTECEDENTES DE MODELOS NUMÉRICOS.

El modelo IBW PAN desarrollado en el Instituto de hidroingeniería de la Academia de Ciencia de Polonia por diferentes investigadores, combina un modelo quasi-3D de hidrodinámica costera con un modelo de quasifase para el transporte de sedimentos, considerando el transporte en el fondo. En el modelo

hidrodinámico, que realizó Szmytkiewicz (2002), se utilizan las aproximaciones de Battjes y Janssen (1978) las cuales suponen que las olas son aleatorias y sus alturas están descritas por una curva de Rayleigh, las corrientes se representan con las ecuaciones de momento y energía siguiendo las formulaciones de Longuet-Higgins y Stewart (1964), el esfuerzo cortante se calcula mediante las ecuaciones de Boussinesq y las fuerzas por fricción se consideran despreciables. Para la parte del transporte de sedimentos, realizada por Kaczmarek y Ostrowski (1998), la velocidad en el fondo se obtiene a partir de las teorías de Stokes o Cnodial dependiendo del régimen de aguas, la tasa de transporte se calcula mediante un modelo de tres capas y en la parte seca se obtiene usando la formulación de Ribberink y Al-Salem (1995). Por último se utiliza el esquema modificado de Lax-Wendroff para resolver la ecuación de continuidad de sedimento con el fin de conocer los cambios en el nivel respecto al perfil original (O'Hare, et al., 2006).

El modelo XBEACH creado en la Universidad de Delft (Roelvink, et al., 2010) resuelve las ecuaciones de propagación de ondas, transporte de sedimentos, cambios morfológicos y los procesos que provoca el surf beat. La transformación de las ondas se obtiene a partir de la ecuación de balance de energía, similar al del modelo HISWA (Holthuijsen, et al., 1989), tomando la distribución direccional de la onda asumiendo que la frecuencia representa el espectro. Para las ondas largas se aplican las ecuaciones de aguas poco profundas. Utiliza la ecuación de advección-difusión (Galappatti & Vreugdenhil, 1985) para el transporte de sedimentos. La concentración del equilibrio de sedimentos se calcula mediante Soulsby-Van Rijn (Soulsby, 1997), los cambios en el fondo en la parte sumergida son los gradientes en el transporte de sedimentos.

El modelo UNIBEST-TC es un modelo del tipo Bailard desarrollado por Roelvink y Stive (1989), de la Universidad de Delft. Utilizan el método de Battjes y Janssen (1978) para la altura de ola en la zona de *surf* y un modelo hidrodinámico, desarrollado por Roelvnik (1991), dependiente del tiempo que describe la propagación y disipación de grupos de olas sobre un perfil arbitrario y ondas largas generadas por estas.

Hedegaard, et al. (1992) hicieron una comparación de seis diferentes modelos de evolución de perfil de playa en corto plazo. Los modelos analizados fueron: LITCROSS (Danish Hydraulics Institute), UNIBEST (Delft Hydraulics), NPM (Hydraulic Research), WATAN 3 (University of Liverpool), SEDITEL (Laboratoire National d'Hydraulique), REPLA (SOGREAH). Algunas de las conclusiones a las que se llegaron en ese estudio son que los modelos

#### 4. MODELACIÓN NUMÉRICA

subestiman el transporte en perfiles con pendientes grandes, los procesos en la zona de swash no son considerados y que estos modelos no describen la erosión de dunas.

Schoonees y Theron (1995) realizaron una evaluación de 10 modelos de evolución de perfil de playa con el propósito de comparar el mérito teórico de estos e investigar el rango de los datos utilizados para su validación, en especial hablando en términos de la morfodinámica. A continuación se describen brevemente dichos modelos:

- Modelo Swart ( (Swart, 1974);(Swart , 1986))

Swart (1974) esquematizó el perfil de playa en tres zonas (parte de transición, perfil en desarrollo y playa seca) y desarrolló el concepto de transporte transversal dependiente del tiempo, que significa que la tasa de transporte está relacionado con la lejanía en el tiempo en que se encuentra el perfil respecto al perfil de equilibrio. Consiste en calcular los límites de cada zona, la geometría del perfil de equilibrio y la tasa de transporte, para los esfuerzos cortantes se utilizan las aproximaciones de Bijker (1967).

- Modelo de Dally y Dean (Dally & Dean, 1984)

Se basa en el tiempo neto de sedimentos en suspensión. El régimen del flujo se divide en una capa superior, donde solo se toma en cuenta el flujo medio, y en una capa inferior, donde aparte del flujo medio también se considera la velocidad orbital. La interfaz entre capas se determina a partir de la distancia donde el sedimento caerá en un periodo de onda. Se utiliza la teoría lineal de ondas para obtener las velocidades (Dally, 1980), la ecuación de continuidad se resuelve a partir de un esquema de diferencias finitas.

- Modelo de Bailard (Bailard, 1982)

Se basa en el modelo de Bagnold (1966) para transporte de sedimentos en corrientes, asumiendo que la tasa de transporte instantánea es directamente proporcional a la tasa de disipación de energía. Bajo esta teoría Bailard e Inman (1979) derivaron diferentes expresiones para los distintos casos de corrientes y ángulos de incidencia del oleaje. Este modelo ha sido utilizado por muchos autores, quienes han hecho modificaciones, y por lo tanto se conocen como modelos del tipo Bailard, como son el de Stive (1986), De Vriend y Stive (1987), Nairn (1990) y Roelvink (1991).

#### 4. MODELACIÓN NUMÉRICA

- Modelo de Kriebel y Dean

Basándose en la regla de Brunn (1954) se asumió que el perfil de playa tiende hacia el perfil de equilibrio. La tasa de transporte está relacionada con la energía de disipación por unidad de volumen entre el actual y el de equilibrio (Kriebel & Dean, 1985). Para obtener la evolución del perfil en el tiempo, se resuelve la continuidad de sedimento en la dirección transversal a la costa se empleando un método implícito de diferencias finitas.

- Modelo de Shibayama (Shibayama & Horikawa, 1985)

Para calcular la tasa de transporte se necesita la historia en el tiempo de la velocidad en el fondo, por lo tanto se desarrolló un método para calcular la altura de ola y la velocidad en la zona de transición de aguas profundas a aguas someras. La transformación del oleaje se hizo utilizando las proposiciones de Goda (1975). La deformación del oleaje se basa en la amplitud, elevación del nivel medio, frecuencia angular y la viscosidad, como en lo propuesto por Mizuguchi (1980). Usando la teoría cnoidal se determinó la velocidad en el fondo. Después se calcula la tasa de transporte considerando dos parámetros para cada tipo de sedimento: el parámetro de Shields y la velocidad de caída (Shibayama & Horikawa, 1982). La elevación de la superficie libre se calcula mediante el método de Euler resolviendo la ecuación de continuidad. Se emplea un esquema de diferencias finitas, dividiendo el perfil en intervalos iguales a los de la longitud de onda.

- Modelo de Watanabe (Watanabe, 1988)

El modelo se divide en tres submodelos que calculan el oleaje, corrientes y transporte de sedimentos y cambio del perfil. Se tiene la batimetría inicial y las condiciones de oleaje como datos de entrada al modelo, que se usan para estimar las distribuciones espaciales de las fuerzas de tensión de radiación y las velocidades orbitales en la parte inferior. Después se calculan las corrientes cerca de la costa, la velocidad y el nivel medio del agua se calculan numéricamente integrando el momento y las ecuaciones de continuidad para flujos en movimiento. Se determinan las distribuciones del transporte de sedimento producidas por el oleaje y las corrientes junto con la elevación local del agua resolviendo la ecuación de conservación del sedimento.

- Modelo de Nishimura y Sunamura (Nishimura & Sunamura, 1986)

La tasa local de transporte se calcula empíricamente en función del número de Ursell, que representa la oblicuidad de la partícula del agua en el perfil de

#### 4. MODELACIÓN NUMÉRICA

velocidades, y el parámetro de Hallermeier (1978), que indica la intensidad del movimiento del sedimento. Se combinan dos submodelos: el de oleaje y el del cambio en el perfil de playa como respuesta del oleaje incidente. La transformación del oleaje se basa en las leyes de conservación de energía, también evalúan los efectos de la fricción en el fondo y la turbulencia producida con el rompimiento de las olas. El punto de rotura del oleaje es el usado en las formulaciones de Goda (1975). La elevación de la superficie libre se obtiene integrando la ecuación de la energía. Se resuelve la ecuación de continuidad en el tiempo.

- Modelo de Steetzel (Steetzel, 1987)

Diseñado para simular los cambios en perfiles de playa con duna. La concentración de sedimento suspendido se encuentra a partir de la ecuación de difusión de las olas. Siguiendo a Stive y Wind (1986) se estableció un gradiente para el cortante medio debajo del nivel del valle, para calcular las velocidades medias del perfil se considera que el coeficiente de difusión en el fondo es igual al coeficiente de difusión del sedimento. El esfuerzo cortante y el flujo de masa en el valle se calculan con las relaciones dadas por De Vriend y Stive (1987). La tasa de transporte queda dada en dos partes, abajo y arriba del nivel medio del valle. Después se resuelve la ecuación de continuidad para obtener los cambios de nivel. Para estipular los datos de entrada del oleaje local se utiliza el modelo de Battjes y Janssen (1978).

- Modelo de Larson y Kraus (SBEACH) (Larson & Kraus, 1989)

Se enfoca principalmente en los cambios morfológicos en las barras y bermas del perfil, productos del rompimiento de las olas, por lo tanto la tasa de transporte se determina a partir del oleaje local, nivel del agua y las propiedades del perfil. De una derivación del perfil de equilibrio, la forma del perfil resulta de la disipación de la energía en la zona de surf, asumiendo la disipación de energía de ola por unidad de volumen del modelo de Dally et al., (1984). Los cambios topobatimétricos se obtienen a partir de la ecuación de la conservación de masa después de que se calcula la tasa de transporte en cada punto de paso de tiempo.

- Danish Hydraulic Institute model (LITCROSS) (DHI, 1991)

Es un modelo determinista que describe la variación de las alturas de ola a través de la zona costera, corrientes, transporte de sedimentos y la correspondiente evolución morfológica. Primero se calculan las condiciones

hidrodinámicas correspondientes a la batimetría original, que son propagación, someramiento y rompimiento. Después la tasa de transporte, usando la ecuación de continuidad mediante el esquema de Lax-Wendroff, para determinar los cambios en las profundidades.

### DESARROLLO DE UNA HERRAMIENTA NUMÉRICA PARA PREDECIR LA EVOLUCIÓN DE PERFIL DE PLAYA

#### DESCRIPCIÓN DEL MODELO

Los modelos morfodinámicos que se usan para simular la erosión y acreción de playas reproducen la evolución del perfil a corto plazo, por lo tanto su función principal es la de conocer la respuesta de la playa ante tormentas. La mayoría de los modelos numéricos emplean alguna versión simplificada de la ecuación de conservación de masa, asumiendo uniformidad del transporte sedimentario a lo largo de la costa (Azuz Adeath, 2000):

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial q}{\partial x} \quad 4.1$$

Donde  $\frac{\partial h}{\partial t}$  es la razón de cambio de la profundidad y  $\frac{\partial q}{\partial x}$  es variación espacial de la tasa de transporte del sedimento.

Este modelo basado en procesos físicos induce a esfuerzos cortantes que permiten la incorporación y transporte de sedimentos en el fluido. Si el balance es positivo se está dando una acreción y si el balance es negativo se está ante un caso de erosión.

El movimiento del sedimento es originado debido al oleaje incidente y las corrientes en el fondo. Las etapas de proceso del movimiento sedimentario son:

**Suspensión:** cuando el sedimento se incorpora al flujo, producto de la fricción del agua con el fondo, y la turbulencia ocasionada. Se relaciona con las propiedades del sedimento y características del fondo, y depende del esfuerzo cortante necesario para iniciar el movimiento.

**Transporte:** desplazamiento de los granos espacial y temporalmente. La trayectoria del sedimento dependerá de su masa y de la magnitud de las corrientes.

**Deposición:** cuando el sedimento encuentra su punto de reposo nuevamente.

#### 4. MODELACIÓN NUMÉRICA

Entre los modelos hidrodinámicos se encuentran: modelos que promedian la fase, resolviendo las ecuaciones de acción de onda y momento; modelos que promedian la fase utilizando dependencia en el tiempo; modelos que resuelven la fase, de acuerdo a la teoría de Boussinesq y los modelos que resuelven las ecuaciones de Navier-Stokes.

El modelo aquí presentado es un modelo de bucle abierto, lo que significa que no se asume ningún perfil final y se modela de acuerdo al flujo y el sedimento existente, así mismo es un modelo que promedia la fase basado en la solución de dos ecuaciones (energía del oleaje y variaciones en el nivel del mar). Se divide en tres módulos: hidrodinámico, corrientes y transporte de sedimentos. Después se calculan los cambios en las profundidades para conocer la nueva batimetría.

##### MÓDULO HIDRODINÁMICO

La parte de la hidrodinámica consiste en calcular primero las variables que están en función del periodo (longitud de onda, número de onda y celeridad). Después con un modelo de oleaje (Thornton & Guza, 1983) basado en el modelo de Battjes y Janssen (1978), que integra la ecuación de conservación de flujo de energía (Ec. 4.4) con la variación del nivel medio (Ec. 4.6), se calculan la tasa de disipación ( $\varepsilon_b$ ) y la proporción de olas rotas ( $Q_b$ ):

$$\varepsilon_b = \frac{3\pi}{16} \rho g \frac{f_p}{(0.6)^4 h^5} H_{rms}^7 \quad 4.2$$

$$Q_b = \left( \frac{H_{rms}}{0.6h} \right)^4 \quad 4.3$$

Donde  $\rho$  es la densidad del agua ( $\rho=1025\text{kg/m}^3$ ),  $g$  es la aceleración de la gravedad ( $g=9.81\text{m/s}^2$ ),  $f_p$ (Hz) es la frecuencia pico ( $f_p = 1/T_p$ ),  $h$ (m) es la profundidad y  $H_{rms}$ (m) es la altura de ola media cuadrática.

Se realiza una discretización para todo el dominio considerando las siguientes formulaciones:

Conservación del flujo de energía:

$$\frac{\partial(Ec_g \cos\theta)}{\partial x} = -\varepsilon_b \quad 4.4$$

Irrotacionalidad del número de onda:

$$\frac{\partial(k_p \sin \theta)}{\partial x} = 0 \quad 4.5$$

Evolución del nivel medio:

$$\frac{\partial S_{xx}}{\partial x} = -\rho g d \frac{\partial \bar{n}}{\partial x} \quad 4.6$$

Donde  $E(\text{J/m}^2)$  es la energía del oleaje ( $E = \frac{1}{8} \rho g H_{rms}^2$ ),  $\theta(^{\circ})$  es el ángulo de incidencia del oleaje respecto al eje x,  $c_p(\text{m/s})$  es la celeridad de la onda ( $c_p = \frac{L}{T_p}$ ),  $c_g(\text{m/s})$  es la celeridad de grupo ( $c_g = \frac{c_p}{2} \left(1 + \frac{2k_p(h+\bar{n})}{\sinh(2k_p(h+\bar{n}))}\right)$ ),  $k_p(\text{m}^{-1})$  es el número de onda ( $k_p = \frac{2\pi}{L}$ ),  $S_{xx}(\text{J/m}^2)$  es el tensor de radiación ( $S_{xx} = E \left[\frac{c_g}{c_p} (\cos^2 \theta + 1) - \frac{1}{2}\right]$ ),  $\bar{n}(\text{m})$  es la sobreelevación del nivel medio,  $\rho(\text{kg/m}^3)$  es la densidad del agua,  $g(\text{m/s}^2)$  es la aceleración de la gravedad y  $d(\text{m})$  es la profundidad.

#### MÓDULO DE CORRIENTES

Se utiliza el concepto propuesto por De Vriend y Stive (1987), en el cual dividen el flujo en tres capas y concluyen que los términos por rotura del oleaje son los que más contribuyen a las corrientes generadas en la zona cercana a la costa. El modelo consiste en determinar las corrientes netas en el fondo, calculando la longitud de onda en el punto de rotura ( $\lambda$ ) y el esfuerzo cortante ( $\tau_b$ ), tomando en cuenta la viscosidad ( $\nu_t$ ), la tasa de disipación ( $Q_b$ ) y la fricción en el fondo ( $f_w$ ). En este trabajo se utilizó una simplificación de la ecuación de De Vriend y Stive (1987), tomando sólo los términos de rotura del oleaje y corrientes en el fondo:

$$U_{rb} = \left(\frac{1}{2} + 7 \frac{d}{\lambda}\right) \frac{d\varepsilon_b}{\rho c \nu_t \zeta_t} - Q_b \left(1 + 7 \frac{d}{\lambda}\right) \frac{E}{\rho c d \zeta_t} + (1 - Q_b) \frac{3 u_{orb}^2}{4 c} \quad 4.7$$

Los primeros dos términos corresponden a las corrientes de resaca que se generan por la rotura del oleaje, donde  $\nu_t(\text{m}^2/\text{s})$  es la viscosidad de remolino ( $\nu_t = K u_* h + M h (\varepsilon_b / \rho)^{1/3}$ ), K y M (adim.) son constantes empíricas de las

corrientes y rotura del oleaje respectivamente ( $K=0.083$ ;  $M=0.025$ ),  $u_*$  (m/s) es la velocidad de corte,  $u_{orb}$  (m/s) es la velocidad orbital en el fondo,  $\varepsilon_b$  (J/m<sup>2</sup>·s) es la tasa de disipación,  $\rho$  (kg/m<sup>3</sup>) es la densidad del agua,  $c$  (m/s) es la celeridad de la onda,  $d$  (m) es la profundidad total ( $d = h + \bar{n}$ ),  $\zeta_t$  (m) es el nivel del seno de la ola ( $\zeta_t = 0.8d$ ) y  $Q_b$  (adim.) es la proporción de olas rotas (Ec. 4.3). El último término representa las corrientes debidas a las velocidades orbitales en el fondo  $u_{orb}$  (m/s).

#### MÓDULO DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS

Depende de la batimetría, configuración del estado de mar, granulometría y velocidad de caída del sedimento. Se expresa en términos de peso sumergido considerando la asimetría, corriente neta y la pendiente de la playa. Se puede dividir en tres cálculos: transporte en la parte sumergida, *run-up* y cambios en la zona seca (en esta parte entra el análisis de la duna).

A partir de la derivación propuesta por Bailard (1981) del modelo energético de transporte de sedimentos de Bagnold (1963) para transporte por fondo y suspensión, Ranasinghe, et al (1999) proponen una expresión para calcular el transporte de sedimentos considerando el porcentaje de olas sin romper.

Tasa de transporte transversal expresada como peso sumergido,  $i_{cs}$  (N/s) (Ranasinghe, et al., 1999) :

$$\langle i_{cs} \rangle = \langle i_{asb} \rangle + \langle i_{ass} \rangle + \langle i_{scb} \rangle + \langle i_{scs} \rangle + \langle i_{slb} \rangle + \langle i_{sls} \rangle \quad 4.8$$

Los subíndices indican:

‘asb’ carga de fondo debida a asimetría de la ola

‘ass’ carga suspendida debida a asimetría de la ola

‘scb’ carga de fondo debida a corriente neta

‘scs’ carga suspendida debida a corriente neta

‘slb’ carga de fondo debida a la pendiente

‘sls’ carga suspendida debida a la pendiente

Términos por asimetría:

$$\langle i_{asb} \rangle = \frac{9}{16} B_b \frac{u_{orb}^4 \cos \alpha (1 - Q_b)}{c \sinh^2(kh)} \quad 4.9$$

$$\langle i_{ass} \rangle = \frac{9}{5\pi} B_s \frac{u_{orb}^5 \cos \alpha (1 - Q_b)}{c \sinh^2(kh)} \quad 4.10$$

Términos por corriente neta:

$$\langle i_{scb} \rangle = B_b u_{orb}^2 U_{rb} \left[ \left( \frac{1}{2} + \cos^2 \alpha \right) \cos \theta + \sin \alpha \cos \alpha \sin \alpha \right] \quad 4.11$$

$$\langle i_{scs} \rangle = 4B_s U_{rb} \cos \theta (u_3)^* \quad 4.12$$

Términos por pendiente:

$$\langle i_{slb} \rangle = B_b u_{orb}^3 (u_3)^* \frac{\tan \beta}{\tan \varphi} \quad 4.13$$

$$\langle i_{sls} \rangle = B_s \varepsilon_s u_{orb}^5 (u_5)^* \frac{\tan \beta}{W} \quad 4.14$$

Donde  $B_b$  y  $B_s$  (adim.) son constantes del transporte por carga de fondo y por suspensión respectivamente ( $B_b = \rho C_f \varepsilon_b / \tan \varphi$ ;  $B_s = \rho C_f \varepsilon_s / W$ ),  $\varepsilon_b$  y  $\varepsilon_s$  (adim.) son los factores de eficiencia por carga de fondo y suspensión respectivamente, Bagnold (1966) encontró los valores de  $\varepsilon_b = 0.13$ ,  $\varepsilon_s = 0.01$ ,  $\rho$ (kg/m<sup>3</sup>) es la densidad del agua,  $C_f$ (adim.) es el coeficiente de fricción ( $C_f = 0.5f_w$ ),  $f_w$ (adim.) es la fricción en el fondo,  $\varphi$ (°) es el ángulo de reposo ( $\tan \varphi = 0.7$ ),  $W$ (m/s) es la velocidad de caída.  $u_{orb}$ (m/s) es la velocidad orbital en el fondo,  $Q_b$ (adim.) es la proporción de olas rotas,  $c$ (m/s) es la celeridad de la ola,  $k$ (m<sup>-1</sup>) es el número de onda,  $h$ (m) es la profundidad del agua,  $\alpha$ (°) es el ángulo local respecto a la normal de la playa,  $\theta$ (°) es el ángulo de incidencia del oleaje,  $\beta$ (°) es el ángulo de la pendiente de la playa.  $U_{rb}$ (m/s) representa las corrientes netas en el fondo (Ec. 4.7),  $(u_3)^*$  y  $(u_5)^*$  son los tercer y quinto momentos respectivamente de la velocidad orbital  $u_{orb}$ .

#### 4. MODELACIÓN NUMÉRICA

La tasa de transporte volumétrico ( $q$ ) se obtiene de convertir el transporte como peso sumergido ( $i_{cs}$ ):

$$q = \frac{i_{cs}}{(\rho_s - \rho)gn} \quad 4.15$$

Donde  $\rho_s$ (kg/m<sup>3</sup>) es la densidad del sedimento,  $\rho$ (kg/m<sup>3</sup>) es la densidad del agua,  $g$ (m/s<sup>2</sup>) es la aceleración de la gravedad y  $n$ (adim.) es la porosidad del fondo.

Para obtener las nuevas profundidades se resuelve la ecuación de conservación sedimento (Ec. 4.1), considerando la estabilidad del perfil agregando el factor de la porosidad del material ( $n$ ). Así la ecuación de conservación de sedimento se define como:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{1-n} \frac{\partial q}{\partial x} \quad 4.16$$

Si la pendiente en algún punto del perfil supera el ángulo de fricción del grano se produce un desprendimiento de material de tal manera que llega al equilibrio.

La ecuación 4.16 se resuelve mediante el esquema explícito de Lax-Wendroff, que se explica más adelante, asegurando estabilidad numérica de la evolución del perfil y la conservación del sedimento.

#### MÓDULO EROSIÓN EN DUNA

Si se desea modelar de manera adecuada el retroceso de la línea de costa se debe disponer de una formulación que represente el transporte de sedimentos en la zona de ascenso y descenso. La tasa neta de transporte en esta zona es principalmente función de la pendiente local, las características del sedimento y las propiedades de la lámina de agua que asciende. Se utilizará la propuesta por Wise, et al. (1996) a partir de la teoría de Larson y Kraus (1989) que establecen que la forma de la tasa de transporte neta en la parte frontal de la playa se puede aproximar como un simple decaimiento lineal con la distancia.

Una expresión general del transporte de sedimentos en una playa con pendiente es:

$$q = B\tau_b \tan \beta_l \quad 4.17$$

Watanabe (1988) utilizó esta expresión para calcular el transporte de sedimentos total bajo olas que rompen. Donde  $B_1$ (adim.) es un coeficiente que abarca las propiedades del sedimento,  $\tau_b$ (N/m<sup>2</sup>) es el esfuerzo tangencial en el fondo ( $\tau_b = \frac{1}{2}f_w \rho u_s$ ) y  $\tan \beta_l$  es la pendiente local de la playa,  $u_s$ (m/s) es la velocidad local en la zona de *swash*, y entonces el transporte se puede expresar como función de esta:

$$q = Bu_s^3 \tan \beta_l \quad 4.18$$

Se hace una estimación de  $u_s$  considerando la velocidad de la parte frontal del vórtice de la ola ( $u_b$ ), así como la fricción y pérdidas por turbulencia son despreciables en esta parte:

$$u_b^2 = u_{bs}^2 - 2g\Delta h \quad 4.19$$

Donde  $u_{bs}$ (m/s) es la velocidad del vórtice de la ola que viaja hacia arriba en el punto  $x_s$ ,  $g$ (m/s<sup>2</sup>) es la aceleración de la gravedad y  $\Delta h$  es la diferencia de la elevación entre el centro del vórtice en  $x_s$  y en un punto específico en la zona intermareal. La ecuación 4.19 resulta de considerar el frente del vórtice de la ola como una masa de agua moviéndose hacia arriba del perfil (*run-up*) y se asume que la velocidad decrece en esta zona por una transformación de la energía cinética a energía potencial. Sustituyendo la ecuación 4.19 en la ecuación 4.18:

$$q = B \left( \sqrt{u_{bs}^2 - 2g\Delta h} \right)^3 \tan \beta_l \quad 4.20$$

El transporte en  $x_s$  se expresa como:

$$q_s = B(u_{bs}^2)^{3/2} \tan \beta_s \quad 4.21$$

Donde  $\tan \beta_s$  es la pendiente local en el punto  $x_s$ . Dividiendo la ecuación 4.21 entre la ecuación **Error! No se encuentra el origen de la referencia.** 4.20 se obtiene la forma de la distribución de la tasa de transporte en la zona intermareal:

$$\frac{q}{q_s} = \left(1 - \frac{2g\Delta h}{u_{bs}^2}\right)^{3/2} \frac{\tan \beta_l}{\tan \beta_s} \quad 4.22$$

Esto es válido para  $2g\Delta h < u_{bs}^2$ , el límite donde  $2g\Delta h = u_{bs}^2$  corresponde al *run-up* ( $Z_R$ ), y para una pendiente plana se puede aproximar  $\Delta h = \tan \beta_l(x_s - x)$ . Entonces el transporte de sedimentos en términos del *run-up* se expresa como:

$$q = q_s \left(\frac{x - x_r}{x_s - x_r}\right)^{3/2} \frac{\tan \beta_l}{\tan \beta_0} \quad 4.23$$

Donde  $x_r$  es la coordenada horizontal para el ascenso máximo,  $x_s$  es la coordenada horizontal para  $H_{rms}$ ,  $\tan \beta_l$  es la pendiente local en  $x$  y  $\tan \beta_0$  es la pendiente representativa de la zona intermareal. Conforme la pendiente local se acerca a la pendiente representativa, el factor  $\tan \beta_l / \tan \beta_0$  se hace 1 lo que implica que no se presenta efecto alguno en la tasa de transporte.

A partir del concepto de disipación de energía y utilizando la tasa de transporte de sedimentos (Ec. 4.23) se puede calcular el *run-up* (Wise, et al., 1996):

$$Z_R = 1.47H_{rms} \left(\frac{\tan \beta_0}{\sqrt{\frac{H_{rms}}{L_0}}}\right)^{0.79} \quad 4.24$$

Donde  $H_{rms}$ (m) es la altura de ola media cuadrática,  $L_0$ (m) es la longitud de onda en aguas profundas y  $\tan \beta_0$  es la pendiente representativa de la playa.

## IMPLEMENTACIÓN NUMÉRICA

Con esta base teórica se puede aplicar el modelo para resolver un caso general. El módulo hidrodinámico se resuelve utilizando un esquema de diferencias finitas, primero es necesario realizar una discretización del dominio, es decir se requiere convertir el perfil continuo en varios puntos o celdas en las que se definen las variables para cada uno. Se resuelven las ecuaciones diferenciales (Ec. 4.4-Ec. 4.6) simultáneamente para obtener las variaciones del nivel medio en cada celda y con los datos obtenidos resolver la siguiente celda, así hasta recorrer todo el perfil.

Se procede a resolver los módulos correspondientes a las corrientes y transporte de sedimentos a partir de las condiciones hidrodinámicas calculadas resolviendo las ecuaciones (Ec. 4.7, 4.8 y 4.15) de manera explícita para todo el dominio.

Con el fin de estimar las nuevas profundidades del perfil se calcula la conservación del sedimento (Ec. 4.16) por medio del esquema de Lax-Wendroff (Ec. 4.25 y 4.26), que consiste en calcular un predictor, repetir los cálculos para cada paso de tiempo y posteriormente calcular un corrector, que será la información de entrada para el siguiente paso de tiempo.

Predictor:

$$Z_i = \frac{Z_i^t + Z_{i+1}^t}{2} - \frac{1}{1-n} \frac{\Delta t}{\Delta x} \left( \frac{q_{i+1}^t + Z_i^t}{2} \right) \quad 4.25$$

Corrector:

$$Z_i^{t+1} = Z_i^t - \frac{\Delta t}{\Delta x} (q_{i+1}^t + Z_i^t) \quad 4.26$$

De esta manera se resuelve el modelo para un paso de tiempo. La nueva batimetría será el dato de entrada para el siguiente paso de tiempo, como se observa en la figura Fig. 4.1 Esquema que sigue el modelo numérico para el cálculo de la evolución del perfil de playa.

#### 4. MODELACIÓN NUMÉRICA



Fig. 4.1 Esquema que sigue el modelo numérico para el cálculo de la evolución del perfil de playa.

Para predecir la evolución del perfil después de una tormenta se debe considerar el paso de tiempo morfológico que está en función de la variación máxima del fondo admitida, utilizando el criterio de estabilidad. Se empieza en  $t = t_0$  con la batimetría inicial, con la ecuación 4.25 se calculan las variaciones en el fondo en cada paso de tiempo ( $\Delta t$ ) para recalculer el campo de oleaje, corrientes y transporte de sedimentos. Después con la ecuación 4.26 se obtiene la batimetría para cada paso de tiempo morfológico, que es con la que vuelve a entrar el modelo. Al completar la duración total del evento se llega a  $t = t_f$  y se obtiene el perfil final después de una tormenta y su evolución en el tiempo.

### MODELACIÓN NUMÉRICA CON CSHORE

#### DESCRIPCIÓN DEL MODELO

CSHORE es un modelo promediado en el tiempo, asume uniformidad a lo largo de la costa y predice la tasa de transporte transversal por fondo y suspensión bajo la acción combinada del oleaje y corrientes.

En la Fig. 4.2 se observa el oleaje incidente oblicuo a la costa que se asume unidireccional, donde  $x$  es transversal a la costa y positivo conforme se acerca a esta, y  $y$  es la coordenada a lo largo de la costa positiva en la dirección del oleaje. Las corrientes transversales y longitudinales son  $U$  y  $V$  respectivamente. El límite del mar se toma después de la zona de surf, donde el *setup* del oleaje es muy pequeño. Se asume  $\theta < 80^\circ$  para garantizar que las olas se propagan hacia tierra. La velocidad y dirección del viento a 10 m sobre la superficie del agua quedan indicados con  $W_{10}$  y  $\theta_w$  respectivamente.

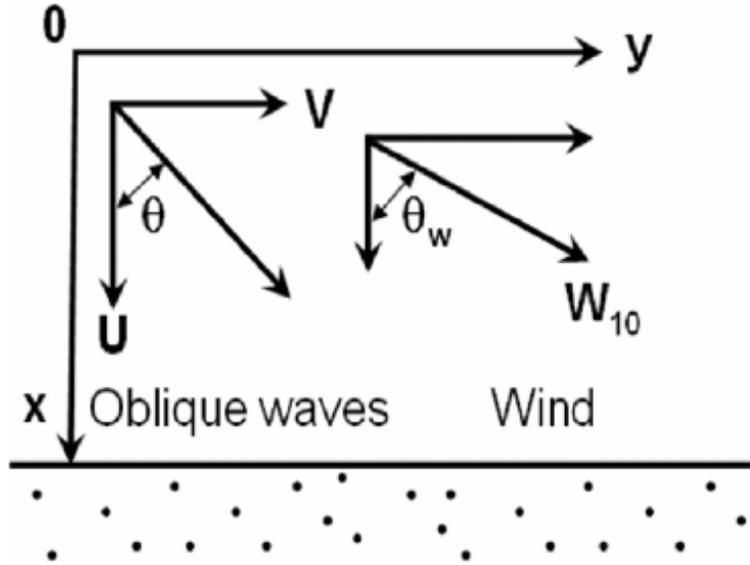


Fig. 4.2 Esquema de incidencia de oleaje irregular y viento en una playa.

### Oleaje y corrientes

El modelo numérico se basa en las ecuaciones, promediadas en el tiempo e integradas en la profundidad, de continuidad y conservación del momento de energía. El modelo predice la variación transversal de la media ( $\bar{\eta}$ ) y la desviación estándar de la elevación de la superficie libre ( $\sigma_{\eta}$ ) así como la media y desviación estándar de la velocidad del flujo transversal integrado en profundidad  $\bar{U}$  ( $\sigma_T$ ).

Ecuación de continuidad del flujo:

$$\frac{\partial}{\partial x}(Q_x) = 0 \quad 4.27$$

Donde  $Q_x$  ( $\text{m}^2/\text{s}$ ) es el flujo volumétrico transversal promediado en el tiempo:

$$Q_x = \bar{h}\bar{U} + \frac{g\sigma_{\eta}^2}{C} \cos\theta \quad 4.28$$

Donde  $\bar{h}$  (m) es la profundidad media del agua ( $\bar{h} = \bar{\eta} + S - z_b$ ),  $\bar{\eta}$  (m) es el nivel medio del mar,  $S$  (m) es la sobreelevación por tormenta (constante en todo el dominio) y  $z_b$  (m) es la profundidad de cada celda.  $\bar{U}$  (m/s) representa las corrientes promediadas en el tiempo y en la profundidad.  $g\sigma_{\eta}^2/C$  ( $\text{m}^2/\text{s}$ ) es el flujo volumétrico debido a las olas propagándose en la dirección  $\theta$  ( $^{\circ}$ ).

#### 4. MODELACIÓN NUMÉRICA

La profundidad media del agua  $\bar{h}$  y las corrientes  $\bar{U}$  se calculan utilizando las ecuaciones de continuidad (Ec. 4.27) y de momento (Ec. 4.32) que se resuelven por medio del método de diferencias finitas.

La ecuación 4.28 requiere que  $Q_x$  sea constante e igual a la tasa de rebase ( $q_0$ ), por lo que:

$$\bar{h}\bar{U} + \frac{g\sigma_\eta^2}{C} \cos\theta = q_0 \quad 4.29$$

$\bar{U}$  es negativa y hacia el mar porque  $\cos\theta > 0$  si  $q_0 = 0$ , lo que implica que no hay rebase. El ángulo de incidencia  $\theta$  se calcula usando la ecuación de irrotacionalidad del número de onda, que se reduce a la ley de Snell por uniformidad de la costa:

$$k\sin\theta = cte \quad 4.30$$

El valor de la constante se obtiene a partir de  $\theta$ ,  $\bar{h}$  y  $T_p$  especificados en  $x = 0$ . Para encontrar el valor de número de onda ( $k$ ) y la frecuencia angular ( $\omega$ ) se resuelve iterativamente la relación de dispersión (Ec. 4.31) utilizando el método de Newton-Raphson:

$$\omega^2 = kg \tanh(k\bar{h}) \quad ; \quad \omega_p = \omega + \frac{k(Q_x \cos\theta)}{\bar{h}} \quad 4.31$$

Donde  $\omega(s^{-1})$  es la frecuencia angular;  $k (m^{-1})$  es el número de onda;  $\omega_p(s^{-1})$  es la frecuencia angular absoluta ( $\omega_p = 2\pi/T_p$ ),  $Q_x(m^2/s)$  es el flujo volumétrico promediado en el tiempo en la dirección  $x$ ,  $\theta(^{\circ})$  es el ángulo de incidencia del oleaje,  $g(m/s^2)$  es la aceleración de gravedad y  $\bar{h}(m)$  es la profundidad.

Ecuación de momento:

$$\frac{d}{dx} \left( S_{xx} + \rho \frac{Q_x^2}{\bar{h}} \right) = -\rho g \bar{h} \frac{d\bar{\eta}}{dx} - \tau_{bx} + \tau_{sx} \quad 4.32$$

Donde  $S_{xx}(J/m^2)$  es el tensor de radiación,  $\bar{h}(m)$  es la profundidad media del agua,  $\rho(kg/m^3)$  es la densidad del agua,  $g(m/s^2)$  es la aceleración de la gravedad,  $\frac{d\bar{\eta}}{dx}$  es la variación del nivel medio del mar y  $\tau_{bx}$  y  $\tau_{sx}$  ( $N/m^2$ ) son los esfuerzos cortantes en el fondo y en la superficie respectivamente.

La ecuación de energía está dada por:

$$\frac{d}{dx} \left[ \frac{E}{\omega} \left( C_g \cos\theta + \frac{Q_x}{\bar{h}} \right) \right] = - \frac{D_B + D_F}{\omega} \quad 4.33$$

$D_B$  y  $D_F$  (adim.) son las tasas de disipación de energía por rotura y por fricción del fondo respectivamente.  $E$  (J) es la energía específica del oleaje ( $E = \rho g \sigma_\eta$ ) con  $H_{rms} = \sqrt{8} \sigma_\eta$ ,  $C_g$  (m/s) es la celeridad de grupo,  $\omega$  (s<sup>-1</sup>) es la frecuencia angular (Ec. 4.31),  $Q_x$  (m<sup>2</sup>/s) es el flujo volumétrico transversal y  $\bar{h}$  (m) es la profundidad.

$D_B$  se calcula usando la fórmula de Battjes and Stive (1978) modificada por Kobayashi, et al. (2005) quienes toman en cuenta la pendiente local y extiende el cálculo a la parte más baja de la zona de *swash*:

$$D_B = \frac{\rho g a_s Q H_B^2}{4T} \quad 4.34$$

Donde  $\rho$  (kg/m<sup>3</sup>) es la densidad del agua,  $g$  (m/s<sup>2</sup>) es la aceleración de la gravedad,  $Q$  (adim.) es la fracción de olas rotas;  $Q=0$  cuando ninguna ola rompe y  $Q=1$  cuando todas las olas rompen,  $H_B$  (m) es la altura de ola al romper y  $T$  (s) es el periodo de la ola ( $T = 2\pi/\omega$ ).  $a_s$  es un parámetro de pendiente (que es el radio entre la longitud de onda y la distancia horizontal); el límite más bajo de  $a_s$  es 1 que corresponde a la fórmula de Battjes and Stive (1978) donde asumen  $H_B = H_m$ :

$$H_m = \frac{0.88}{k} \tanh \left( \frac{\gamma k \bar{h}}{0.88} \right) \quad 4.35$$

Donde  $\gamma$  (adim.) es el parámetro de rotura,  $k$  (m<sup>-1</sup>) es el número de onda y  $\bar{h}$  (m) es la profundidad.  $\gamma$  se encuentra en el rango de 0.5 y 1.0 (Kobayashi, et al., 2007b) que debe ser calibrado con datos de campo o en su defecto tomar  $\gamma = 0.7$

Por otro lado  $D_F$  se expresa como:

$$D_F = \frac{1}{2} \rho f_b \sigma_T^3 G_f \quad 4.36$$

#### 4. MODELACIÓN NUMÉRICA

Donde  $f_b$  (adim.) es el coeficiente de fricción que debe ser calibrado de acuerdo al tipo de sedimento, para arenas se utiliza  $f_b = 0.01$ ,  $\sigma_T$  (m/s) es la desviación estándar de la velocidad (supuesta como Gaussiana) promediada en la profundidad  $U_T$  y  $G_f$  queda dada por:

$$G_f = \int_{-\infty}^{\infty} F_a^3 f(r) dr \quad 4.37$$

$F_a$  es una función de la desviación estándar de las corrientes ( $\sigma_T$ ) y  $r$  es una variable Gaussiana ( $r = \frac{U_T}{\sigma_T}$ ) cuya función de densidad de probabilidad es:

$$f(r) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{r^2}{2}\right) \quad 4.38$$

Se utiliza teoría lineal para expresar  $U_T$  en términos de la elevación de la superficie libre oscilatoria:

$$U_T = \frac{C}{h} (\eta - \bar{\eta}) \quad 4.39$$

#### **Transporte de sedimentos en la parte sumergida**

El sedimento se asume uniforme y es caracterizado por su diámetro medio ( $D_{50}$ ), velocidad de caída ( $w_f$ ) y gravedad específica ( $s$ ).

Primero se usa el parámetro de Shields ( $\psi_c$ ) para estimar la variación espacial del punto donde se mueve el sedimento que se tomará como  $\psi_c = 0.05$ . El esfuerzo cortante en el fondo instantáneo está dado por:

$$\tau'_b = 0.5 \rho f_b U^2 \quad 4.40$$

Donde  $\rho$  (kg/m<sup>3</sup>) es la densidad del agua,  $f_b$  es el coeficiente de fricción y  $U_T$  (m/s) es la corriente (Ec. 4.39). El movimiento del sedimento ocurre cuando  $\tau'_b > \rho g (s - 1) \psi_c$ .

#### 4. MODELACIÓN NUMÉRICA

Segundo, se calcula la variación espacial del grado de suspensión de sedimento usando la aproximación propuesta por Kobayashi, et al. (2005), quienes probaron que las velocidades medidas en el fondo están relacionadas con la energía de disipación debida a la fricción del fondo:

$$u'_f = \left(\frac{D_F}{\rho}\right)^{1/3} \quad 4.41$$

Donde  $D_F$ (kg/ms<sup>2</sup>) es la tasa de disipación de energía por fricción del fondo y  $\rho$ (kg/m<sup>3</sup>) es la densidad del agua. Se asume que la probabilidad de que ocurra la suspensión ( $P_s$ ) es igual a la probabilidad que ocurra movimiento de sedimento ( $P_b$ ).

Tercero, se calcula el transporte por suspensión  $q_{sx}$  y transporte por fondo  $q_{bx}$ .

Tasa de transporte por suspensión:

$$q_{sx} = a_x \bar{U} V_s \quad 4.42$$

Donde  $a_x$  es un parámetro empírico de carga suspendida calculado a partir del ángulo de fricción ( $\phi$ ) y de la pendiente del perfil ( $S$ ),  $\bar{U}$ (m/s) es la corriente de resaca. El transporte por suspensión es negativo (el sedimento se mueve hacia el mar) porque se calcula a partir de la corriente de resaca que es también negativa (hacia el mar).  $V_s$ (m<sup>3</sup>) es el volumen de sedimento suspendido, que está en función de la pendiente y las tasas de disipación de energía ( $D_B$  y  $D_F$ ):

$$V_s = P_s \frac{e_B D_B + e_F D_F}{\rho g (\rho_s - 1) w_f} (1 + S^2)^{0.5} \sqrt{1} \quad 4.43$$

Donde  $P_s$  es la probabilidad de ocurrencia de suspensión del sedimento,  $\rho_s$ (kg/m<sup>3</sup>) es el peso específico del sedimento,  $\rho$ (kg/m<sup>3</sup>) es la densidad del agua,  $g$ (m/s<sup>2</sup>) es la aceleración de la gravedad,  $w_f$ (m/s) es la velocidad de caída del sedimento y  $S$  es la pendiente del fondo marino.  $e_B$  y  $e_F$  son factores de eficiencia para las tasas de disipación de energía por rotura ( $D_B$ ) y por fricción del fondo ( $D_F$ ) respectivamente; estos factores deben ser calibrados de ser posible medir  $V_s$ , en este caso se tomarán:  $e_B = 0.005$ ,  $e_F = 0.01$  (Kobayashi, et al., 2007b).

Tasa de transporte por carga de fondo:

$$q_{bx} = \frac{b P_b}{g (\rho_s - 1)} \sigma_T^3 G_s \quad 4.44$$

#### 4. MODELACIÓN NUMÉRICA

Donde  $b$ (adim.) es un parámetro empírico de carga por fondo, se tomará  $b = 0.002$  utilizando la calibración de Kobayashi, et al. (2008),  $P_b$  es la probabilidad de ocurrencia de movimiento del sedimento,  $\rho_s$ (kg/m<sup>3</sup>) es el peso específico del sedimento,  $g$ (m/s<sup>2</sup>) es la aceleración de la gravedad y  $\sigma_T$ (m/s) es la desviación estándar de las corrientes ( $U$ ).  $G_s$  es una función de la pendiente del fondo marino:

$$\begin{aligned}
 G_s &= \frac{\tan \phi}{\tan \phi + S} && \text{para } \tan \phi < S < 0 \\
 G_s &= \frac{\tan \phi - 2S}{\tan \phi - S} && \text{para } 0 < S < \tan \phi \\
 G_s &= 1 && \text{para } S = 1
 \end{aligned}
 \tag{4.45}$$

El transporte transversal por carga de fondo genera la formación de rizos y barras y el transporte por suspensión provocado durante tormentas genera movimiento hacia el mar, por lo tanto la condición de  $q_{sx} + q_{bx} = 0$  indica un equilibrio sedimentario, que es el perfil de equilibrio popularizado por Dean (1991).

Por último hay que considerar que estas tasas de transporte son válidas para la zona sumergida, que termina en el punto  $x = x_r$  (donde  $\bar{h} < 1\text{cm}$ ), no existe información para el transporte suspendido y por carga en las zonas donde se moja y seca intermitentemente. Kobayashi, et al. (2008) proponen la siguiente ecuación para el transporte en este punto:

$$q_x = q_{xr} \frac{(x_e - x)}{(x_e - x_r)}
 \tag{4.46}$$

Donde  $q_{xr}$  es el transporte en  $x = x_r$ ,  $x_r$  es el límite del perfil donde acaba la parte sumergida y  $x_e$  es el límite hacia tierra donde empieza la zona de escarpe. La ecuación 4.46 se puede aplicar para perfiles con dunas muy altas y anchas. En este modelo se consideran otras formulaciones para calcular el rebase y *overwash* de las dunas (Ec. 4.55 y 4.56).

#### **Evolución del perfil**

Para calcular el cambio del perfil se resuelve la ecuación de continuidad del sedimento:

$$(1 - n_p) \frac{\partial z_b}{\partial t} + \frac{\partial q_x}{\partial x} = 0
 \tag{4.47}$$

Donde  $n_p$ (adim.) es la porosidad del sedimento, para arenas se toma  $n_p = 0.4$ ,  $t$ (s) es el tiempo morfológico para el cambio de la elevación del fondo  $z_b$ (m). La ecuación 4.47 se resuelve utilizando un esquema numérico de Lax Wendroff.

### Run-up de oleaje irregular

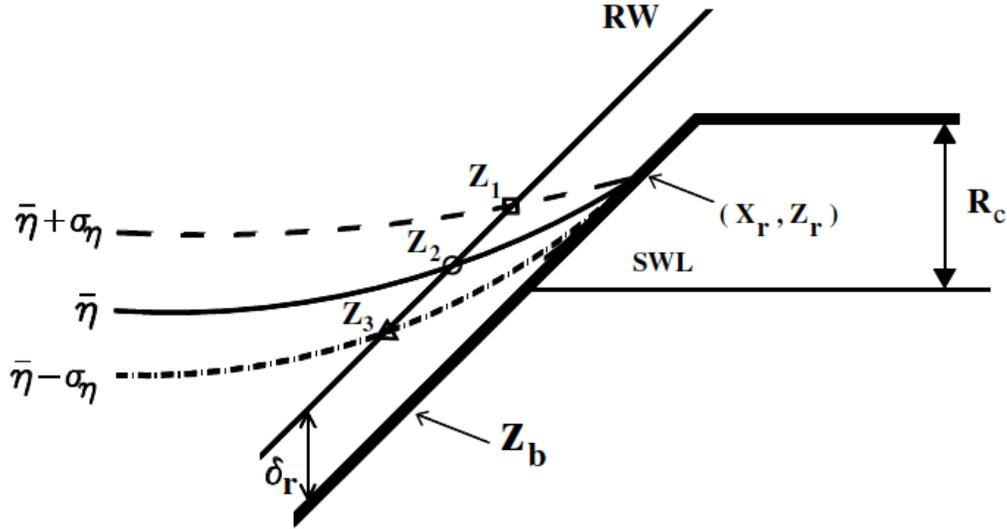


Fig. 4.3 Esquema que explica el modelo probabilístico para run-up de oleaje irregular.

Kobayashi, et al. (2008) propusieron un modelo probabilístico para el *run-up* de oleaje irregular (Fig. 4.3) Los cambios en la línea de costa se miden con una línea de *run-up*  $RW$  (por sus siglas en inglés: *run-up wire*) situada paralela al perfil  $Z_b$  a una altura  $\delta_r$  y mide la elevación instantánea  $\eta_r$  sobre el nivel medio del agua. El punto  $(X_r, Z_r)$  corresponde al límite de la zona sumergida con la parte seca. La media  $\bar{\eta}_r$  y la desviación estándar  $\sigma_r$  de  $\eta_r$  se estiman a partir de las variaciones de  $\bar{\eta}(x)$  y  $\sigma_\eta(x)$  de la elevación de la superficie libre  $\eta$ :

$$\bar{\eta}_r = (Z_1 + Z_2 + Z_3) \quad ; \quad \sigma_r = \frac{(Z_1 - Z_3)}{2} \quad 4.48$$

Las elevaciones  $Z_1$ ,  $Z_2$ , y  $Z_3$  se obtienen del  $RW$  dado  $(Z_b + \delta_r)$  y corresponden a:

$$\begin{aligned} Z_1 &= (\bar{\eta}_r + \sigma_r) \\ Z_2 &= (\bar{\eta}_r) \\ Z_3 &= (\bar{\eta}_r - \sigma_r) \end{aligned} \quad 4.49$$

La altura del *run-up* se define como la altura de la cresta sobre el nivel del mar (*SWL*) de la variación temporal de  $\eta_r$ . La probabilidad de distribución de las olas sobre el nivel medio del mar se da con la distribución de Rayleigh (Kobayashi & de los Santos, 2007):

$$P(R) = \exp \left[ -2 \left( \frac{R - \bar{\eta}_r}{R_{1/3} - \bar{\eta}_r} \right)^k \right] \quad 4.50$$

Donde  $P(R)$  es la probabilidad de excedencia del *run-up*  $R_u$  sobre el nivel del mar,  $R_{1/3}$  es el la altura significativa del *run-up*, definida a partir del promedio de los valores más altos del  $R_u$ ,  $\bar{\eta}_r$  es la media de la superficie libre  $\eta_r$ :

$$R_{1/3} = \bar{\eta}_r + (2 + S_r)\sigma_r \quad 4.51$$

$S_r$  es la pendiente representativa de la zona del *swash* ( $S_r = (Z_1 - Z_3)/(x_1 - x_3)$ )

### Variaciones del perfil en la zona de *swash*

La profundidad instantánea  $h(m)$  en el punto  $x$  depende de la hidrodinámica en la zona de *swash* y es descrita probabilísticamente en vez de en su dominio del tiempo, haciendo la misma suposición que en la ecuación 4.38 que se reduce a la distribución Gaussiana:

$$f(h) = \frac{P_w^2}{\bar{h}} \exp \left( -P_w \frac{h}{\bar{h}} \right) \quad 4.52$$

Donde  $P_w$  es la probabilidad de que  $h > 0$ ,  $\bar{h}(m)$  es la profundidad media en la parte del perfil que dura mojado. La probabilidad de estar seco ( $h = 0$ ) es igual a  $1 - P_w$ .

Las corrientes  $U(m/s)$  dependen del punto  $x$  y del tiempo relacionándose con la profundidad  $h(m)$  de la zona del *swash*:

$$U = \alpha \sqrt{gh} + U_s \quad 4.53$$

Donde  $\alpha$ (adim.) es una constante positiva relacionada con el flujo supercrítico ( $\alpha = 2$ ) y  $U_s(m/s)$  es la velocidad constante que puede variar con  $x$ .

#### 4. MODELACIÓN NUMÉRICA

Para el cálculo de las tasas de transporte  $q_{sx}$  y  $q_{bx}$  se toman los mismos supuestos que en el transporte en la parte sumergida; para el movimiento de las partículas se asume que ocurre cuando el esfuerzo cortante por fondo excede el esfuerzo cortante crítico (Ec. 4.40) y para que el sedimento se ponga en suspensión se asume que ocurre cuando la velocidad instantánea excede la velocidad de caída del sedimento (Ec. 4.41). En la zona de *swash* el volumen de sedimento en suspensión queda definido como:

$$V_s = P_s V_{Bf} (1 + S_{bx}^2)^{0.5} \quad 4.54$$

Donde  $P_s$  es la probabilidad de que el sedimento se ponga en suspensión,  $V_{Bf}$ (adim.) es el potencial del volumen suspendido, se asume constante de tal manera que  $V_s$  sea continuo en  $x = x_{swl}$  y  $S_{bx}$  es la pendiente del perfil.

Utilizando la ecuación 4.42 Kobayashi, et al. (2009) estimaron la tasa de transporte en suspensión en la zona de *swash*:

$$q_{sx} = (a_x \bar{U} + a_0 U_0) V_s \quad 4.55$$

Donde  $\bar{U}$ (m/s) es la corriente media,  $a_x$ (adim.) es un parámetro que depende de la pendiente, se toma  $a_x = 1$  en la cresta de la duna para no sobre estimar el *overwash*,  $a_0$ (adim.) es un parámetro que se debe calibrar dependiendo los datos de *overwash*,  $U_0$ (m/s) es la corriente de retorno debida a la tasa de rebase  $q_0$  ( $U_0 = q_0/\bar{h}$ ) que es significativa únicamente en la zona donde  $h$  es muy baja.

Utilizando la ecuación 4.44 la tasa de transporte por carga de fondo en la zona de *swash* queda dada por:

$$q_{bx} = \frac{b P_b \sigma_U^3}{g(\rho_s - 1)} G_s \quad 4.56$$

Donde  $P_b$  es la probabilidad que ocurra transporte por carga de fondo,  $\sigma_U$ (m/s) es la desviación estándar de las corrientes transversales  $U$ (m/s) y la función  $G_s$  queda dada por la ecuación 4.45.

#### 4. MODELACIÓN NUMÉRICA

Por último las tasas de transporte se promedian en la zona donde se empalman la zona sumergida y la zona mojada intermitentemente en  $x_{SWL} < x < x_r$  para suavizar la transición. Y se resuelve numéricamente la ecuación de continuidad (Ec. 4.47) para obtener las profundidades en el siguiente paso de tiempo.

#### SENSIBILIDAD DEL MODELO

El modelo CSHORE incluye ocho parámetros como datos de entrada para el cálculo del transporte de sedimentos y la evolución del perfil. Estos parámetros son el diámetro medio  $D_{50}$ , velocidad de caída del sedimento  $W_f$ , peso específico relativo  $s$ , ángulo de fricción  $\varphi$ , parámetro empírico de carga por fondo  $b$ , parámetro empírico de carga suspendida  $a$ , eficiencia de suspensión de sedimento debida a la rotura del oleaje  $e_B$  y eficiencia de suspensión de sedimento debida a la fricción del fondo  $e_f$ . Los valores predeterminados del modelo se muestran en la tabla Tabla 4.1. Los primeros cuatro parámetros corresponden a las características físicas del sedimento que comprende el perfil de playa, los otros parámetros son libres y deben ser calibrados.

Para determinar la sensibilidad de los parámetros del sedimento se ejecutó con los valores iniciales por defecto para todos menos uno como datos de entrada; la variable se cambiaba sistemáticamente dentro de un rango de valores razonables dejando las otras variables constantes con sus valores predeterminados (Kobayashi, 2013).

Tabla 4.1 Parámetros determinados de CSHORE (Kobayashi, 2013)

Parámetro	Valor predeterminado	Unidades
$a$	0.2	Adim.
$b$	0.002	Adim.
$D_{50}$	0.246	mm
$e_B$	0.005	Adim.
$e_F$	0.01	Adim.
$s$	2.6	Adim.
$W_f$	0.034	m/s
$\gamma'$	0.7	Adim.

El parámetro de carga por fondo  $b$  controla la magnitud del transporte de sedimento debido a la carga por fondo. Si el valor de  $b$  se incrementa se reduce la erosión en la zona de *swash* y para valores más altos se observa una

#### 4. MODELACIÓN NUMÉRICA

acumulación de sedimento hacia la costa, al disminuir el valor de  $b$  el sedimento se acomoda más hacia el mar, valores de  $b$  mayores a 0.005 resultan en una acreción en la berma poco creíble en la naturaleza. El parámetro de carga suspendida  $a$  controla el balance entre el transporte de sedimento suspendido dirigido hacia el mar debido a las corrientes de retorno, aumentando los valores de  $a$  se generará mayor erosión cerca del mar y el volumen de sedimento se acomodará en forma de barra más hacia la costa. El parámetro de disipación de energía por rotura controla la magnitud del transporte de sedimento, si se aumenta el valor de  $e_B$  crece la concentración de sedimento suspendido en la zona de rompientes y se incrementa la erosión estimada en la costa y la acumulación en la barra sumergida. La concentración de sedimento suspendido también es controlada por el parámetro de disipación de energía debida a la fricción de fondo, de la misma manera que  $e_B$  si se incrementa el valor de  $e_f$  tiende a aumentar la erosión en la costa. Dado que la disipación por rotura o por fricción de fondo son mecanismos de suspensión importantes en diferentes regiones del perfil, el incremento de ambos parámetros puede generar una predicción de evolución de perfiles divergentes. CSHORE es más sensible a los cambios en los parámetros  $a$  y  $e_B$  disipación de energía por rotura del oleaje que a cambios significativos de los parámetros  $b$  y  $e_f$ .

#### CALIBRACIÓN DEL MODELO

Los parámetros del sedimento se calibraron en base a las pruebas de laboratorio preliminares (Cap. 3) utilizando el perfil sin berma (Fig. 4.4) y el perfil con berma (Fig. 4.5) ambos sin vegetación con oleaje de baja energía ( $T_p = 0.894$  s y  $H_s = 0.05$  m). En la tTabla 4.2 se muestran los valores para los parámetros que se utilizaron en las modelaciones numéricas en CSHORE.

#### 4. MODELACIÓN NUMÉRICA

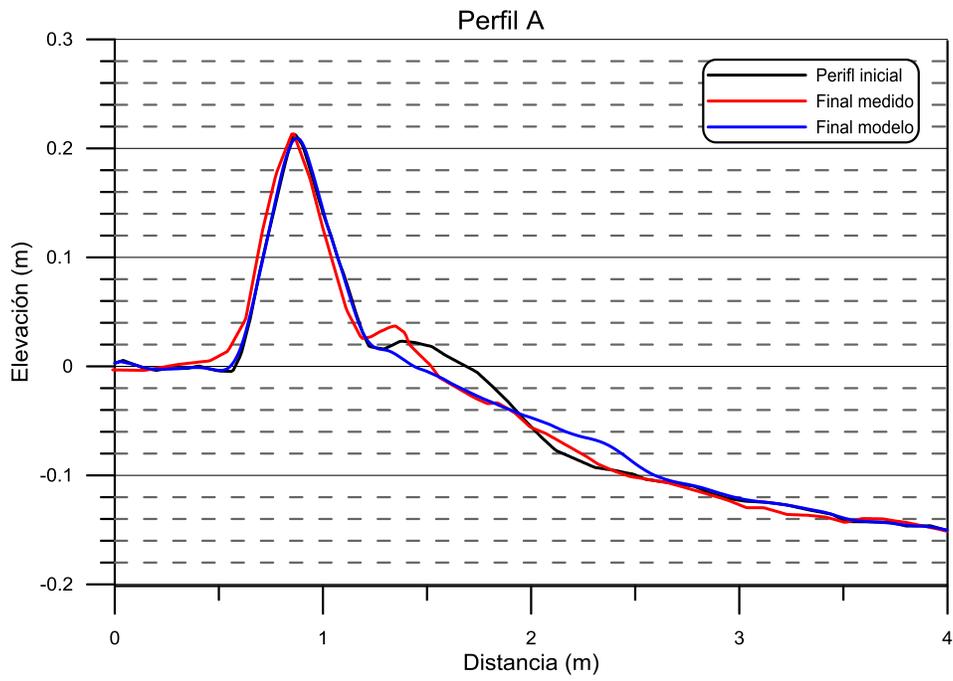


Fig. 4.4 Perfil con berma bajo condiciones de baja energía.

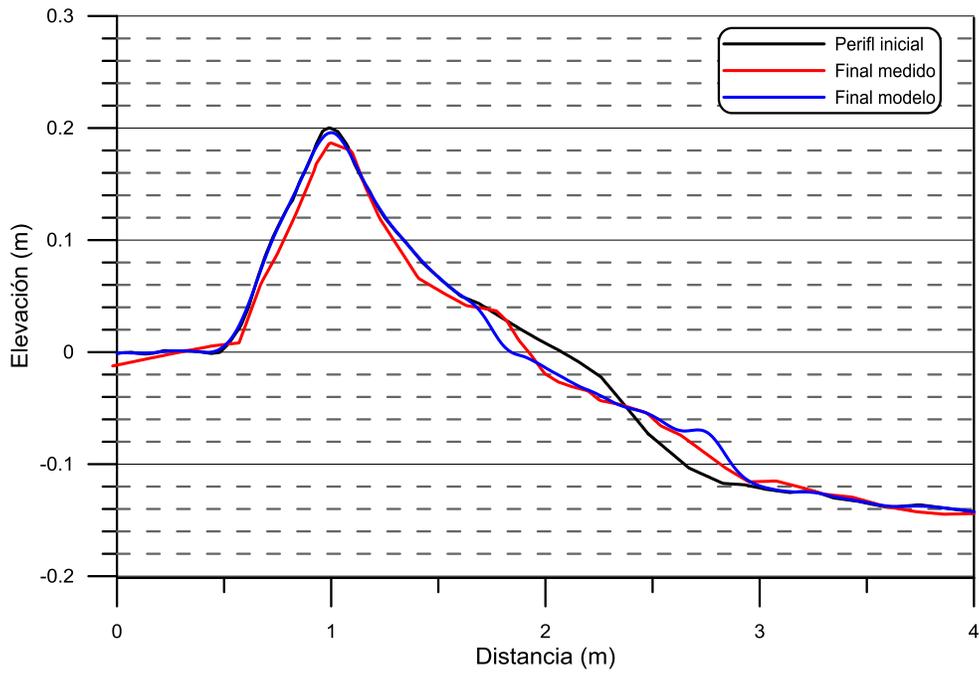


Fig. 4.5 Perfil sin berma bajo condiciones de baja energía.

#### 4. MODELACIÓN NUMÉRICA

Tabla 4.2 Valores de los parámetros utilizados en la modelación numérica.

Parámetro	Valor	Unidades
$D_{50}$	0.142	mm
$W_f$	0.015	m/s
$s$	2.7	Adim.
$e_B$	0.005	Adim.
$e_F$	0.01	Adim.
$a$	1.4	Adim.
$a_0$	0.1	Adim.
$\tan \emptyset$	5.6	Adim.
$b$	0.005	Adim.
$RWH$	0.02	m
$\gamma'$	0.8	Adim.
$n$	0.4	Adim.
$\psi_c$	0.05	Adim.

Para los parámetros relacionados con el sedimento  $D_{50}$ ,  $W_f$  y  $s$  se utilizaron los valores de la arena utilizada en el modelo físico a partir de la curva granulométrica calculada (Cap. 3). Los parámetros de disipación de energía debido a la rotura del oleaje  $e_B$  y debido a la fricción del fondo  $e_f$  se dejaron con los valores predeterminados puesto que al variarlos se alejaban de lo obtenido en laboratorio, estos valores se utilizan en el modelo para el cálculo del volumen de sedimento suspendido  $V_s$  (Ec. 4.43), es necesario que  $e_B < e_f$  debido a que la turbulencia generada por la rotura del oleaje decae antes de que el sedimento se pueda poner en suspensión. Tanto el parámetro de carga suspendida  $a$ , utilizado para calcular la tasa de transporte por suspensión (Ec. 4.42) y el parámetro de carga por fondo  $b$ , utilizado para calcular la tasa de transporte por carga de fondo (Ec. 4.44), quedaron más altos que los valores recomendados porque la evolución del perfil está altamente dominada por estos, ya que impactan directamente en el aumento o disminución de la suspensión del sedimento debido a la disipación del oleaje. Para el cálculo del transporte de sedimentos en la zona de *swash* (Ec. 4.55) se necesita calibrar el parámetro de carga por suspensión asociado al rebase  $a_0$  y se definieron valores bajos dentro del rango típico debido a que valores muy altas sobreestimaban el rebase de la duna y generaba inundación en la parte trasera de la duna. El ángulo de fricción del sedimento  $\tan \emptyset$  se definió con un valor tan alto debido a que la arena se encuentra mojada, la pendiente del fondo marino (Ec. 4.45) está en función de dicho parámetro y se utiliza para calcular la tasa de transporte por carga de fondo. El parámetro empírico de rotura se establece como  $\gamma' = 0.78$  (Ec. 1.6), el modelo CSHORE le asigna por default el valor de 0.7, para estas modelaciones se tomó

#### 4. MODELACIÓN NUMÉRICA

un valor de 0.8, ambos son muy cercanos a 0.78. El parámetro de Shields  $\psi_c$  estima la variación espacial del punto donde se mueve el sedimento, que permite el cálculo del esfuerzo cortante del fondo (Ec. 4.41), la porosidad  $n$  se considera para calcular el cambio del perfil resolviendo la ecuación de continuidad del sedimento (Ec. 4.47), ambos parámetros se mantuvieron con los valores predeterminados porque son los valores característicos para la arena usada en la modelación física. Por último para el cálculo del *run-up* se tomó el valor predeterminado del *run-up wire RWH* (Fig. 4.3) de CSHORE considerando que son modelaciones a pequeña escala.

# CAPÍTULO 5 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

## MODELO FÍSICO

En esta sección se muestran los resultados obtenidos del modelo físico con el fin de evaluar la evolución morfológica que tienen dos tipos de perfil con duna bajo diferentes condiciones hidrodinámicas. Se presenta la discusión de la influencia de la vegetación para contener la erosión de las dunas, así como los efectos del porcentaje de cobertura vegetal y se describe el tipo de erosión presentada en cada caso de acuerdo con la clasificación que hace Sallenger (2000) sobre los modos de erosión (Cap. 2). Las características de cada perfil y las condiciones hidrodinámicas para cada tormenta modelada se encuentran en el capítulo 3.

## PERFILES CON BERMA

Para la tormenta 1 (Fig. 5.1) se observa que los perfiles finales son muy parecidos, en todos ocurre una leve erosión de la duna en la parte frontal que se acomoda al pie de esta y en la berma, el perfil AT7, que tiene una cobertura vegetal alta, presenta menor erosión, ubicada en el mismo lugar de la duna que los perfiles AT1 AT4 y AT10 (cobertura nula, media y baja). El tipo de erosión que se presenta en la duna con esta tormenta es *collision*. Se puede observar que desde donde acaba la berma hasta donde empieza el agua se presenta disminución de arena generando retroceso de la línea de costa, este sedimento es acumulado en el perfil bajo en la zona donde la pendiente es más pronunciada.

La tormenta 2 (Fig. 5.2) genera menos erosión en los perfiles vegetados que en el perfil sin vegetación, se puede observar que los perfiles AT5, AT8 y AT11 no cambian mucho en su forma final entre ellos presentando un tipo de erosión *swash*, mientras que el perfil AT2 (con cobertura vegetal nula) presenta un tipo de erosión *collision*. De la misma manera que ocurre con la tormenta 1, la arena es depositada a pie de la duna y en la berma pero en este caso después de la berma los perfiles son muy similares al original, y nuevamente en la zona sumergida hay acreción en la parte donde la pendiente es pronunciada.

## 5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la tormenta 3 (Fig. 5.3), que tiene condiciones más extremas que las tormentas 1 y 2, se observa que para el perfil AT3 (sin vegetación) se presenta *overwash* que erosiona la cresta de la duna y la deposita en la parte posterior. Los perfiles vegetados AT6, AT9 y AT12 presentan un tipo de erosión *collision* depositando la arena de la duna al pie de esta y en la parte sumergida del perfil donde la pendiente es más pronunciada. En este caso para las coberturas intermedias los perfiles se comportan similar, pero se reconoce una diferencia sustancial entre el tipo de erosión y el material erosionado con la cobertura vegetal alta y sin cobertura vegetal, lo que indica que a mayor cobertura mayor protección. La línea de costa se encuentra prácticamente en el mismo punto y al igual que en las otras dos tormentas se genera acumulación al principio de la parte sumergida del perfil.

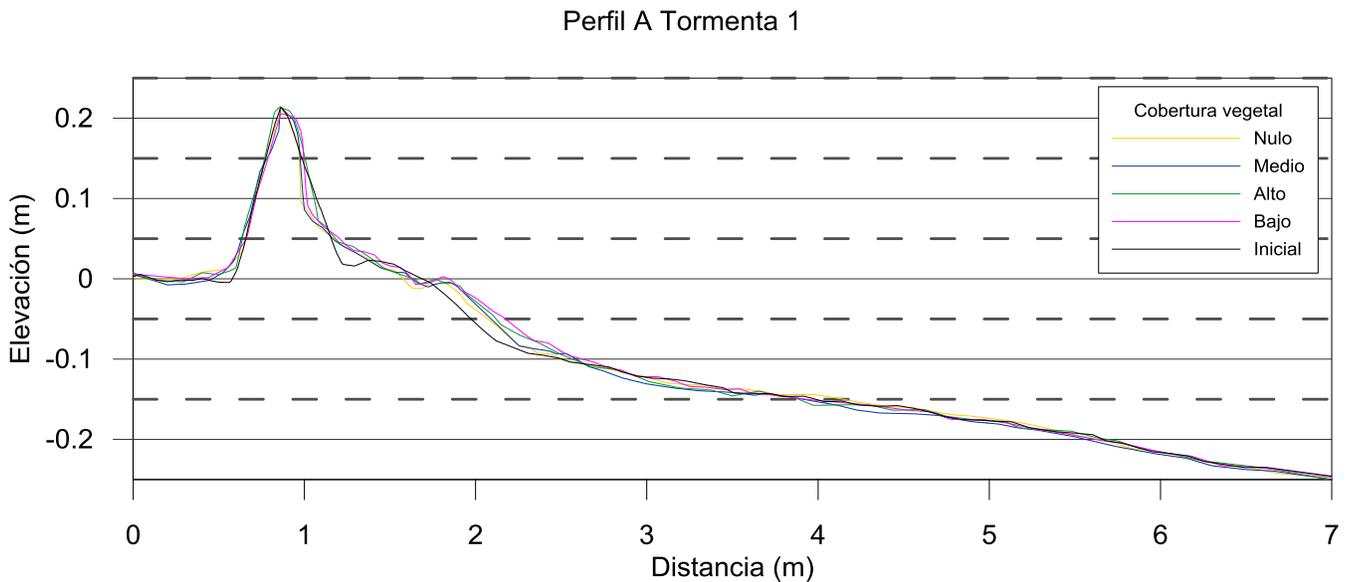


Fig. 5.1 Perfiles con berma con diferentes coberturas vegetales, condiciones de tormenta:  $H_s=0.1$  m,  $T_p=1.11$  s,  $t=900$ s

## 5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Perfil A Tormenta 2

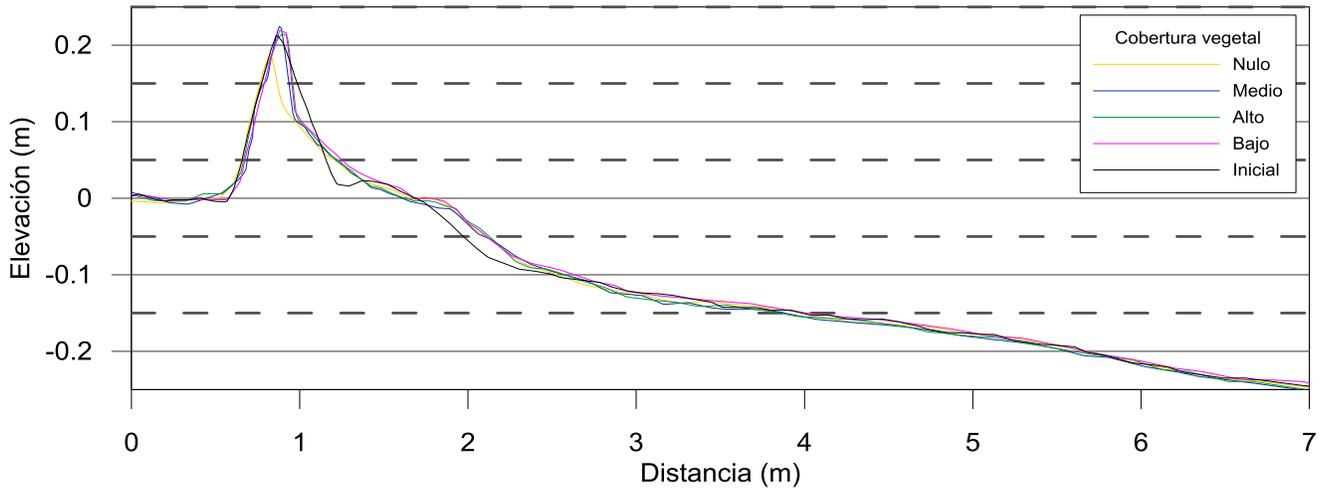


Fig. 5.2 Perfiles con berma con diferentes coberturas vegetales, condiciones de tormenta:  $H_s=0.1$  m,  $T_p=1.56$  s,  $t=900$ s

Perfil A Tormenta 3

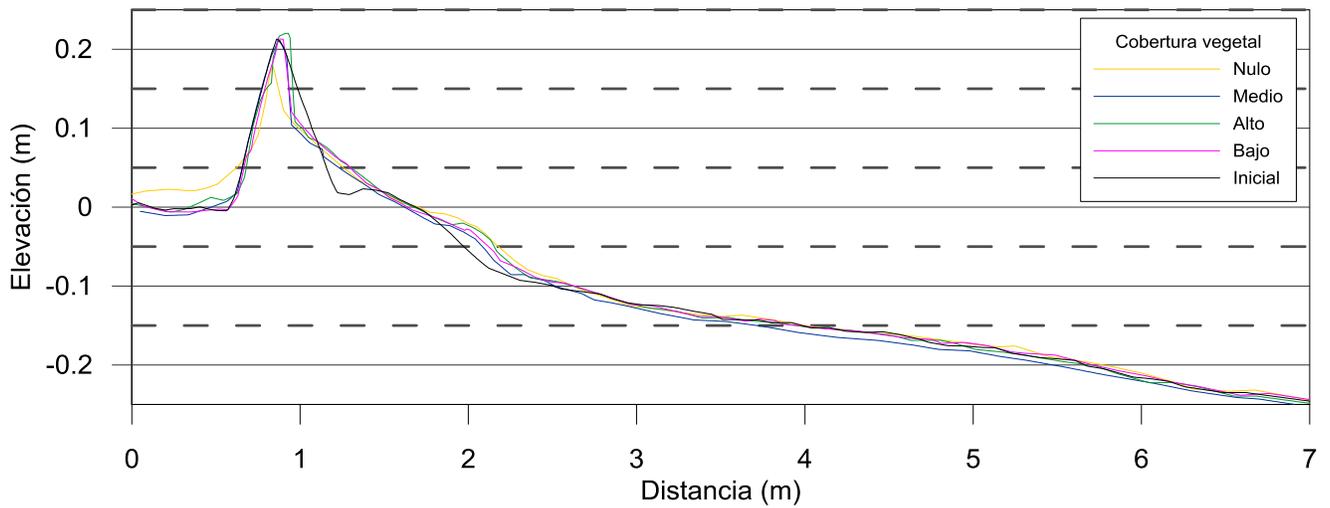


Fig. 5.3 Perfiles con berma con diferentes coberturas vegetales, condiciones de tormenta:  $H_s=0.15$  m,  $T_p=2.01$  s,  $t=240$ s

### PERFILES SIN BERMA

En la tormenta 1 (Fig. 5.4), los perfiles BT4, BT7 y BT10 presentan prácticamente la misma forma final, así mismo, no hay cambio sustancial en la duna respecto del perfil inicial, la erosión que se presenta en este caso es tipo *swash* generando erosión en toda la playa presentando un retroceso de la línea de costa importante y se genera una barra en la parte sumergida del perfil. El perfil BT1 (sin vegetación) presenta mayor erosión en comparación con los perfiles vegetados, manteniendo todos el mismo patrón.

En la tormenta 2 (Fig. 5.5) la erosión producida en la duna es mayor a la generada por la tormenta 1, pero siguiendo la misma forma con una erosión tipo *swash*, también se presenta retroceso de la línea de costa. Se puede diferenciar claramente en la parte sumergida los efectos de la vegetación ya que el perfil BT2 (sin vegetación) se erosiona mucho más que el perfil BT8 (con cobertura vegetal alta).

Para la tormenta 3 (Fig. 5.6) se pueden observar dos tipos de erosión, *swash* y *overwash*. El tipo *overwash* se presenta para los perfiles BT3 y BT12, que corresponden a los perfiles sin vegetación y con poca vegetación respectivamente, se erosionan en la parte trasera y se deposita el sedimento en la parte inferior de la duna. En la parte frontal de la duna se presenta el tipo *swash* para todos los perfiles y un retroceso de la línea de costa, siendo un poco más notoria la erosión para el perfil no vegetado, así mismo se genera una barra en la parte sumergida del perfil para los cuatro perfiles.

## 5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Perfil B Tormenta 1

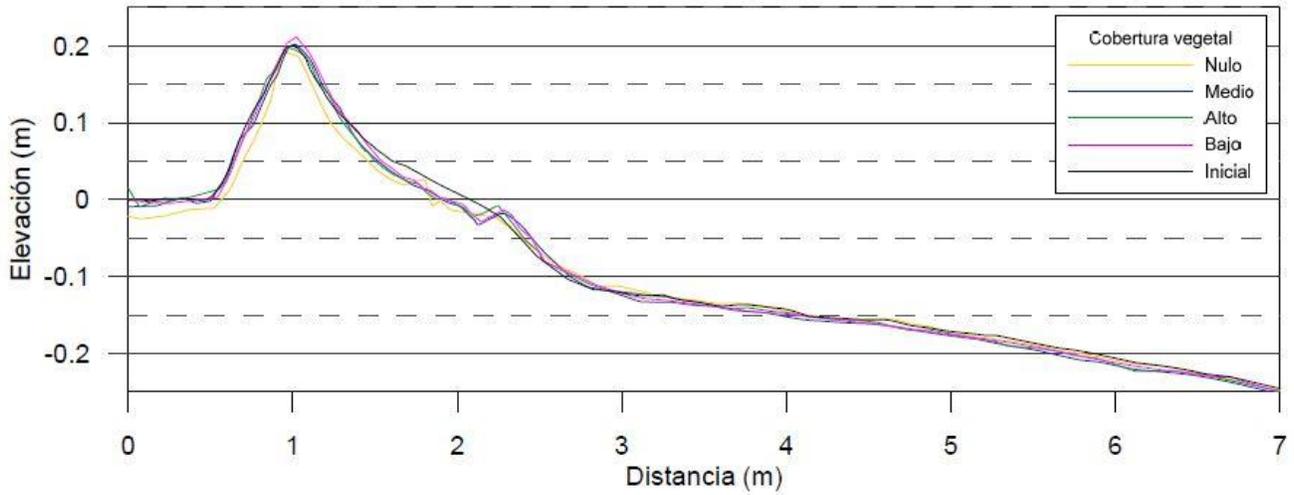


Fig. 5.4 Perfiles sin berma con diferentes coberturas vegetales, condiciones de tormenta:  $H_s=0.1$  m,  $T_p=1.11$  s,  $t=900$ s

Perfil B Tormenta 2

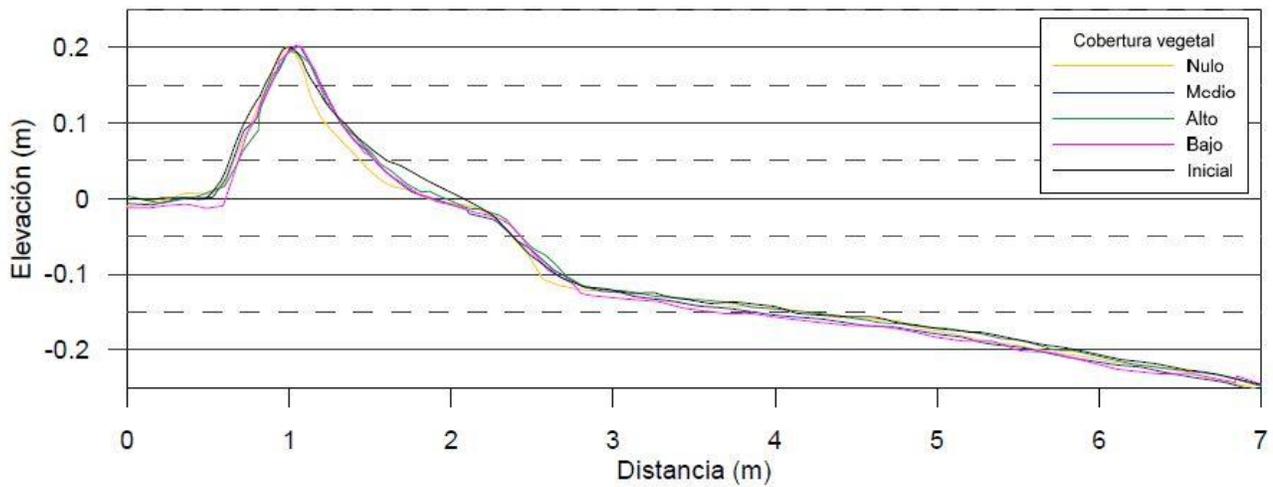


Fig. 5.5 Perfiles sin berma con diferentes coberturas vegetales, condiciones de tormenta:  $H_s=0.1$  m,  $T_p=1.56$  s,  $t=900$ s

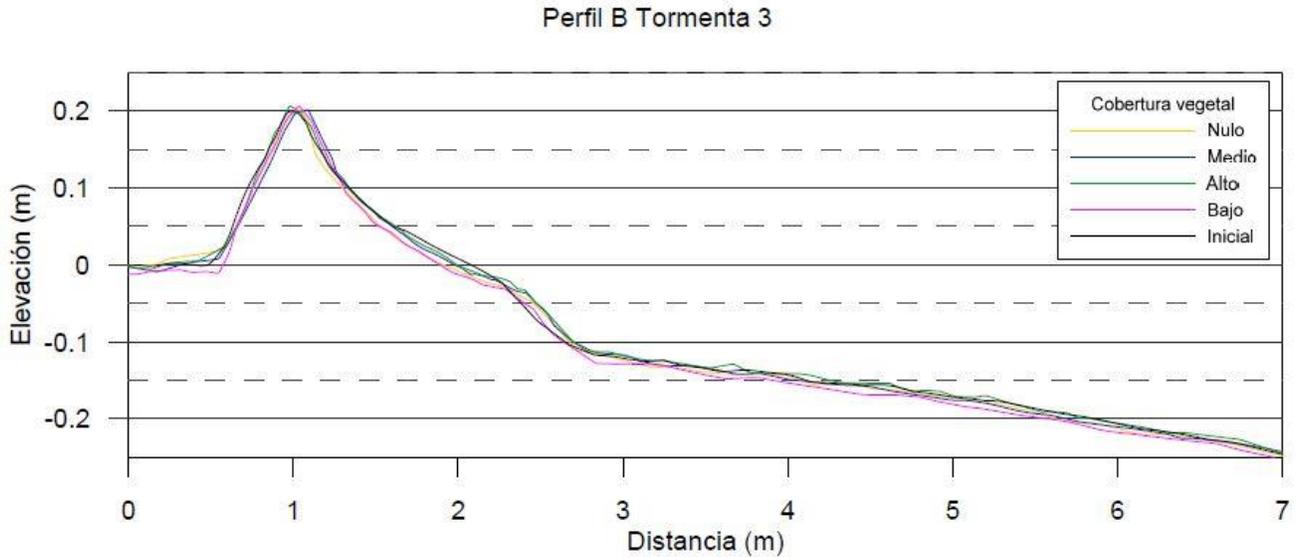


Fig. 5.6 Perfiles sin berma con diferentes coberturas vegetales, condiciones de tormenta:  $H_s=0.15$  m,  $T_p=2.01$  s,  $t=240$ s

## MODELO NUMÉRICO CSHORE

En esta sección se muestran los resultados obtenidos numéricamente con el modelo CSHORE. En las figuras presentadas más adelante se observan los perfiles medidos y modelados respecto del perfil inicial con berma (Fig. 5.7-Fig. 5.9) y sin berma (Fig. 5.10-Fig. 5.12) para cada cobertura vegetal analizada previamente. Se calibró el coeficiente de fricción ( $f_b$ ), para representar la influencia de la vegetación y las eficiencias ( $e_b$  y  $e_f$ ) relacionadas con el tipo de sedimento. Estos resultados permiten evaluar la capacidad del modelo numérico para representar la erosión de perfiles de playa con duna en presencia de vegetación.

### PERFILES CON BERMA

Bajo las condiciones de la tormenta 1 (Fig. 5.7) se observa que para el perfil AT1 el volumen erosionado en la duna es menor en el modelo y no genera la barra en la parte sumergida a diferencia del perfil obtenido en laboratorio, a partir de la barra se hacen prácticamente iguales, viendo la parte trasera de la duna se identifica que el modelo no es capaz de predecir el régimen de erosión *overwash*. A diferencia de los perfiles AT4, AT7 y AT10, correspondientes también a la tormenta 1 pero con vegetación, el perfil final modelado se encuentra más erosionado en la parte de la playa y pie de duna que el medido físicamente, sin embargo predice casi a la perfección la morfología final de la duna.

## 5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Para la tormenta 2 (Fig. 5.8) el perfil AT2 modelado se erosiona diferente al medido, en el modelado ocurre *collision* y se acumula esa arena al pie de la duna lo que hace que se mantenga la forma de la berma, en el perfil medido la erosión es homogénea en toda la duna, desaparece la berma y se forma una barra con esa arena en la parte sumergida del perfil, pero ambos perfiles finales mantienen la misma altura de la duna y la parte trasera igual. En cambio para los perfiles AT5, AT8 y AT11, con vegetación, el perfil medido presenta un tipo de erosión *collision* y acumulación al pie de la duna y un poco iniciando el agua, mientras que el perfil modelado mantiene una erosión homogénea en toda la parte frontal de la duna y la acumulación ocurre en el perfil sumergido desplazado ligeramente respecto al medido.

Al igual que en los dos casos de tormenta anteriores, los perfiles modelados erosionan distinto a los perfiles medidos para la tormenta 3 (Fig. 5.9), pero son los resultados más similares respecto al obtenido en laboratorio. Para el perfil AT3 (sin vegetación) la erosión que ocurre en el medido es de tipo *collision* presentando también *overwash* mientras que en el modelado se presenta únicamente *overwash* manteniendo la forma original de la duna con una reducción de su altura. Ambos perfiles erosionan al pie de la duna y la acumulan al iniciar la parte sumergida, al igual que la línea de costa permanece en el mismo punto para el medido y el modelado (que a su vez no cambia respecto al inicial). Para los perfiles vegetados, AT6, AT9 y AT12 ocurre el mismo tipo de erosión en el modelado, únicamente *overwash*, bajo estas condiciones de tormenta los modelados no erosionan al pie de la duna, únicamente en la playa pero mantienen la forma de la berma, la arena se acumula en el perfil sumergido. No hay movimiento de la línea de costa y a partir de este punto se comportan muy similares respecto a los perfiles medidos.

## 5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

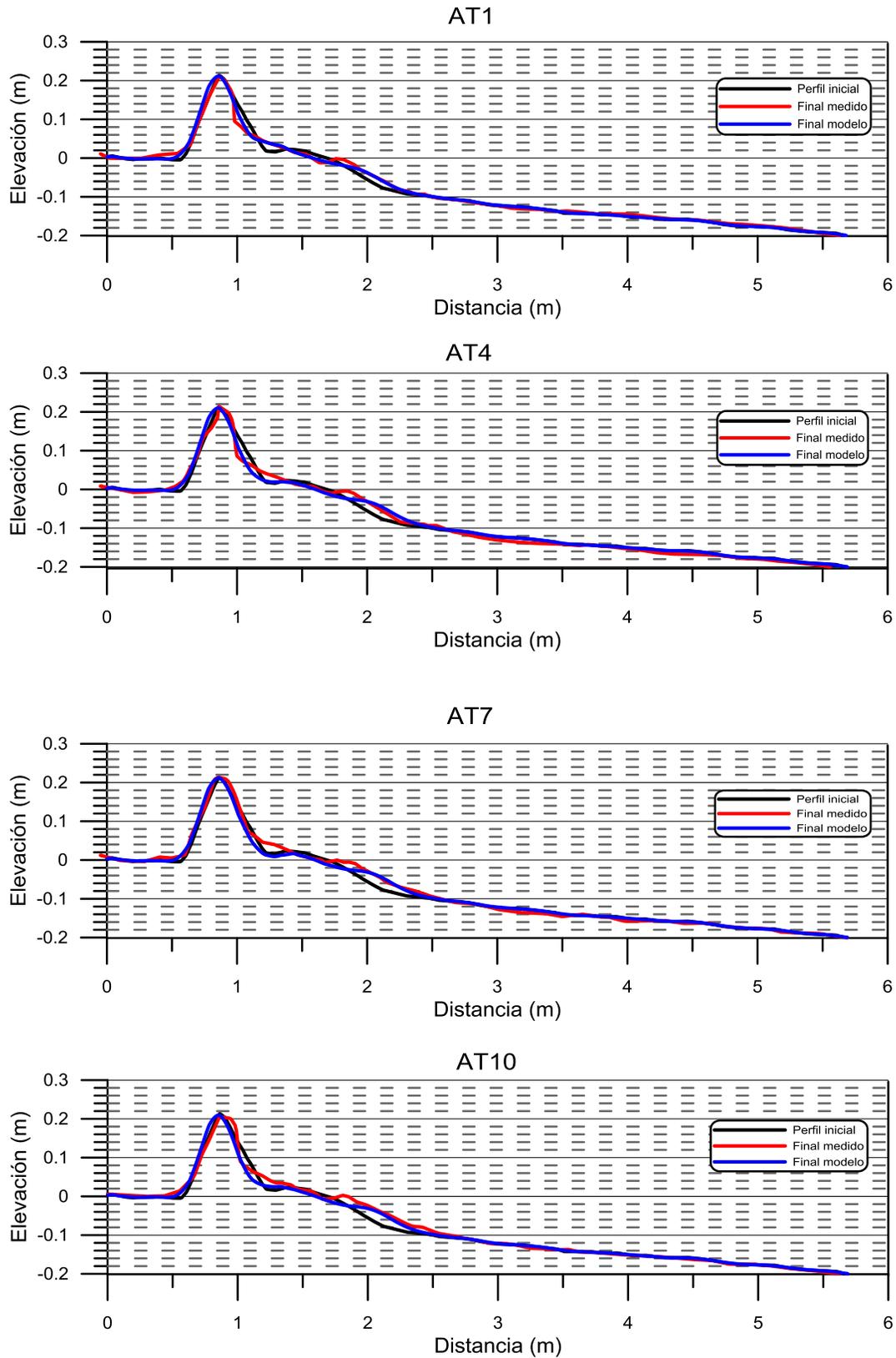


Fig. 5.7 Perfiles con berma con diferentes coberturas vegetales, condiciones de tormenta:  $H_s=0.1$  m,  $T_p=1.11$  s,  $t=900$ s

## 5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

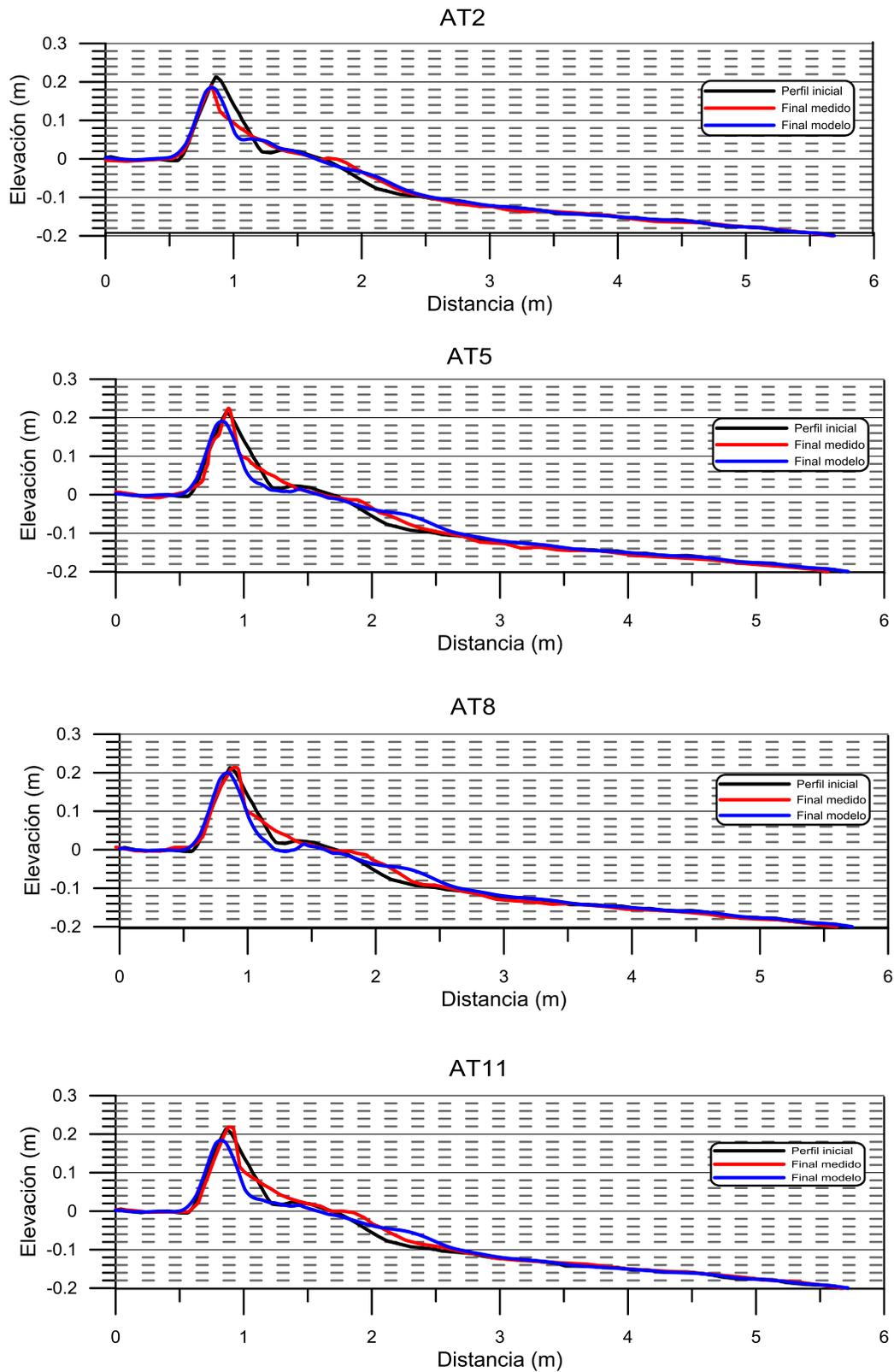


Fig. 5.8 Perfiles con berma con diferentes coberturas vegetales, condiciones de tormenta:  $H_s=0.1$  m,  $T_p=1.56$  s,  $t=900$ s

## 5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

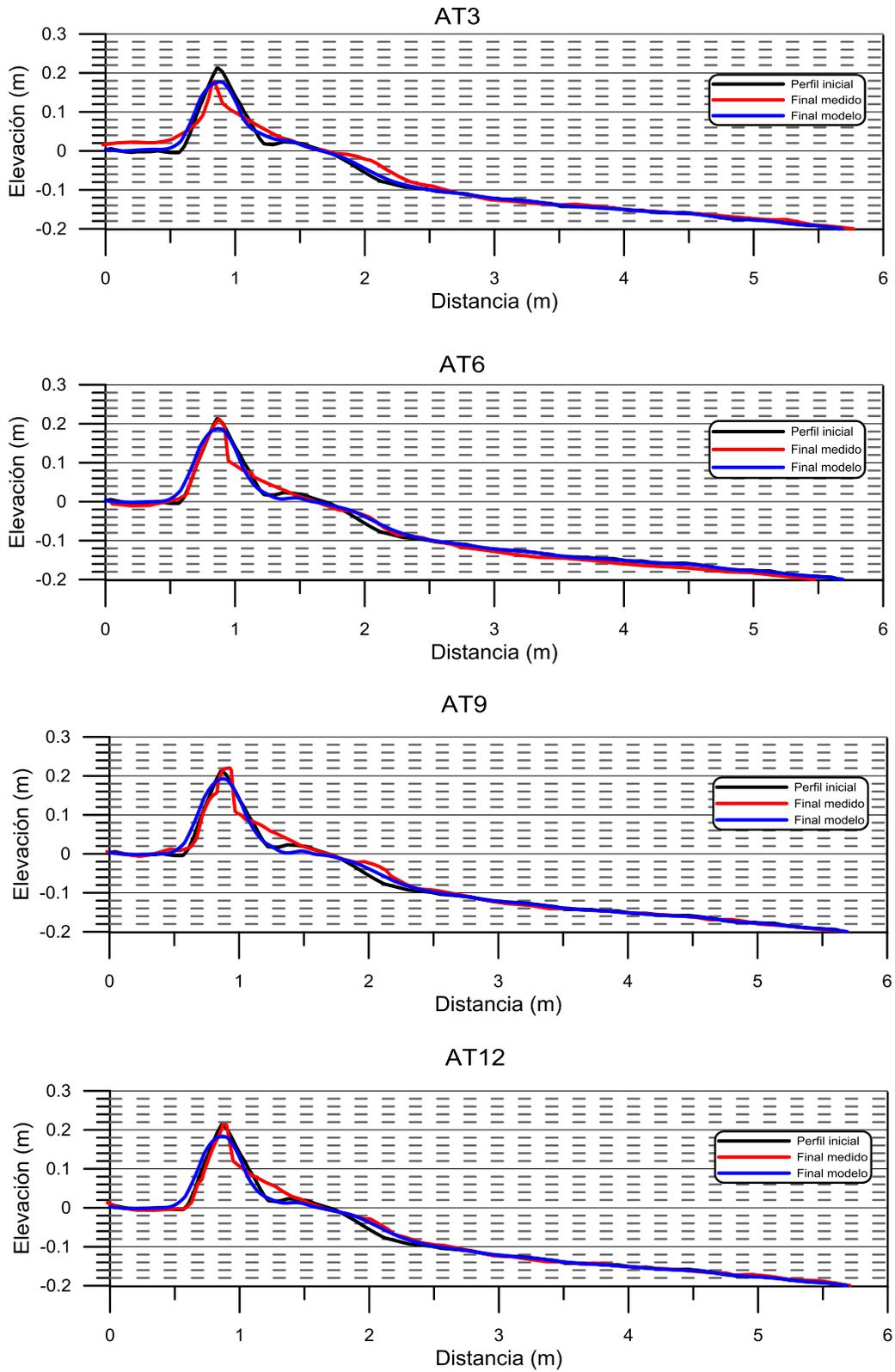


Fig. 5.9 Perfiles con berma con diferentes coberturas vegetales, condiciones de tormenta:  $H_s=0.15$  m,  $T_p=2.01$  s,  $t=240$ s

### PERFILES SIN BERMA

Para la tormenta 1 (Fig. 5.10) el perfil BT1 modelado presenta menos erosión que el medido, y la línea de costa retrocede más en el medido mientras que el modelado se parece más al inicial. En el caso del perfil medido se puede observar que no hay acumulación de arena en los primeros metros, por lo que se intuye es depositada después de la profundidad de cierre, en cambio el modelado la acumula al principio de la parte sumergida del perfil. Para los perfiles BT4, BT7 y BT10 (con vegetación) se pueden observar dos efectos; la morfología final es muy parecida entre ellos para el perfil medido, erosionando de forma *swash* y generando una barra al inicio de la parte sumergida, así mismo los perfiles modelados tienen la misma forma, en estos casos sobre estima la erosión, que también se presenta como *swash* con la diferencia que acumula la arena un poco después de iniciar la parte sumergida del perfil. La línea de costa para los perfiles vegetados presenta menos retroceso en los resultados modelados que los perfiles medidos.

En los casos de la tormenta 2 (Fig. 5.11) el perfil BT2 modelado presenta una erosión tipo *collision* y el medido *swash*. En la parte de la playa los resultados son muy parecidos, mientras que en la parte sumergida tienen una morfología completamente diferente, el perfil modelado deposita toda la arena ahí mientras que en el medido presenta erosión en esa zona que se deposita mucho más al fondo. Los perfiles modelados BT5, BT8 y BT11, vegetados, se comportan más parecido a los perfiles medidos, aunque sobre estima la erosión producida, que es del mismo régimen, *swash*, y la línea de costa se ubica en el mismo punto para ambos resultados. Al igual que ocurre con el perfil BT2 el perfil modelado presenta acumulación de sedimento en la parte sumergida del perfil, mientras que el perfil medido lo distribuye a lo largo del perfil.

Los perfiles modelados bajo las condiciones de la tormenta 3 (Fig. 5.12) son los que más se parecen a la morfología final de los obtenidos en laboratorio, y los que menos efectos de la vegetación se pueden apreciar, los cuatro perfiles AT3, AT6, AT9 y AT12 presentan erosión del tipo *swash* en la parte frontal de la duna así como erosión en toda la parte seca. El volumen de sedimento movido es tan pequeño que la línea de costa permanece en el mismo punto que la del perfil inicial, y tampoco existen desplazamientos de esta entre los perfiles obtenidos en CSHORE y los del laboratorio. Al igual que para los casos del perfil sin berma los perfiles modelados tienen acumulación de arena en el perfil sumergido, mientras que en los perfiles medidos se encuentra distribuida más al fondo del perfil.

## 5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

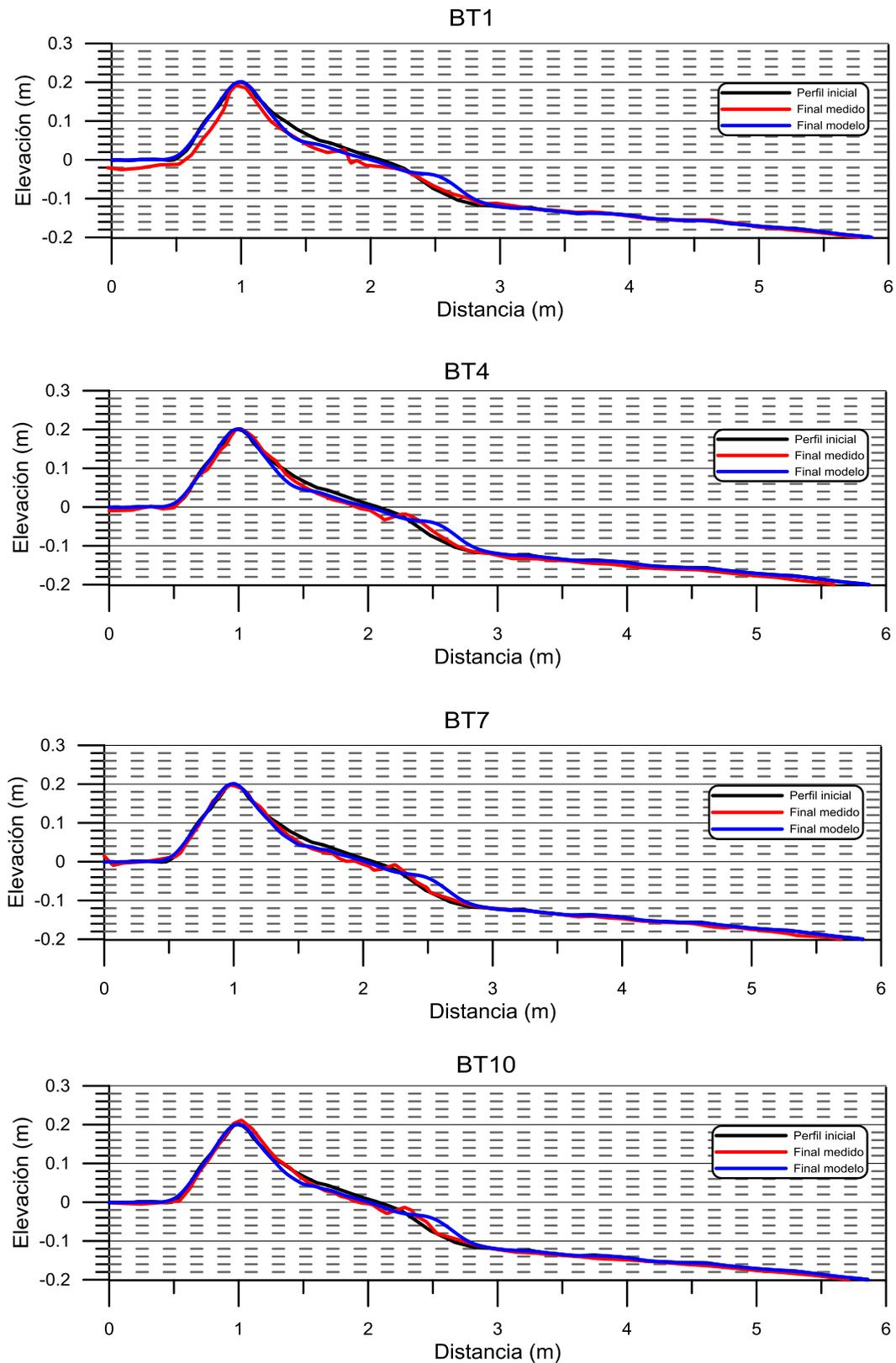


Fig. 5.10 Perfiles sin berma con diferentes coberturas vegetales, condiciones de tormenta:  $H_s=0.1$  m,  $T_p=1.11$  s,  $t=900$ s

## 5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

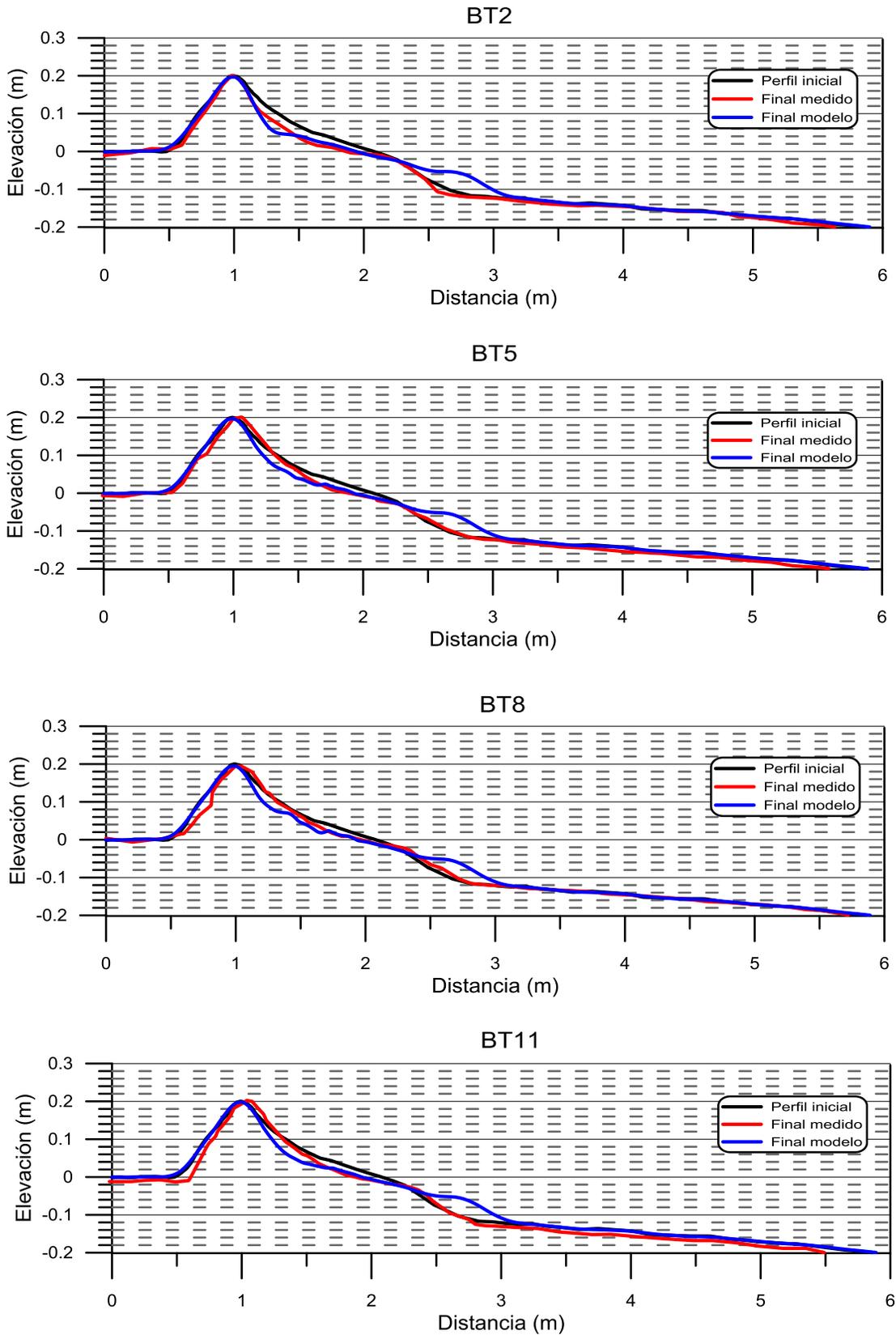


Fig. 5.11 Perfiles sin berma con diferentes coberturas vegetales, condiciones de tormenta:  $H_s=0.1$  m,  $T_p=1.56$  s,  $t=900$ s

## 5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

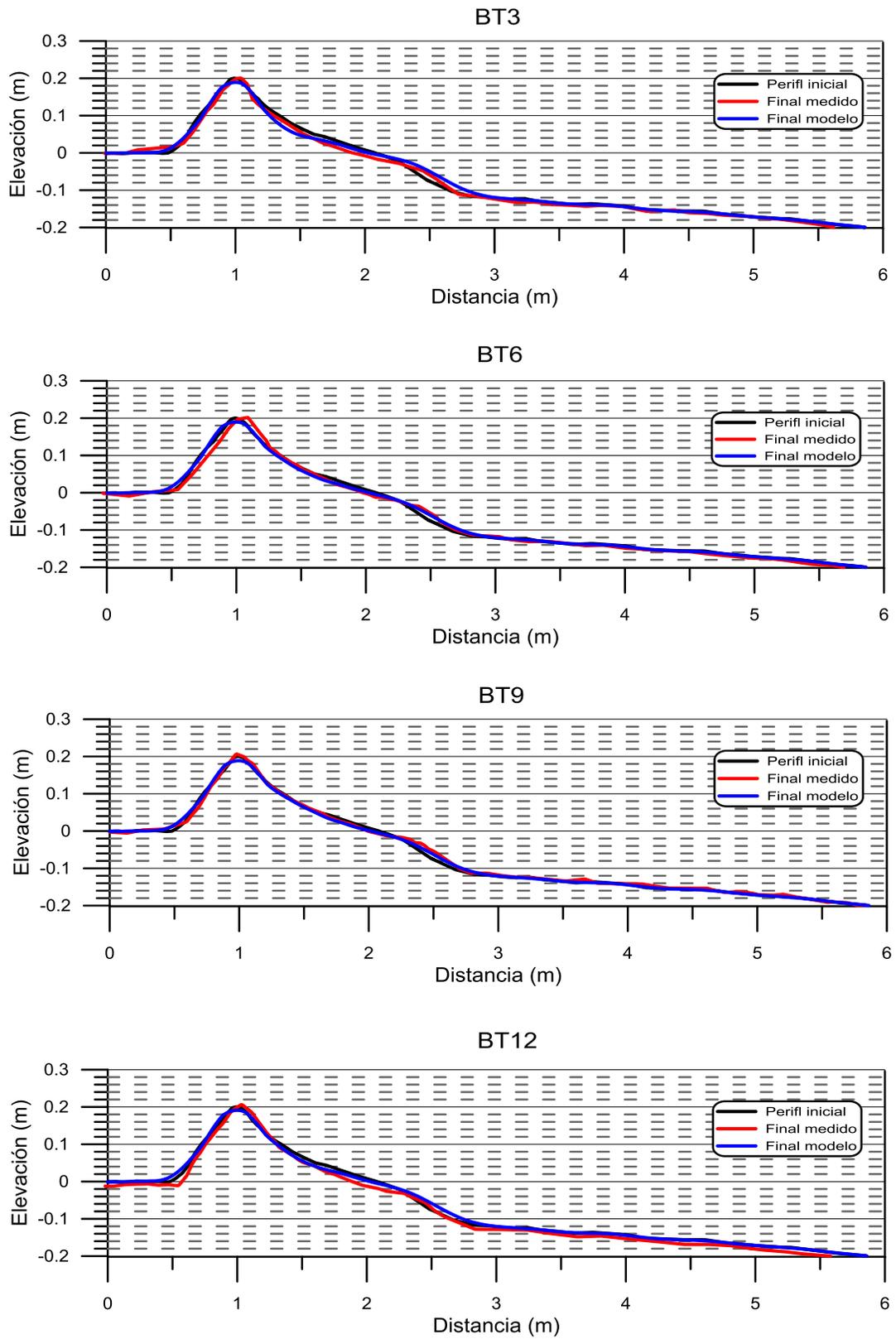


Fig. 5.12 Perfiles sin berma con diferentes coberturas vegetales, condiciones de tormenta:  $H_s=0.15$  m,  $T_p=2.01$  s,  $t=240$ s

## COMPARACIÓN DE RESULTADOS

Se calcularon las áreas erosionadas de cada perfil para comparar los resultados de los ensayos de laboratorio con los resultados de la modelación numérica. También se midieron los desplazamientos horizontales y verticales que tuvo cada perfil respecto del original y los errores de los perfiles obtenidos por medio del modelo CSHORE respecto a los obtenidos en el modelo físico. Así mismo se midió el punto donde los perfiles medidos y modelados se hacen prácticamente iguales.

En la Tabla 5.2 se muestran los errores de las áreas calculadas para los perfiles medidos en laboratorio y los obtenidos por medio de CSHORE. En la primera columna y tercera columna están las áreas resultantes en la parte seca ( $A_s$ ) para el medido y modelado respectivamente, y en la segunda y cuarta columna se encuentran las áreas totales del perfil de  $x = 0$  a  $x = 6$  ( $A_T$ ). En la Tabla 5.1 se muestra el área seca y total de los perfiles iniciales.

Analizando los resultados se observa que en términos del área total las diferencias son muy pequeñas entre los medidos en laboratorio con los modelados en CSHORE, lo que conduce a que el modelo predice bastante bien los perfiles finales, pero las diferencias de áreas en la zona seca dejan ver un error mayor, lo que significa que para la parte de la duna el modelo no es capaz de predecir con exactitud el fenómeno de erosión. Se puede apreciar gráficamente en las figuras Fig. 5.8 y 5.11 que corresponden a los perfiles donde hay más diferencias entre lo modelado y lo medido en la parte de la duna. También se puede observar que los perfiles con berma presentan mayor porcentaje de error en las áreas totales que los perfiles sin berma, y en específico los casos AT5, AT8 y AT11 (Fig. 5.11) tienen mayor porcentaje de error que los demás, estos corresponden al perfil con berma y a las condiciones de la tormenta dos, lo que nos permite inferir que el modelo tiene problemas para representar el transporte de sedimentos en perfiles con berma. Para los casos de la tormenta 3 los perfiles modelados y medidos tienen menor porcentaje de error (Fig. 5.9 y Fig. 5.12) que son bajo las condiciones de una duración de 240 s. Se puede observar también que no existe una correlación entre los errores en la parte seca y las áreas totales. En la figura Fig. 5.13 se muestran los perfiles AT4 y BT4 que presentan poco porcentaje de error de las áreas erosionadas en la parte seca pero un mayor error en el perfil completo. En el perfil AT4 se observa que aunque el área erosionada es similar, la forma en la que el modelo predice la erosión de la duna es distinta a la que ocurrió en la modelación física. En cambio con el perfil BT4 se observa que hay más

## 5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

similitud en la forma de erosión de la duna y la distribución del material erosionado en el perfil sumergido.

*Tabla 5.1 Áreas de los perfiles iniciales.*

PERFIL	$A_s$ (M <sup>2</sup> )	$A_T$ (M <sup>2</sup> )
<b>A</b>	0.0800	0.6102
<b>B</b>	0.1351	0.6510

*Tabla 5.2 Errores de áreas calculadas para los diferentes ensayos.*

Perfil	$A_s$ med. (m <sup>2</sup> )	$A_T$ med. (m <sup>2</sup> )	$A_s$ mod. (m <sup>2</sup> )	$A_T$ mod. (m <sup>2</sup> )	Err. $A_s$ (%)	Err. $A_T$ (%)
<b>AM0</b>	0.08260	0.59946	0.07593	0.60210	8.08	<b>0.44</b>
<b>AT1</b>	0.07833	0.59122	0.08150	0.61002	4.04	<b>3.18</b>
<b>AT2</b>	0.07038	0.59748	0.07339	0.59718	4.27	<b>0.05</b>
<b>AT3</b>	0.08540	0.61385	0.08201	0.61082	3.96	<b>0.49</b>
<b>AT4</b>	0.07892	0.59324	0.07661	0.60276	2.93	<b>1.61</b>
<b>AT5</b>	0.07412	0.58681	0.06320	0.58437	14.73	<b>0.42</b>
<b>AT6</b>	0.07723	0.58896	0.07823	0.60700	1.29	<b>3.06</b>
<b>AT7</b>	0.08828	0.61546	0.07660	0.60275	13.23	<b>2.06</b>
<b>AT8</b>	0.07990	0.59652	0.06480	0.58710	18.90	<b>1.58</b>
<b>AT9</b>	0.08452	0.60999	0.07960	0.60857	5.82	<b>0.23</b>
<b>AT10</b>	0.08418	0.58949	0.07691	0.60335	8.64	<b>2.35</b>
<b>AT11</b>	0.08008	0.59429	0.06257	0.58333	21.86	<b>1.84</b>
<b>AT12</b>	0.07893	0.60769	0.07741	0.60555	1.93	<b>0.35</b>
<b>BM0</b>	0.11986	0.65580	0.12919	0.63877	7.78	<b>2.60</b>
<b>BT1</b>	0.10208	0.61238	0.12469	0.63001	22.15	<b>2.88</b>
<b>BT2</b>	0.10733	0.59703	0.11109	0.61166	3.50	<b>2.45</b>
<b>BT3</b>	0.12286	0.60060	0.12335	0.62881	0.40	<b>4.70</b>
<b>BT4</b>	0.12429	0.60761	0.12469	0.63001	0.32	<b>3.69</b>
<b>BT5</b>	0.12077	0.60832	0.11601	0.61895	3.95	<b>1.75</b>
<b>BT6</b>	0.12776	0.61561	0.13120	0.64235	2.69	<b>4.34</b>
<b>BT7</b>	0.12503	0.61572	0.12667	0.63173	1.31	<b>2.60</b>
<b>BT8</b>	0.12003	0.60713	0.11632	0.62006	3.09	<b>2.13</b>
<b>BT9</b>	0.13332	0.63321	0.13193	0.64421	1.04	<b>1.74</b>
<b>BT10</b>	0.12967	0.62628	0.12695	0.63223	2.10	<b>0.95</b>
<b>BT11</b>	0.11716	0.59882	0.11540	0.61746	1.50	<b>3.11</b>
<b>BT12</b>	0.12079	0.61779	0.13059	0.64047	8.12	<b>3.67</b>

## 5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

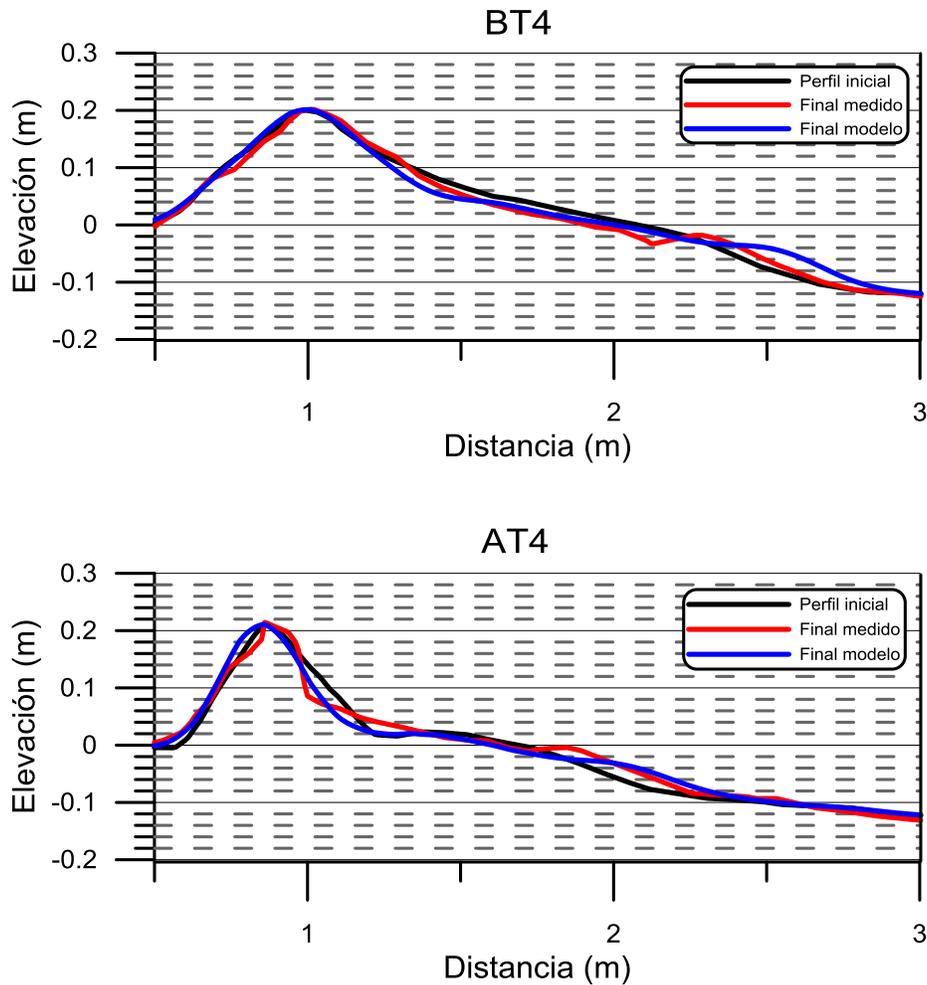


Fig. 5.13 Ampliación de los perfiles BT4 y AT4 (perfiles sin berma y con berma respectivamente).

En la Tabla 5.3 se presentan los porcentajes de error del retroceso de la línea de costa de los resultados obtenidos numéricamente respecto a los obtenidos en laboratorio. En la Tabla 5.4 se muestran los desplazamientos verticales de los perfiles modelados en CSHORE y los medidos en laboratorio después de las tormentas respecto a la línea de costa inicial, ubicada en  $x = 1.689$  y  $x = 2.079$  para el perfil A y B respectivamente, en la última columna se observa la distancia entre el perfil medido y el modelado. En términos generales los desplazamientos horizontales modelados son muy similares a los obtenidos en laboratorio, y la diferencia entre los desplazamientos horizontales son mínimos entre ambos, lo que indica que el modelo CSHORE es bastante preciso en cuanto a calcular los cambios en la línea de costa. En la Fig. 5.14 podemos observar a manera de ejemplos una ampliación de los perfiles en la zona donde hubo retroceso y los errores del modelado respecto del medido.

## 5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

*Tabla 5.3 Errores del retroceso de la línea de costa.*

Perfil	X Medido	X modelado	$\Delta x$ (m)	Error relativo	Error %
<b>AT1</b>	1.575	1.576	0.001	0.0006349	0.06
<b>AT2</b>	1.65	1.652	0.002	0.0012121	0.12
<b>AT3</b>	1.702	1.666	0.036	0.0211516	2.12
<b>AT4</b>	1.632	1.611	0.021	0.0128676	1.29
<b>AT5</b>	1.614	1.587	0.027	0.0167286	1.67
<b>AT6</b>	1.624	1.589	0.035	0.0215517	2.16
<b>AT7</b>	1.639	1.6	0.039	0.023795	2.38
<b>AT8</b>	1.632	1.602	0.03	0.0183824	1.84
<b>AT9</b>	1.677	1.572	0.105	0.0626118	6.26
<b>AT10</b>	1.623	1.597	0.026	0.0160197	1.60
<b>AT11</b>	1.687	1.58	0.107	0.0634262	6.34
<b>AT12</b>	1.639	1.609	0.03	0.0183038	1.83
<b>BT1</b>	1.834	1.839	0.005	0.0027263	0.27
<b>BT2</b>	1.862	1.94	0.078	0.0418904	4.19
<b>BT3</b>	1.914	2.027	0.113	0.0590387	5.90
<b>BT4</b>	1.908	2.002	0.094	0.0492662	4.93
<b>BT5</b>	1.891	1.924	0.033	0.0174511	1.75
<b>BT6</b>	1.981	2.022	0.041	0.0206966	2.07
<b>BT7</b>	1.947	2.019	0.072	0.03698	3.70
<b>BT8</b>	1.966	1.928	0.038	0.0193286	1.93
<b>BT9</b>	1.992	2.015	0.023	0.0115462	1.15
<b>BT10</b>	1.928	2.006	0.078	0.0404564	4.05
<b>BT11</b>	1.877	1.927	0.05	0.0266383	2.66
<b>BT12</b>	1.887	2.025	0.138	0.073132	7.31

5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

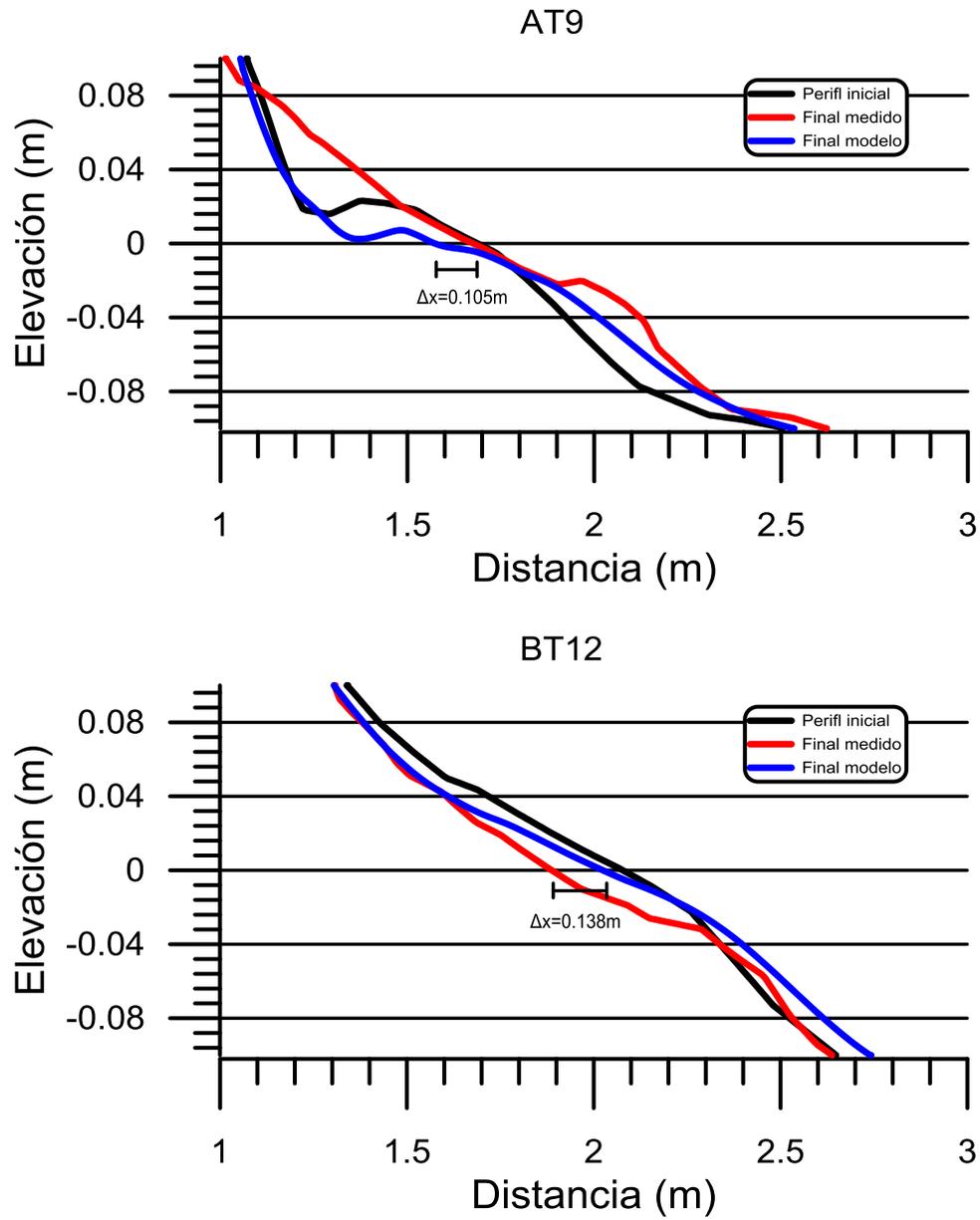


Fig. 5.14 Diferencia de retrocesos de la línea de costa

## 5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Tabla 5.4 Desplazamientos verticales.

Perfil	H medido	H modelado	$\Delta h$ (m)
<b>AT1</b>	<b>-0.0115</b>	<b>-0.0103</b>	<b>0.0013</b>
<b>AT2</b>	<b>-0.0014</b>	<b>-0.0075</b>	<b>0.0061</b>
<b>AT3</b>	<b>0.0018</b>	<b>-0.0023</b>	<b>0.0041</b>
<b>AT4</b>	<b>-0.0076</b>	<b>-0.0098</b>	<b>0.0022</b>
<b>AT5</b>	<b>-0.0056</b>	<b>-0.0094</b>	<b>0.0038</b>
<b>AT6</b>	<b>-0.0078</b>	<b>-0.0043</b>	<b>0.0036</b>
<b>AT7</b>	<b>-0.0056</b>	<b>-0.0115</b>	<b>0.0060</b>
<b>AT8</b>	<b>-0.0035</b>	<b>-0.0087</b>	<b>0.0052</b>
<b>AT9</b>	<b>-0.0011</b>	<b>-0.0051</b>	<b>0.0039</b>
<b>AT10</b>	<b>-0.0062</b>	<b>-0.0106</b>	<b>0.0044</b>
<b>AT11</b>	<b>-0.0002</b>	<b>-0.0090</b>	<b>0.0088</b>
<b>AT12</b>	<b>-0.0051</b>	<b>-0.0051</b>	<b>0.0000</b>
<b>BT1</b>	<b>-0.0172</b>	<b>-0.0077</b>	<b>0.0095</b>
<b>BT2</b>	<b>-0.0080</b>	<b>-0.0123</b>	<b>0.0043</b>
<b>BT3</b>	<b>-0.0157</b>	<b>-0.0039</b>	<b>0.0118</b>
<b>BT4</b>	<b>-0.0228</b>	<b>-0.0078</b>	<b>0.0150</b>
<b>BT5</b>	<b>-0.0122</b>	<b>-0.0123</b>	<b>0.0001</b>
<b>BT6</b>	<b>-0.0122</b>	<b>-0.0052</b>	<b>0.0070</b>
<b>BT7</b>	<b>-0.0212</b>	<b>-0.0071</b>	<b>0.0141</b>
<b>BT8</b>	<b>-0.0103</b>	<b>-0.0118</b>	<b>0.0015</b>
<b>BT9</b>	<b>-0.0077</b>	<b>-0.0054</b>	<b>0.0023</b>
<b>BT10</b>	<b>-0.0167</b>	<b>-0.0085</b>	<b>0.0083</b>
<b>BT11</b>	<b>-0.0133</b>	<b>-0.0128</b>	<b>0.0005</b>
<b>BT12</b>	<b>-0.0178</b>	<b>-0.0048</b>	<b>0.0130</b>

La Tabla 5.5 muestra las coordenadas donde el perfil medido y el modelado se hacen igual al inicial y las diferencias entre el modelado con el medido. Se observa que las diferencias verticales entre el modelado y el medido son mínimas y los errores en realidad se presentan en las coordenadas horizontales. Se aprecia una clara diferencia entre los resultados obtenidos para los perfiles con berma, el modelado presenta el punto horizontal centímetros después del medido. Los perfiles modelados sin berma tienden a presentar el punto en el que no hay cambios en el perfil antes que los resultados en el laboratorio. Esto quiere decir que el modelo CSHORE tiene mayor exactitud para representar la profundidad de cierre con perfiles de pendiente suave puesto que para perfiles

## 5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

con berma el material erosionado de la duna se acomoda en esta mientras que en los otros casos el material erosionado se distribuye a lo largo de todo el perfil. En las Fig. 5.8 Fig. 5.12 para los perfiles AT11 y BT6 respectivamente que corresponden a un perfil sin berma y otro con berma, se puede observar en la parte donde empieza la profundidad de cierre que el perfil sin berma presenta mayor rango de error que el perfil con berma.

*Tabla 5.5 Puntos donde los perfiles finales se vuelven iguales al perfil original.*

Perfil	Coord. Horizontal medido	Coord. Vertical medido	Coord. Horizontal modelado	Coord. Vertical modelado	Error absoluto	Error relativo	Error %
<b>AM0</b>	3.528	-0.142	2.780	-0.110	0.748	0.212	<b>21.20</b>
<b>AT1</b>	2.503	-0.101	2.609	-0.104	0.106	0.042	<b>4.23</b>
<b>AT2</b>	3.433	-0.136	2.654	-0.105	0.779	0.227	<b>22.69</b>
<b>AT3</b>	3.881	-0.145	2.488	-0.099	1.393	0.359	<b>35.89</b>
<b>AT4</b>	4.695	-0.170	2.636	-0.106	2.059	0.439	<b>43.86</b>
<b>AT5</b>	3.507	-0.144	3.098	-0.124	0.409	0.117	<b>11.66</b>
<b>AT6</b>	2.599	-0.105	2.697	-0.108	0.098	0.038	<b>3.77</b>
<b>AT7</b>	3.781	-0.146	2.699	-0.107	1.082	0.286	<b>28.62</b>
<b>AT8</b>	3.642	-0.143	3.048	-0.123	0.594	0.163	<b>16.31</b>
<b>AT9</b>	3.614	-0.142	2.708	-0.108	0.906	0.251	<b>25.07</b>
<b>AT10</b>	3.614	-0.143	2.743	-0.109	0.871	0.241	<b>24.10</b>
<b>AT11</b>	3.984	-0.149	3.111	-0.124	0.873	0.219	<b>21.91</b>
<b>AT12</b>	2.781	-0.110	2.701	-0.107	0.080	0.029	<b>2.88</b>
<b>BM0</b>	3.237	-0.124	2.978	-0.120	0.259	0.080	<b>8.00</b>
<b>BT1</b>	3.305	-0.128	2.979	-0.119	0.326	0.099	<b>9.86</b>
<b>BT2</b>	3.031	-0.124	3.218	-0.124	0.187	0.062	<b>6.17</b>
<b>BT3</b>	2.911	-0.119	3.020	-0.120	0.109	0.037	<b>3.74</b>
<b>BT4</b>	2.779	-0.112	3.090	-0.123	0.311	0.112	<b>11.19</b>
<b>BT5</b>	2.809	-0.116	3.197	-0.124	0.388	0.138	<b>13.81</b>
<b>BT6</b>	3.407	-0.131	2.930	-0.118	0.477	0.140	<b>14.00</b>
<b>BT7</b>	2.942	-0.118	2.949	-0.118	0.007	0.002	<b>0.24</b>
<b>BT8</b>	2.820	-0.116	3.211	-0.125	0.391	0.139	<b>13.87</b>
<b>BT9</b>	2.784	-0.112	2.930	-0.118	0.146	0.052	<b>5.24</b>
<b>BT10</b>	2.948	-0.118	2.954	-0.118	0.006	0.002	<b>0.20</b>
<b>BT11</b>	2.749	-0.112	3.302	-0.127	0.553	0.201	<b>20.12</b>

## CONCLUSIONES

En el perfil con berma se observó que la berma sirve de protección puesto que las olas rompen sobre ella y la arena de esta es transportada hacia atrás del perfil colocándose al pie de la duna y generando un perfil en la parte seca con más pendiente. En la parte sumergida se genera una barra inmediatamente después de la línea de costa y se presenta acreción en toda esta zona hasta llegar a la profundidad de cierre, este material es el erosionado en la cresta de la duna y en la cara frontal de ésta. De acuerdo a los resultados se observa que los perfiles sin vegetación presentan mayor erosión que los perfiles vegetados. Haciendo una comparación de los distintos casos de tormentas con los tipos de erosión propuestos por Sallenger (2000) se observa que para la tormenta 1 presenta erosión de la duna tipo *collision*, para la tormenta 2 se presenta *swash* y para las condiciones más severas, tormenta 3, la erosión de la cara frontal de la duna es *collision* presentando *overwash* en la parte posterior.

Para los perfiles sin berma se observa también el mismo patrón, en cuanto a que los perfiles no vegetados sufren mayor erosión que los perfiles en presencia de vegetación. En estos perfiles el retroceso de la línea de costa es mucho más notorio que el que ocurre con los perfiles con berma. En la parte sumergida se genera una barra inmediatamente después de la línea de costa, este sedimento es el erosionado en la duna y se intuye que se va depositando a lo largo de todo el perfil y continúa después de la profundidad de cierre. Presentan tipo de erosión *swash* en todo el perfil seco para las tres diferentes tormentas, además los perfiles no vegetados o con muy poca vegetación bajo condiciones de la tormenta 3 presentan *overwash*.

De esto se puede concluir entonces que la vegetación no frena la erosión que pueda ocasionar una tormenta, más bien genera un retraso en la destrucción inminente de la duna, que para tormentas moderadas permite la autogeneración de éstas. Respecto a la cobertura vegetal se concluye que conforme aumente la cantidad de vegetación, la duna resistirá por mucho más tiempo los embates del clima marino en condiciones de tormenta, es decir, cuando la presencia de vegetación sea nula, la duna se erosionará en menor tiempo.

## CONCLUSIONES

En cuanto a los resultados obtenidos de modelar numéricamente en CSHORE se observa para los perfiles sin berma el modelo sobreestima la erosión de la parte seca, aunque modela muy bien el tipo de erosión *swash*, en cambio para los perfiles con berma el modelo no es capaz de modelar el tipo de erosión *collission* adecuadamente puesto que para los casos de la tormenta 1 lo modela como si el tipo de erosión fuera *swash*. Así mismo ocurrió con los casos de la tormenta 3 en los cuales no ejemplificó adecuadamente el *overwash* obtenido en laboratorio. El modelado tampoco es exacto en cuanto a la generación de la barra, incluso erosionando más, el material lo distribuye a lo largo del perfil y hasta la profundidad de cierre y el volumen de sedimento que se arrastra al punto de la barra es mayor en el modelo físico que en el modelado numéricamente. En general los resultados obtenidos con el modelo respecto al retroceso de la línea de costa son muy similares a los obtenidos en los ensayos.

### FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN

Las futuras líneas de investigación se enfocan en el análisis de la respuesta del perfil de playa y su modelación numérica.

En lo que respecta a la evolución del perfil se propone investigar más a fondo el tema de la vegetación, comparando resultados con otros trabajos utilizando otro tipo de vegetación y también estudiar el efecto de las raíces, para así poder verificar la aplicación de este trabajo a diferentes especies vegetales y otros tipos de perfil de playa. Explorar la viabilidad del uso de vegetación para preservar la duna en combinación con otras actuaciones con el fin de mejorar la eficiencia de la protección costera. Examinar los efectos de escala inducidos por el uso de vegetación real, considerando el tamaño de las hojas, cobertura y el diámetro de las raíces para así poder proponer una escala de valores para cuantificar el rol de la vegetación en la resistencia y resiliencia de la costa. Analizar la capacidad del perfil de playa después de la tormenta.

Con el fin de analizar más a fondo los resultados obtenidos es necesario mejorar la representación numérica de los ensayos. Cuantificar el transporte de sedimentos para incorporarlo a herramientas de predicción de evolución de perfil de playa. Es conveniente modelar numéricamente otros tipos de perfil considerando otras coberturas de vegetación para poder obtener conclusiones matemáticas respecto a la respuesta del perfil de playa. Así mismo se propone continuar el desarrollo de una herramienta que pueda predecir con más exactitud la erosión de la parte de la duna.

## REFERENCIAS

- Agarwal, A. & Kobayashi, N., 2005. *Time-averaged model for longshore current and sediment transport in surf and swash zones*, Newark, DE: Center for Applied Coastal Research, University of Delaware.
- Azuz Adeath, I., 2000. La predicción de la respuesta temporal del perfil de playa como elemento fundamental en la gestión costera. *Ciencia y mar*, pp. 4-16.
- Bagnold, R. A., 1941. *The physics of blown sand and desert dunes*. Mineola, Nueva York: Dover Publications.
- Bakker, W. T., 1968. The dynamics of a coast with a groin system. *Proceedings of the 11th Coastal Engineering Conference, American Society of Civil Engineers*, pp. 492-517.
- Battjes, J. A. & Janssen, J. P. F. M., 1978. Energy loss and set-up due to breaking waves. *Coastal Engineering Proceedings*, 1(16).
- Benassai, G., 2006. *Coastal dynamics and shoreline protection*. Southhampton, R.U.: Wit Press.
- Bird, E., 2008. *Coastal geomorphology: an introduction*. 2 ed. Chichester, England: John Wiley & Sons.
- Bowen, A. J. & Inman, D. I., 1971. Edge waves and crescentic bars. *Journal of Geophysical Research*, 76(36), pp. 8662-8671.
- Bruun, P., 1954. *Coast erosion and the development of beach profiles*, Washington, D.C.: U.S. Army Corps of Engineers Beach Erosion Board.
- Bruun, P., 1962. Sea-level rise as a cause of shore erosion. *Journal of the Waterways and Harbors division*, 88(1), pp. 117-132.
- Carter, R. W. G., 1988. *Coastal environments: an introduction to the physical, ecological, and cultural systems of coastlines*. s.l.:Academic Press.
- Carter, R. W. G., 1991. Near-future sea level impacts on coastal dune landscapes. *Landscape Ecology*, 6(1), pp. 29-39.
- Chiu, T. & Dean, R., 1989. *Additional comparisons between computed and measured erosion by hurricanes*, Tallahassee, FL: Florida State University.
- Cooper, W. S., 1967. *Coastal dunes of California*. s.l.:Geological Society of America Memoirs.
- Cowell, P. J., Hanslow, D. J. & Meleo, J. F., 1999. The shoreface. *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*, Volume 3, pp. 39-71.
- Davis Jr., R. A. & Hayes, M. O., 1984. What is a wave dominated coast?. *Marine Geology*, 60(1), pp. 313-329.
- Dean, R. G., 1973. Heuristic models of sand transport in the surf zone. *First Australian Conference on Coastal Engineering, 1973: Engineering Dynamics of the Coastal Zone*, pp. 215-221.
- Dean, R. G., 1977. *Equilibrium Beach Profiles: U.S. Atlantic and Gulf Coasts*, Newark, Delaware: Department of Civil Engineering, University of Delaware.
- Dean, R. G., 1987. Coastal Sediment Processes: Toward Engineering Solutions. *Coastal Sediments*, pp. 1-24.

- Dean, R. G., 1991. Equilibrium Beach Profiles: Characteristics and applications. *Journal of coastal research*, 7(1), pp. 53-84.
- Espejel, I., 1984. La vegetación de las dunas costeras de la Península de Yucatán: 1. Análisis florístico del Estado de Yucatán. *Biotica*, 9(2), pp. 183-210.
- Feliks, A. & Reimnitz, E., 2008. The A and m Coefficients in the Bruun/Dean Equilibrium. *Journal of Coastal Research*, 24(2B), pp. 243-249.
- Flor, G., 2004. *Geología marina*. Oviedo, España: Servitec.
- G.I.O.C., 2001. *Manual de referencia Petra 2.0*. Cantabria: Grupo de Ingeniería Oceanográfica y de Costas.
- Galvin Jr., C. J., 1968. Breaker Type Classification on three Laboratory beaches. *Journal of Geophysical Research*, 73(12), pp. 3651-3659.
- García Gil, G., 2006. El ambiente geomorfológico. In: *Ambientes veracruzanos*. Xalapa, Veracruz: Instituto de ecología, pp. 126-150.
- Goldsmith, V., 1973. Internal geometry and origin of vegetated coastal sand dunes. *Journal of Sedimentary Research*, 43(4).
- Goldsmith, V., 1985. Coastal dunes. In: *Coastal sedimentary environments*. Nueva York: Springer-Verlag, pp. 303-378.
- Gómez Zotano, J., 2005. Notas sobre la vegetación psammófila del litoral malagueño. Las dunas de el Saladillo-Matas Verdes (Estepona). *Cuadernos Geográficos*, Volume 37, pp. 201-202.
- Gracia, F., Hernández, A. I., Sanjaume, E. & Flor, G., 2009. 2110 Dunas móviles. In: *Bases ecológicas preliminares para la conservación de los tipos de hábitat de interés comunitario en España*. Madrid, España: Ministerio de Medio Ambiente, y Medio Rural y Marino, p. 54.
- Gulliver, F. P., 1899. Shoreline topography. *Proceedings of the American Academy of Arts and Sciences*, pp. 151-258.
- Guza, R. T. & Thornton, E. B., 1982. Swash oscillations on a natural beach. *Journal of Geophysical Research*, 87(C1), pp. 483-491.
- Hallermeier, R. J., 1978. Uses for calculated limit depth to beach erosion. *Coastal Engineering Proceedings*, 1(16).
- Hayes, M. O., 1979. Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. *Barrier Islands*, pp. 1-27.
- Hedegaard, I. B. et al., 1992. *Intercomparison of coastal profile models*. Venice, Italy, Proceedings of 23rd Conference on Coastal Engineering.
- Hesp, P. A., 2000. Coastal dunes: form and function. *Coastal Dune Vegetation Network Technical Bulletin No. 4*.
- Hesp, P. A., 2002. Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology, and dynamics. *Geomorphology*, Volume 48, pp. 245-268.
- Jayaratne, M. P. R., Rahman, M. R. & Shibayama, T., 2014. *A cross-shore beach profile evolution model*, s.l.: Coastal Engineering Journal.
- Jiménez Quintana, J. A., 2003. *Predicción de los cambios en el perfil de playa mediante parámetros simples*. s.l.:s.n.
- Jiménez-Orocio, O. et al., 2015. Tipos de dunas. In: *Diagnóstico de las dunas costeras de México*. México: SEMARNAT-CONAFOR, pp. 27-40.
- Johnson, D. W., 1919. *Shore processes and shoreline development*. s.l.:John Wiley & Sons, Incorporated.

- Kobayashi, N., 2013. *Cross-shore numerical model CSHORE2013 for sand beaches and coastal structures*, Newark, Delaware: University of Delaware.
- Kobayashi, N., Agarwal, A. & Johnson, B., 2007. Longshore current and sediment transport on beaches. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean*, 133(4), pp. 296-304.
- Kobayashi, N., Buck, M., Payo, A. & Johnson, B. D., 2009. Berm and dune erosion during a storm. *Journal of waterway, port, coastal and ocean engineering*, Volume 135, pp. 1-10.
- Kobayashi, N., de los Santos, F. J. & Kearney, P. G., n.d. Time-averaged probabilistic model for irregular wave runup on permeable slopes. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 134(2), pp. 88-96.
- Kobayashi, N. & de los Santos, F. J., 2007. Irregular wave seepage and overtopping of permeable slopes. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 133(4), pp. 245-254.
- Kobayashi, N., Zhao, H. & Tega, Y., 2005. Suspended sand transport in surf zones. *Journal of Geophysical Research*, Volume 110.
- Komar, P. D., 1998. *Beach processes and sedimentation*. s.l.:s.n.
- Kriebel, D., 1986. Verification study of a dune erosion model. *Shore and Beach*, pp. 13-20.
- Kriebel, D. & Dean, R., 1985. Numerical simulation of time-dependent beach and dune erosion. *Coastal Engineering*, pp. 221-245.
- Landeira, M. S. R., 2005. *Análisis y mejoras en la evaluación de diversos términos de los modelos de evolución de playas en escalas de medio plazo*. Universidad de Cantabria: Escuela Técnica Superior de Ingenieros.
- Larson, M. & Kraus, N., 1989. *SBEACH: Numerical model for simulating storm-induced beach change, Report 1: Theory and model foundation*, s.l.: s.n.
- Ley Vega de Seoane, C., Gallego Fernández, J. B. & Vidal Pascual, C., 2007. Procesos costeros. In: *Restauración de sistemas costeros*. España: Ministerio de Medio Ambiente, Dirección general de costas, pp. 21-73.
- Longuet-Higgins, M. S. & Stewart, R. W., 1964. Radiation stresses in water waves; a physical discussion, with applications. *Deep-Sea Research*, Volume 11, pp. 529-562.
- López Ruiz, A., 2013. *Hidrodinámica de la zona de rompientes*. Universidad de Granada: Dept. Mecánica de Estructuras e Ingeniería Hidráulica.
- Martínez Vázquez, M. & Mendoza González, G., 2014. Patrones y vulnerabilidad: la flora y la vegetación. In: *Taller de playas y dunas*. México: s.n.
- Martínez, M. L. et al., 2015. Introducción general: importancia de las costas y dunas de México. In: *Diagnóstico de las dunas costeras de México*. México: SEMARNAT-CONAFOR, pp. 17-27.
- Masselink, G. & Short, A. D., 1993. The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual beach model. *Journal of Coastal Research*, 9(3), pp. 785-800.
- McKee, E. D., 1980. *A study of global sand seas*, s.l.: US Geological Survey, Professional Paper.
- Medina, I., Losada, I., Losada, M. A. & Vidal, C., 1995. Variabilidad de los perfiles de playa: forma y distribución granulométrica. *Ingeniería del Agua*, 2(Extraordinario), pp. 133-142.

- Moreno-Casasola, P., 2006. Playas y dunas. In: *Manejo integral de la zona costera*. Xalapa, Ver.: Instituto de Ecología AC y Comisión Nacional de Areas Naturales Protegidas,(SEMARNAT)-Gobierno del Estado de Veracruz, pp. 121-149.
- Moreno-Casasola, P. et al., 2015. Flora y vegetación. In: *Diagnóstico de las dunas costeras de México*. México: SEMARNAT-CONAFOR, pp. 49-61.
- Mosso Aranda, O. C., Sierra, J. P. & Sánchez-Arcilla, A., 2004. *Estudio numérico-experimental de la dinámica de la zona cercana a la costa*. s.l.:s.n.
- O'Hare, T. J., Ostrowski, R., Emsley, S. M. & Huntley, D. A., 2006. Application of Two Coastal Profile Evolution Models to Lubiato, Poland and La Barrosa, Spain. *Archives of Hydro-Engineering and Environmental Mechanics*, 53(3), pp. 235-266.
- Oosting, H. J., 1945. Tolerance to Salt Spary of Plants of Coastal Dunes. *Ecology*, 26(1), pp. 85-89.
- Packham, J. R. & Willis, A. J., 1997. *Ecology of dunes, salt marsh and shingle*. s.l.:Springer Science & Business Media.
- Pedrozo Acuña, A., 2011. *Procesos costeros y morfodinámica de playas*. México: Instituto de Ingeniería UNAM.
- Pilkey, O. H., 1998. *The North Carolina shore and its barrier islands: restless ribbons of sand*. s.l.: Duke University Press.
- Ranasinghe, R., Pattiaratchi, C. & Masselink, G., 1999. A morphodynamic model to simulate the seasonal closure of tidal inlets. *Coastal Engineering*, Volume 37, pp. 1-36.
- Roelvink, D. et al., 2010. *XBeach Model Description and Manual*. Deltares and Delft University of Technology: Unesco-IHE Institute for Water Education.
- Rust, I. C. & Illenberger, W. K., 1996. Coastal dunes: sensitive or not?. *Landscape and urban planning*, 34(3), pp. 165-169.
- Sallenger Jr., A. H., 2000. Storm impact scale for barrier islands. *Journal of Coastal Research*, pp. 890-895.
- Sánchez-Arcilla, A. & Jiménez, J. A., 1995. Evolución en planta/perfil de una playa. Métodos predictivos.. *Ingeniería del agua*, 2(1).
- Sanjaume, E., Gracia, F. J. & Flor, G., 2011. Introducción a la geomorfología. In: *Las dunas en España*. Madrid: Sociedad Española de Geomorfología, pp. 13-63.
- Satlins, J. A. & Parker, A. J., 2003. The influence of complex systems interactions on barrier island dune vegetation pattern and process. *Annals of the*, 93(1), pp. 13-29.
- Shepard, F. P., 1937. Revised classification of marine shorelines. *The Journal of Geology*, pp. 602-624.
- Shepard, F. P., 1973. *Submarine Geology*. 3 ed. Nueva York: Harper & Row.
- Short, A. D., 1979. Wave power and beach-stages: a global model. *Coastal Engineering Proceedings*, 1(16).
- Short, A. D. & Hesp, P. A., 1982. Wave, beach and dune interactions in southeastern Australia. *Marine Geology*, 48(3), pp. 259-284.
- Silva, R. & Mendoza, E. G., 2012. A.2.13. Obras marítimas. In: *Manual de diseño de obras civiles*. México: Comisión Federal de Electricidad.
- Silva, R. & Mendoza, E. G., 2014. Acciones en las costas: Tipos de actuaciones y sus consecuencias. In: *Taller de playas y dunas*. México: s.n.
- Silva, R. & Mendoza, E. G., 2014. Fenómenos que gobiernan el transporte de sedimentos; equilibrio y estados modales de una playa.. In: *Taller de playas y dunas*. México: s.n.

## REFERENCIAS

- Silva, R. & Mendoza, E. G., 2014. La resiliencia de las costas. In: *Taller de playas y dunas*. s.l.:s.n.
- Sorensen, R. M., 2006. *Basic coastal engineering*. Lehigh University, Bethlehem, Pennsylvania: Springer.
- Southgate, H. N. & Nairn, R. B., 1993. Deterministic profile modelling of nearshore processes. Part 1. Waves and currents.. *Coastal Engineering*, 19(1), pp. 27-56.
- Stive, M. & Battjes, J., 1984. *A model for offshore sediment transport*. New York, American Society of Civil Engineers.
- Szmytkiewicz, M., 2002. Quasi 3D model of wave-induced currents in coastal zone. *Archives of Hydro-Engineering and Environmental Mechanics*, 49(1), pp. 57-81.
- Tsoar, H., 2005. Sand dunes mobility and stability in relation to climate.. *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, 357(1), pp. 50-56.
- U.S. Army Corps of Engineers, 2002. Coastal classification and morphology. In: I. -. IV-2-3, ed. *Coastal Engineering Manual*. Washington, D.C.: U.S. Army Corps of Engineers.
- USGS, n.d. *USGS St. Petersburg Coastal and Marine Science Center*. Disponible en: <http://coastal.er.usgs.gov/hurricanes/impact-scale/> [Accessed 2015].
- Valenti Bauxell, G., 2013. *Evaluación de la vulnerabilidad de la costa catalana al impacto de tormentas a partir del rebase del oleaje*. España: Universidad Politécnica de Cataluña.
- Vega de Seoane, C., Gallego Fernández, J. & Vidal Pascual, C., 2007. *Manual de restauración de dunas costeras*. España: Ministerio de Medio Ambiente. Dirección General de Costas..
- Vellinga, P., 1983. Predictive Computational Model for Beach and Dune Erosion During Storm Surges. *Proceedings of the Specialty Conference on Coastal Structures '83*, pp. 806-819.
- Vidal, C., Losada, M. A., Medina, R. & Losada, I. J., 1995. Modelos de morfodinámica de playas. *Ingeniería del agua*, 2(1).
- Warren, A. & Allison, D., 1998. The palaeoenvironmental significance of dune size hierarchies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 137(3), pp. 289-303.
- Wilson, I. G., 1972. Aeolian bedforms - their development and origins. *Sedimentology*, Volume 19, pp. 173-210.
- Wright, L. D. et al., 1979. Morphodynamics of reflective and dissipative beach and inshore systems: Southeastern Australia. *Marine Geology*, 32(1), pp. 105-140.
- Wright, L. D. & Short, A. D., 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine geology*, 56(1), pp. 93-118.
- Zhao, H. & Kobayashi, N., 2005. *Suspended sand transport in surf zones on equilibrium beaches*, Newark, DE: Research Report No. CACR-05-01. Center for Applied Coastal Research, University of Delaware..
- Zheng, J. & Dean, R., 1997. Numerical models and intercomparisons of beach profile evolution.. *Coastal Engineering*, Volume 30, pp. 169-201.