



**UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO**



FACULTAD DE INGENIERÍA

PROGRAMA ÚNICO DE ESPECIALIZACIONES DE INGENIERÍA

CAMPO DE CONOCIMIENTO: INGENIERÍA CIVIL

**MODELO FÍSICO DE EVOLUCIÓN DUNAR BAJO CONDICIONES
HIDROMETEOROLÓGICAS EXTREMAS**

T E S I N A

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

ESPECIALISTA EN HIDRÁULICA

P R E S E N T A:

ING. ERICK FREYERMUTH MILLÁN

DIRECTOR DE TESINA: DR. EDGAR G. MENDOZA BALDWIN

MÉXICO, D.F.

ABRIL 2016

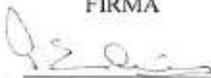


UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA ÚNICO DE ESPECIALIZACIONES DE INGENIERÍA

Recibí copia de Trabajo desarrollado por el alumno: ERICK FREYERMUTH MILLÁN.

Para presentar examen de grado de ESPECIALIZACIÓN EN HIDRÁULICA.

Plan: 11-3157.

	JURADO	FIRMA	FECHA
PRESIDENTE:	DR. GABRIEL ECHÁVEZ ALDAPE		7/04/16
PRIMER VOCAL:	DR. EDGAR GERARDO MENDOZA BALDWIN		5/04/16
SEGUNDO VOCAL:	DR. CARLOS AGUSTÍN ESCALANTE SANDOVAL		7/04/16
TERCER VOCAL:	DR. RODOLFO SILVA CASARÍN		05/04/2016
SECRETARIO:	M. EN I. GERARDO RUIZ SOLORIO		26/04/2016

BJS

Índice

1	Introducción	1
2	Generalidades de un perfil de playa y transporte de sedimentos	2
2.1	Hidrodinámica costera	2
2.1.1	Viento	2
2.1.2	Oleaje	2
2.1.3	Mareas.....	12
2.1.4	Corrientes	13
2.1.5	Transporte de sedimentos	14
2.2	Morfodinámica de playas.....	15
2.2.1	Perfiles de playa	16
2.2.2	Zona costera.....	16
2.2.3	Perfil disipativo y perfil reflejante	18
2.2.4	Perfil de equilibrio	20
3	Rol de la duna en el perfil de playa	23
3.1	Morfología dunar	24
3.1.1	Clasificación de dunas por su topografía	24
3.2	Comportamiento dunar en presencia de tormenta	26
3.2.1	Regímenes del sistema playa-duna.....	28
3.2.2	Overwash en dunas.....	29
3.2.3	Importancia de la vegetación en las dunas costeras en condiciones de tormenta.	30
3.3	Rol de la duna en una tormenta.....	30
4	Modelos físicos de evolución dunar	32
4.1	Modelos físicos de la Universidad de Delaware, Estados Unidos	32
4.1.1	Modelo de erosión dunar debido a la geometría de la berma	32
4.1.2	Calibración del CSHORE mediante la modelación física.....	34
4.1.3	Influencia de la vegetación sobre la erosión de la duna	35
4.2	Modelos físicos de la universidad de Delft, Holanda	38
4.2.1	Modelo física de pequeña escala	38
4.2.2	Modelo físico a gran escala	39
4.3	Modelo físico UNAM, México.....	43
4.3.1	Perfiles.....	43
4.3.2	Instrumentos de medición	44

Índice

4.3.3	Condiciones hidrodinámicas	44
4.3.4	Vegetación en la duna.....	45
4.3.5	Construcción del modelo	45
4.3.6	Ensayos realizados.....	46
4.4	Comparación de los modelos físicos	48
4.5	Comparación y análisis de los perfiles resultantes.....	49
5	Conclusiones y futuras líneas de investigación	50
6	Bibliografía	52
7	ANEXO 1 IMÁGENES DE LOS PERFILES FINALES	57

1 Introducción

Uno de los objetivos más importantes de la Ingeniería de Costas es la predicción de la evolución de la línea de costa con o sin la presencia de estructuras costeras (Losada et al., 1995). Las dunas costeras son parte de esta evolución al considerarse protecciones naturales o artificiales contra mareas de tormenta y la acción del oleaje en muchas zonas costeras de todo el mundo (Figlus et al., 2011) y jugar un papel importante durante las tormentas que se presentan en la costa. Su función principal es amortiguar los impactos de las mareas de tormenta y del oleaje energético (Gralher et al., 2012), por esta razón es importante conocer su respuesta a los eventos extremos, es decir, cuando se presenta un oleaje energético y una sobre elevación de la superficie libre del mar. Esta relación es de suma importancia en el manejo de la erosión costera debido a tormentas; donde la arena se pierde temporalmente en dirección costa afuera, para volver gradualmente durante los periodos de calma (Short, 1999).

Debido a la naturaleza de la zona costera, muchos análisis y diseños que se realizan en la ingeniería costera parten total o parcialmente de bases empíricas; las cuales se deben desarrollar y ser mejoradas en campo, y en algunas ocasiones en el laboratorio (Sorensen, 2006). Para tal efecto, se han llevado a cabo numerosas investigaciones en diversas partes del mundo para poder encontrar un patrón en la interacción duna-perfil de playa-tormenta; las cuales se han realizado desde el punto de vista de la biología (Martínez, 2009), geológico (Hesp et al., 2000 y 2009) y de ingeniería de costas (Kobayashi et al., 1987, 2009 y 2013, Odériz, 2014 a y b, Vellinga, 1986).

En el año 2014, el grupo de ingeniería de costas del Instituto de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México, desarrolló un modelo físico de evolución dunar en condiciones extremas en el laboratorio de ingeniería costera; el cual se presenta en el actual trabajo. Esta tesina consta de siete capítulos, comenzando por el capítulo uno, la introducción. Siendo el capítulo dos en donde se describen las principales características de la ingeniería costera, desde el oleaje generado por viento hasta los modelos de perfil de playa. El tercer capítulo explica la interacción de la duna con el perfil de playa en condiciones de tormenta, explicando la dinámica de los sistemas dunares y sus principales características. El cuarto capítulo presenta los modelos físicos que han desarrollado los diferentes centros de investigación, desarrollándose una comparación cualitativa de sus características y de los resultados obtenidos. Presentándose en el capítulo cinco las conclusiones y las futuras líneas de investigación del trabajo. En el caso de la bibliografía, se presenta en el capítulo seis y en el capítulo siete, los anexos.

2 Generalidades de un perfil de playa y transporte de sedimentos.

En este capítulo se revisan los principales fenómenos físico-meteorológicos que se pueden presentar en la zona litoral, y los cuales dan lugar a la morfología de la playa. A su vez, se detallan las características principales de la dinámica de un perfil de playa. En la parte final de este capítulo se presentan brevemente algunos modelos disponibles en la literatura para su representación.

2.1 Hidrodinámica costera

Para explicar los principales fenómenos naturales que ocurren en la zona litoral, se debe considerar primero que estos pueden presentarse en diferentes escalas de tiempo. Aquellos de escala temporal corta son los definidos por Sánchez-Arcilla y Jiménez, 1994, como los cambios experimentados en la zona más activa de la playa. Estos fenómenos se manifiestan en avances y retrocesos de la línea de costa y en modificaciones del sistema costero; la temporalidad en la que ocurren es desde horas hasta un año. En cambio, la escala temporal de mediano plazo es la que Benassai G., 2006, describen como los procesos que involucran la dinámica del oleaje, la circulación litoral del oleaje y la evolución de la morfología del fondo debido al transporte de sedimento; teniendo como escala temporal varios años. Por último, se describen los cambios a largo plazo, los cuales se ven reflejados en el cambio de la playa tanto de forma longitudinal como transversal, Sánchez-Arcilla y Jiménez, 1994, explican que los cambios a largo plazo son los que determinan el balance total de sedimentos presentes en una playa. A su vez Benassai G., 2006, mencionan la relevancia de estos eventos ya que son importantes desde un punto de vista social y económico, y representan una herramienta importante para un manejo de la zona costera. Su escala temporal queda definida por años e incluso décadas. La hidrodinámica costera está gobernada por una serie de agentes marinos y climatológicos, de los cuales, los principales se describen a continuación.

2.1.1 Viento

La hidrodinámica costera está fuertemente influenciada por la acción del viento, el cual es el responsable de la generación del oleaje, el set-up del viento, las mareas de tormenta y las corrientes superficiales (Benassai G., 2006), así como del transporte eólico. Los vientos existentes se pueden clasificar en cuatro diferentes tipos, siendo los globales los que rigen el comportamiento del clima en el planeta, originándose por el cambio de las presiones y temperaturas que se presentan por todo el mundo. A su vez, se presentan vientos estacionales, los cuales varían conforme a la temporalidad de las condiciones estacionales que ocurren anualmente, presentándose junto con los vientos locales. Estos últimos son generados por los cambios de presiones y temperaturas que se presentan diariamente en una zona en específico. Por último, existen los vientos ciclónicos y anticiclónicos, los cuales se pueden presentar por la variación de la presión atmosférica en una zona específica, presentando velocidades incluso mayores a los 200 km/h.

2.1.2 Oleaje

De todos los fenómenos meteorológicos que ocurren en la zona costera, el oleaje es el más influyente en la determinación de la morfología y forma de una playa. La formación de las olas se debe a la interacción viento-superficie marina. El viento proporciona la energía suficiente para que la superficie del mar se eleve y la fuerza de la gravedad, al intentar restaurar el estado inicial, termina por generar un flujo oscilatorio. Esto ocurre en un área llamada fetch, de donde parte el oleaje aleatorio en alturas, periodos y direcciones.

Las características con las que se describe el oleaje son su altura de ola (H), la cual se define como la distancia vertical entre el punto más alto de la cresta y el más bajo del valle, la amplitud (A) es la mitad de la altura de ola. La longitud horizontal entre crestas de ondas adyacentes se denomina longitud de onda (L) (Figura 2-1). En la escala temporal, se define como periodo de onda (T), al tiempo que debe transcurrir para que ocurra el paso de dos crestas consecutivamente por el mismo punto, siendo su inversa la frecuencia (f). Combinando las escalas temporales y espaciales, las ondas en su trayectoria hacia la costa recorren una distancia en un tiempo determinado, lo cual en física es denominado velocidad; en el caso de ondas se llama celeridad (c) y se define como $c = L/T$.

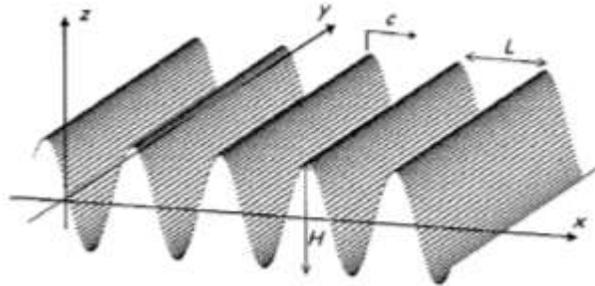


Figura 2-1 Parámetros de las ondas, modificado de SMC, 2000.

A su vez, en el océano se hacen presentes gran cantidad de ondas, presentándose en la Tabla 2-1, las diferentes ondas superficiales con sus periodos y longitudes de onda asociadas, junto con sus fuerzas generadoras y de control.

Tabla 2-1 Clasificación de ondas basada en su periodo o longitud de onda, modificado de SMC ,2000.

Movimiento	Periodo o Longitud	Fuerza generadora	Fuerzas de control	Ejemplo
Corrientes oceánicas	10^6 m	Gradiente de densidad; viento	Fricción, Coriolis y gravedad	Corriente del golfo
Corrientes costeras	10^5 m	Viento y corrientes oceánicas	Fricción, Coriolis y gravedad	Afloramientos
Corrientes de rotura	10^2 m	Ondas gravitatorias	Fricción; gravedad	Rip-currents
Corrientes de marea	10^3 m	Marea astronómica	Fricción; gravedad	Bahías y estuarios
Ondas capilares	$0.1 \text{ s} / 10^{-2} \text{ m}$	Viento	Tensión superficial; gravedad	Rizado del viento
Ondas ultragravitatorias	$0.1 - 1 \text{ s} / 100 \text{ m}$	Viento	Gravedad	Ondas de viento en una charca
Ondas gravitatorias	$1-30 \text{ s} / 1-10^3 \text{ m}$	Viento y oleaje de viento	Gravedad; fricción	Sea y Swell
Ondas infragravitatorias	$30 \text{ s} - 5 \text{ min} / 10^3-10^5 \text{ m}$	Viento y ondas gravitatorias	Gravedad; Coriolis; fricción	surf-beat, ondas de borde
Ondas largas	$5 \text{ min} / 10^5-10^6 \text{ m}$	Borrascos y terremotos	Gravedad; Coriolis; fricción	Tsunamis
Ondas de mareas astronómicas	$12-24 \text{ h} / 10^7 \text{ m}$	Rotación Tierra/atracción Luna-Sol	Gravedad; Coriolis; fricción	Marea astronómica
Ondas transmareales	$24 \text{ h} / 10^7 \text{ m}$	Orbita solar/gravit.	Gravedad; Coriolis; fricción	Marea meteorológica
Ondas internas	$4 \text{ min}-25 \text{ h} / 10-10^5 \text{ m}$	Borrascas, ondas de gravedad	Gravedad; Coriolis; fricción	Ondas de densidad en la pycnoclina

Las **ondas gravitatorias** son el factor más importante que actúa sobre la morfología costera (Benassai G., 2006), por esta razón se explica que el oleaje generado por campos de vientos locales se denomina oleaje tipo Sea (Alta frecuencia o local), el cual se presenta de forma irregular y con diferentes direcciones de propagación, gobernando las costas cercanas las latitudes tropicales. Caso contrario es el oleaje Swell (Baja frecuencia o distante), el cual viaja grandes distancias desde su fetch hasta el área de disipación; este oleaje se caracteriza por ser más regular y unidireccional con respecto al oleaje Sea y gobernar los ambientes costeros ubicados cerca de los polos. Masselink, 2013, explica que el oleaje tipo Swell es generado por tormentas lejanas.

En otras palabras, el oleaje en su etapa inicial de generación, presenta una cresta pequeña; pudiendo ser propagado en muchas direcciones, incluso en diferentes direcciones del viento. Cuando se presenta un fetch con el tamaño suficiente, el oleaje va aumentando el tamaño de su cresta debido a la interacción viento-superficie constante; provocando que se vaya desarrollando en la dirección predominante del viento. Cuando el oleaje totalmente desarrollado deja el área de generación, se denomina oleaje Swell.

2.1.2.1 Espectro del oleaje

El espectro del oleaje describe la distribución de la energía del oleaje entre las diferentes frecuencias y longitudes de onda que se presentan en la superficie del mar (Stewart, 2008). La forma del espectro de energía que se hace presente en las condiciones variables del océano depende de la duración y tamaño del fetch, las etapas de una tormenta y la existencia del oleaje Swell (Ochi and Hubble, 1976). Las ondas aparentemente y usualmente más importantes en el espectro del oleaje, son aquellas generadas por el viento (Sorensen, 2006); siendo limitadas por la velocidad del viento y el fetch existentes, los cuales limitarían el desarrollo de la altura y el periodo de onda. Torsethaugen y Haver, 2004 mencionan que los elementos básicos del espectro son su pico espectral y la cola de alta frecuencia, los cuales se pueden observar en la Figura 2-2

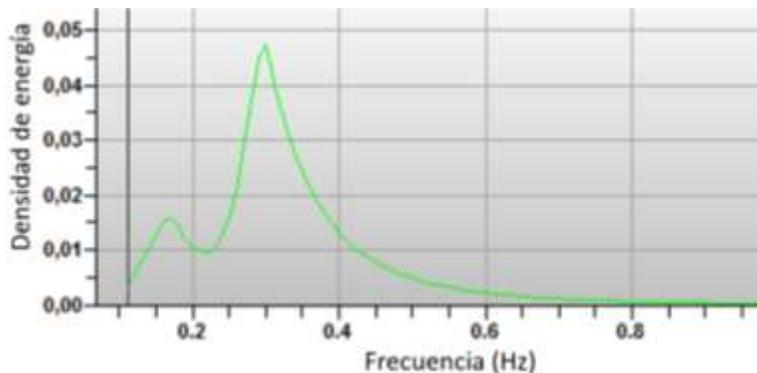


Figura 2-2 Espectro de oleaje.

Un espectro del oleaje puede ser generado sintéticamente por medio de los parámetros que caracterizan su desarrollo (Silva, 2005). A través del tiempo se han desarrollado modelos espectrales, capaces de reproducir el oleaje generado por viento; de los cuales, los principales se describen a continuación.

2.1.2.1.1 Espectro Pierson-Moskowitz

Para poder llevar a cabo una caracterización del oleaje en condiciones de Sea altamente desarrollado, fue derivado un espectro idealizado llamado espectro Pierson-Moskowitz. En el cual, se asume que, si un viento sopla sostenidamente por un tiempo largo sobre un área grande, el oleaje entrará en equilibrio con el viento; lo que se conoce como Sea completamente desarrollado. Stewart, 2008, explica que un tiempo largo es 10,000 el periodo de onda y un área grande 5,000 veces la longitud de onda, por un lado, del fetch. Pierson y Moskowitz, 1962, mostraron que el espectro está definido desde cero al infinito, y el área bajo el espectro está definida como la varianza del oleaje medido; siendo su igualdad presentada en la ecuación 2.1.

$$S(\omega) = \frac{\alpha g^2}{\omega^5} \exp \left[-\beta \left(\frac{\omega_0}{\omega} \right)^4 \right] \quad (2.1)$$

Donde

$$\omega = 2\pi f \quad \text{Frecuencia angular}$$

$$\alpha = 8.1 * 10^{-3}$$

$$\omega_0 = \frac{g}{U_{19.5}}$$

$U_{19.5}$ Velocidad del viento a una altura de 19.5 m por arriba de la superficie del mar.

2.1.2.1.2 Espectro JONSWAP

Desarrollado por científicos de diferentes países el espectro JONSWAP (The Joint North Sea Wave Project), fue concebido para el estudio de la evolución del espectro en condiciones estacionarias, viento mar adentro y la atenuación debido al Swell (Hasselmann et al., 1973). Siendo la forma del espectro definida por la transferencia no lineal de la región central del espectro hacia los componentes de las ondas largas y cortas; quedando la relación espectral en función de la velocidad del viento y del fetch, tal como se observa en la ecuación 2.2.

$$S(\omega) = \frac{\alpha g^2}{\omega^5} \exp \left[-\frac{5}{4} \left(\frac{\omega_p}{\omega} \right)^4 \right] \gamma^r \quad (2.2)$$

Donde

$$r = \exp \left[-\frac{(\omega - \omega_p)^2}{2\sigma^2 \omega_p^2} \right]$$

$$\alpha = 0.076 \left(\frac{U_{10}^2}{Fg} \right)^{0.22}$$

$$\omega_p = 22 \left(\frac{g^2}{U_{10} F} \right)^{1/3} \quad \text{Frecuencia angular pico}$$

$\gamma = 3.3$; el cual es la proporción de la frecuencia pico de los espectros Pierson-Moskowitz, $S(f_p)_{PM}$, y JONSWAP, $S(f_p)_J$, la cual se observa en la Figura 2-3.

$$\sigma = \begin{cases} 0.07 & \omega \leq \omega_p \\ 0.09 & \omega > \omega_p \end{cases}$$

F Distancia del fetch.

U_{10} Velocidad del viento a una altura de 10.00 m por arriba de la superficie del mar.

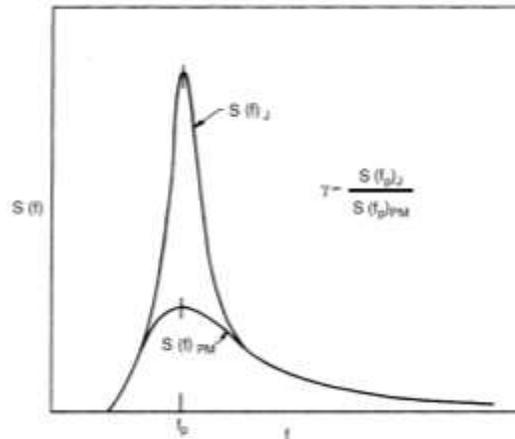


Figura 2-3 Comparación del espectro Pierson-Moskowitz y JONSWAP, modificado de Sorensen, 2006.

2.1.2.1.3 Espectro TMA

El espectro TMA es un espectro de oleaje basado en la generación del oleaje en aguas profundas; el cual es propagado sin refracción hacia aguas intermedias o poco profundas (Sorensen, 2006) y ajustable para un espectro de oleaje tipo Swell y sea altamente desarrollado (Hughes, 1984). Para su desarrollo, es aceptado el espectro JONSWAP como válido y se agrega un factor de transformación para aguas poco profundas, quedando el espectro como se indica en la ecuación 2.3.

$$S(f) = S_J(f)\phi(f, d) \tag{2.3}$$

Donde

$S_J(f)$ Espectro JONSWAP

$\phi(f, d)$ Parámetro de transformación.

Siendo introducido un parámetro, α , el cual depende directamente de la profundidad, la velocidad del viento y la frecuencia pico; y es representando por la siguiente ecuación.

$$\alpha = 0.0078 \left(\frac{2\pi W^2}{gL_p} \right)^{0.49}$$

Donde

L_p Longitud de onda

$$\gamma = 2.47 \left(\frac{2\pi W^2}{gL_p} \right)^{0.39}$$

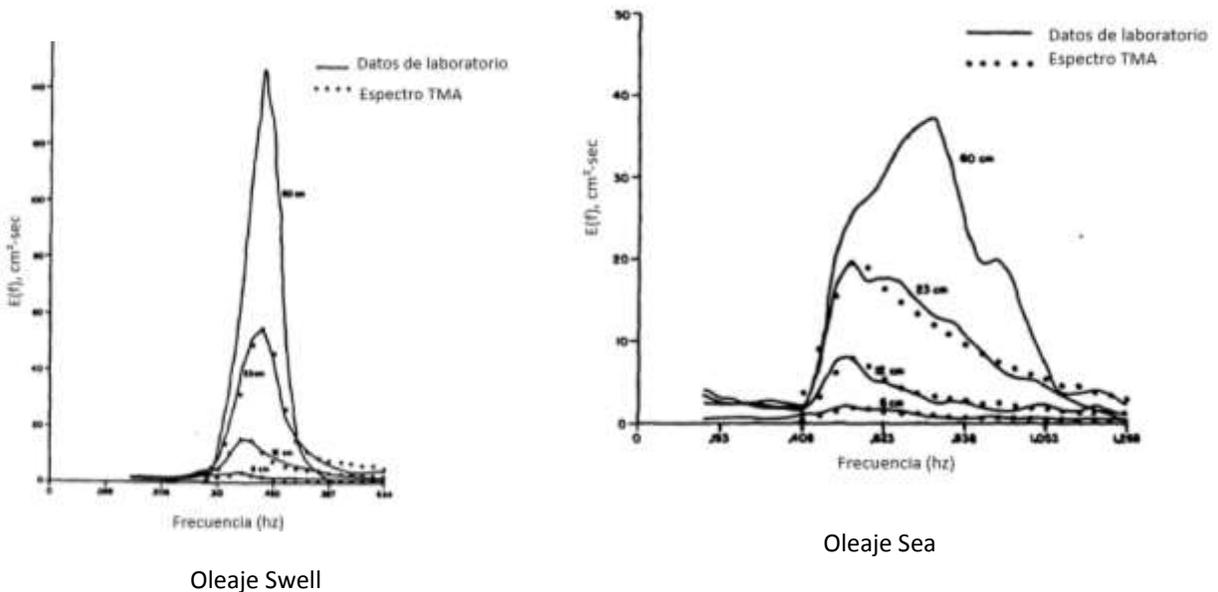


Figura 2-4 Ajuste del espectro TMA a los diferentes tipos de oleaje. Imagen modificada del Hughes, 1984.

2.1.2.1.4 Espectro bimodal

Las ondas de baja frecuencia se pueden propagar más rápidamente que el campo generador de oleaje, alcanzando áreas no influenciadas por el campo de viento. Este oleaje Swell se agrega al oleaje Sea y genera el espectro de doble pico o bimodal (Torsethaugen y Haver, 2004). El cual fue desarrollado descomponiendo el espectro del oleaje en dos, la primera que incluye los componentes de las frecuencias pequeñas y la segunda las componentes de las frecuencias altas (Ochi and Hubble, 1976); siendo su separación mostrada en la Figura 2-5.

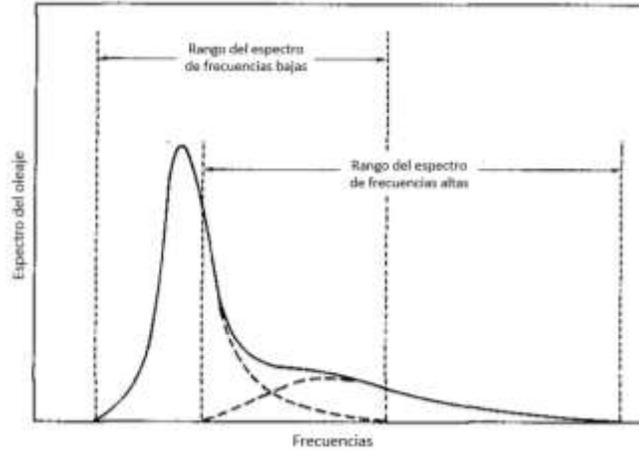


Figura 2-5 Separación del espectro realizada por Ochi and Hubble, 1976.

El espectro descompuesto por Ochi y Hubble, 1976, se presenta en la siguiente ecuación.

$$S(f) = \sum_{j=1}^2 \frac{H_{sj}^2 T_{pj} (\lambda_j + 0.25)^{\lambda_j}}{4\Gamma(\lambda_j) (T_{pj} f)^{(4\lambda_j + 1)}} \exp\left\{-\frac{(\lambda_j + 0.25)}{(T_{pj} f)^4}\right\} \quad (2.4)$$

Donde el espectro se presenta en función de tres parámetros para cada sistema de oleaje (Torsethaugen y Haver, 2004), siendo los siguientes

T_{pj} Parámetro de periodo pico.

H_{sj} Parámetro de altura de ola significativa.

λ Parámetro de forma, siendo $j=1$, para oleaje Swell y $j=2$ para oleaje Sea.

$\Gamma()$ Función gamma.

Siendo los valores del parámetro de forma están dados como

$$\lambda_1 = \lambda_{10}; \lambda_2 = \lambda_{20} e^{\lambda_{21} H_s}$$

Para los cuales Torsethaugen and Haver, 2004, recomiendan un valor de $\lambda_{10} = 3.0$, $\lambda_{20} = 1.54$ y $\lambda_{21} = -1.06 m^{-1}$.

2.1.2.2 Oleaje en aguas poco profundas

El oleaje durante su trayectoria hacia la costa, va sufriendo varias afectaciones debido a la configuración del medio físico por el cual se encuentra desplazándose. Estos cambios se acentúan cuando la onda llega a aguas poco profundas y se explican a continuación.

Los fenómenos físicos más importantes que afectan al oleaje en aguas someras son la **refracción**, la cual se puede definir como el cambio de dirección del oleaje debida a la configuración batimétrica de la zona litoral. La **difracción**, la cual es descrita por Nielsen, 2009, como el proceso por el cual las ondas cambian de dirección debido a la presencia de un rompeolas o pequeñas islas; viajando la energía a través de la cresta de la onda su altura varia a lo largo de la cresta. A su vez se presenta la reflexión, explicándose como el retorno de la energía del oleaje hacia el mar. Y por último el **someramiento**, el cual se describe como el aumento de la altura de ola debida a la disminución del fondo marino, es decir, la altura de la onda empezará a crecer debido a que el fondo marino empieza a disminuir, teniendo como condiciones limitantes la fuerza de gravedad y la estructura molecular del agua. A su vez existen otros fenómenos físicos como la dispersión de la frecuencia y la fricción de fondo, los cuales son tan importantes como los fenómenos antes mencionados, pero quedan fuera del alcance del presente documento.

2.1.2.3 Tipos de rompiente

En aguas someras, conforme la profundidad del agua va disminuyendo la velocidad de la cresta de la ola aumenta; presentándose una reducción en la celeridad de la onda, generando una inestabilidad y provocando su rotura (Sorensen, 2006); la cual provoca la disipación de la energía, corrientes costeras y el aumento del nivel medio del agua. El tipo de rompiente que se presente en el oleaje dependerá de la conformación del fondo marino, es decir de su batimetría; existiendo cuatro tipos de rompiente que se pueden presentar, los cuales según Battjes, 1974, son Spilling, Plunging, Surging y Collapsing.

Spilling o descrestamiento

Presentándose generalmente en playas con una pendiente suave, la rompiente del tipo Spilling es apreciable cuando se presenta una inestabilidad en la cresta de la onda y da como resultado una disminución en la altura de la onda propagada hacia adelante en la playa (Figura 2-6).



Figura 2-6 Rotura del oleaje tipo Spilling. Modificado de CEM, 2003 y de Sorensen, 2006.

Plunging o voluta

El oleaje que se presenta en playa con una pendiente ligeramente pronunciada, generalmente rompe en Plunging (Figura 2-7); lo cual, se observa cuando la cresta de la onda forma una especie de roll y cae sobre su cara frontal, generando una turbulencia fuerte. Este tipo de rompiente se caracteriza por generar un fregado en el fondo marino, provocando una fuerte cantidad de suspensión de sedimento.



Figura 2-7 Rotura del oleaje tipo Plunging, Modificado de CEM, 2003 y de Sorensen, 2006.

Surging u oscilación

Cuando el oleaje presenta una rotura tipo Surging (Figura 2-8), se observa que la parte frontal de su cara y su cresta permanecen relativamente suaves y la onda se mueve directamente hacia la playa sin romper (Short, 1999).



Figura 2-8 Rotura del oleaje tipo Surging, Modificado de CEM, 2003 y de Sorensen, 2006.

Collapsing o colapso

Cuando la cresta de la onda permanece sin romper; pero la parte frontal baja se escapar y rompe, es cuando se presenta una rompiente tipo collapsing (Figura 2-9).



Figura 2-9 Rotura del oleaje tipo Collapsing, Modificado de CEM, 2003 y de Sorensen, 2006.

2.1.2.4 Número de Iribarren

Si bien, el tipo de rompiente se puede aproximar por mera observación, el ingeniero Ramón Iribarren Cavanilles, formuló una relación matemática para determinarlo (Ecuación 2.5), al cual Battjes, 1974 propuso llamarlo en número de Iribarren.

$$I_r = \frac{\tan\beta}{\sqrt{H/L_0}} \quad (2.5)$$

Donde

I_r Número de Iribarren.

β Pendiente del fondo.

H Altura de la ola.

L Longitud de onda en aguas someras.

Siendo la longitud de onda descrita por la teoría lineal como una relación del periodo de onda, la gravedad de la tierra, la profundidad del fondo marino y el número de onda.

$$L = \frac{gT^2}{2\pi} \tanh(kh) \quad (2.6)$$

Donde

L Longitud de onda.

g Gravedad.

h Profundidad.

T Período de onda.

k Número de onda.

La relación matemática presentada por Iribarren para determinar el tipo de rompiente del oleaje es de suma importancia, debido a que toma en cuenta los principales componentes físicos que afectan al oleaje en su trayecto en aguas someras. Una vez calculado el número de Iribarren, se podrá conocer el tipo de rompiente de las ondas que presentan ruptura por fondo (Tabla 2-2). Usualmente el oleaje que presenta un $I_r > 4$, es reflejado, mientras que si presenta un $I_r \leq 4$ presentará rotura (Nielsen, 2009).

Tabla 2-2 Tipos de rompientes

Ruptura	I_r		
Spilling	0	≤	0.4
Plunging	0.4	≤	2.0
Surging	3.25	≤	4.00
Collapsing	2.0	≤	3.25

2.1.3 Mareas

Las mareas oceánicas son generadas por la combinación de efectos de las fuerzas de atracción gravitacional de la luna y el sol (de acuerdo con la ley de gravitación de Newton) y las fuerzas centrífugas resultantes de la translación de la tierra alrededor de los centros de gravedad de los sistemas tierra-luna y tierra-sol (DHI, 2011). Debido a que sus periodos son mayores a las 3 horas, las mareas se consideran como ondas largas.

Cuando las fuerzas de atracción solares y lunares tienen la misma dirección, se presentan las mareas vivas; cuando esto ocurre, se registran los máximos bajamares y pleamares. Caso contrario ocurre cuando se presentan las mareas muertas; es decir, las fuerzas de atracción de la luna y el sol son perpendiculares, lo que genera que se presenten las bajamares y pleamares mínimas.

Los regímenes de marea se pueden describir como marea diurna, la cual presenta una pleamar y una bajamar en un periodo de 24 horas 50 min, mientras que un régimen de marea semi-diurna presenta una pleamar y una bajamar en un periodo de 12 horas y 25 min. A su vez, existen mareas mixtas, las cuales presentan una pleamar y una bajamar con período de 12 horas y 25 minutos, presentando diferencias notorias en la magnitud de cada una.

Para saber el régimen de marea que se presenta en una zona en particular, se puede utilizar el coeficiente de determinante del régimen de marea o coeficiente de Courtier (Pugh, 1987), el cual se obtiene utilizando la siguiente formulación:

$$F = \frac{K_1 + O_1}{M_2 + S_2} \quad (2.7)$$

Donde:

K_1	Componente diurno Luni-Solar
O_1	Componente diurno Lunar principal
M_2	Componente lunar principal
S_2	Componente solar principal

Se considera que si $0 < F < 0.25$, la marea presenta un régimen semidiurno, si $0.25 < F < 1.50$, se entiende como marea semidiurna mixta; si se presenta $1.50 < F < 3.0$ el régimen de la marea es mixto predominantemente diurno y en caso de que $F > 3.0$, se tiene un régimen de marea diurno.

Existen también las llamadas mareas de tormenta (storm surge), las cuales como lo describen Dean y Dalrymple, 2001, son creadas por el apilamiento de agua oceánica que viaja hacia la línea de costa y se debe al viento que se genera en condiciones de tormenta (Ciclones tropicales, huracanes, tifones, etc). Los fenómenos físicos que generan una marea de tormenta son la reducción de la presión barométrica en la tormenta de baja presión, el esfuerzo del viento, la fuerza de Coriolis y el set-up del oleaje.

2.1.4 Corrientes

Las corrientes pueden dividirse en corrientes oceánicas y costeras, este trabajo se enfoca a explicar las corrientes costeras y su influencia en el litoral. Dean y Dalrymple, 2001, explican que las corrientes litorales se crean debido a la incidencia de las olas a la costa y su ángulo de arribo, y el proceso de rotura del oleaje en la zona litoral. Existen dos tipos de corrientes, las longitudinales (Long-shore currents) y las transversales (Cross-shore currents). Si bien las corrientes costeras están influenciadas por la marea y por el viento, en este trabajo se consideran las gobernadas por el oleaje. La corporación de ingenieros de la armada de los Estados Unidos, en el Coastal Engineering Manual (CEM), define las corrientes que se presentan en la zona surf como la superposición de varios movimientos a diferentes escalas, los cuales se explican en la siguiente ecuación

$$u = u_w + u_t + u_a + u_o + u_i \quad (2.8)$$

Donde

u_w Corrientes generadas por el rompiente del oleaje.

u_t Corrientes generadas por las mareas.

u_a Corrientes generadas por viento.

u_o y u_i Flujos oscilatorios por oleaje de viento y las ondas infragravitatorias.

2.1.4.1 Corrientes longitudinales (Long-shore currents)

Cuando el oleaje incidente llega a la costa romperá cuando su altura llegue al punto límite; esta rotura junto con su ángulo de incidencia genera las corrientes longitudinales (u_w). Existen corrientes longitudinales formadas por viento y mareas y, dependiendo el tipo de playa en las que presenten, se sabe qué tipo de corrientes son las predominantes. Se debe entender que las corrientes generadas por el oleaje conviven e interactúan con las generadas por la marea y el viento.

2.1.4.2 Corrientes transversales (Cross-shore currents)

También conocidas como corrientes de resaca (Undertow), estas corrientes se forman debido a la recirculación de agua presente en la zona litoral; Nielsen, 2009, explica que el nivel de agua más cercano a la línea de costa es generalmente mayor al que se presenta en la línea de rompiente, lo cual provoca una recirculación bidimensional y se muestra en la Figura 2-10. Las corrientes transversales usualmente se pueden presentar con velocidades altas, siendo del rango de 8 al 10% de la relación \sqrt{gd} cerca del fondo marino (CEM, 2002, II-4-25). No hay que olvidar, que, aunque las corrientes longitudinales y transversales se separan para su estudio, en la naturaleza se presentan de manera simultánea.

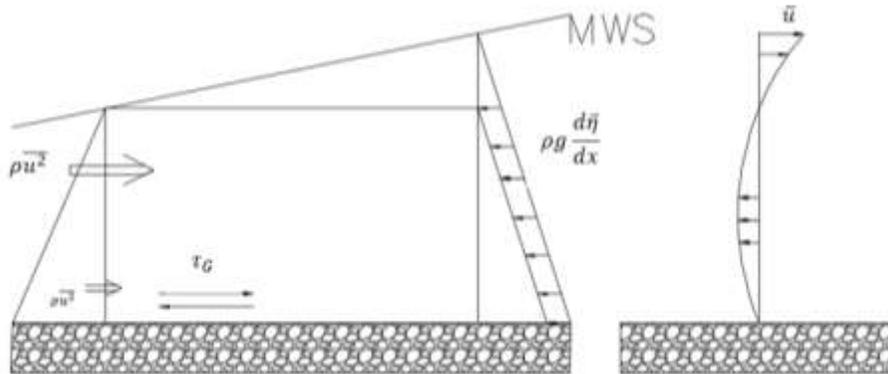


Figura 2-10 Distribución de las fuerzas generadoras de las corrientes transversales descritas por Nielsen, 2009

2.1.5 Transporte de sedimentos

En aguas profundas el fondo marino no es afectado por el oleaje, lo que se puede idealizar como transporte de sedimento nulo. Caso contrario ocurre en la zona cercana a la costa; donde el viento, las corrientes marinas y el oleaje incidente son capaces de provocar un desplazamiento de sedimento a través de la zona litoral. Siendo el oleaje y las corrientes litorales las causantes del transporte de sedimento en el cual se enfoca el actual trabajo.

Se debe entender que el movimiento de sedimento en la zona litoral es susceptible a las condiciones o estados climatológicos que se encuentren la zona; es decir, el transporte de sedimentos será diferente si el oleaje se encuentra en estado normal o de tormenta. J. Steetzel et al., 1993, explican que el transporte de sedimento en una tormenta ocurre en función de la intensidad con la que las olas rompan y a la pendiente local de la playa, estas características serán las predominantes por encima de otros fenómenos que se puedan presentar.

2.1.5.1 Mecanismos de transporte de sedimento

El transporte de sedimentos por suspensión ocurre cuando el sedimento más fino es levantado del fondo marino por la acción de la rompiente del oleaje; es decir, cuando el oleaje incidente rompe cerca de la línea de costa, provoca un tipo de salto hidráulico generando que el sedimento sea suspendido y transportado por las corrientes transversales y longitudinales a la costa. Van Rijn, 2008, menciona que el oleaje actúa como agente de agitación del sedimento, mientras que el sedimento es transportado por las corrientes. Durante una tormenta en la cual la rompiente del oleaje es más energética, el transporte de sedimento por suspensión es el predominante (J. Steetzel et al., 1993)

El mecanismo de transporte de sedimento por fondo, puede ocurrir por tracción (arrastre) o por saltos, los cuales suceden cuando el esfuerzo cortante alcanza cierto valor crítico logrando mover el sedimento. El transporte de sedimento por arrastre tiene la característica de que el movimiento del sedimento tendrá un contacto constante con el fondo; caso diferente ocurre por el transporte por saltación, en el cual existe un contacto entre el sedimento y el fondo, pero es intermitente. Dally y Dean, 1984, mencionan que el transporte de sedimento por arrastre puede ser significativo y a veces el mecanismo dominante del transporte, especialmente cuando el número de Reynolds es pequeño.

2.1.5.2 Transporte de sedimentos transversal a la costa

El transporte de sedimentos transversal a la costa se presenta debido a la interacción de la rompiente del oleaje y las corrientes de resaca; es decir, cuando el oleaje rompe cerca de la costa genera que grandes cantidades de sedimento entren en estado de suspensión, para después ser llevadas en dirección costa afuera por las corrientes. Por tal razón se puede mencionar que este tipo de transporte de sedimento estará gobernado por el tipo de rompiente que se presente en la costa; por ejemplo, el oleaje con rompiente tipo Plunging suspenderá más sedimentos en comparación que el que rompe en Spilling.

A su vez, las corrientes de retorno (RIP) juegan un papel importante junto con las corrientes longitudinales a la costa. Estas dos corrientes combinadas ocasionan que grandes cantidades de sedimento sean depositadas en dirección costa fuera, tal como lo explica Van Rijn, 2008, que en dirección transversal a la costa la generación de la corriente de retorno (RIP), equilibra el flujo de masa entre la cresta del oleaje y la parte baja, produciendo en ocasiones una deriva del sedimento costa fuera.

2.2 Morfodinámica de playas

Las playas sufren periódicamente cambios en su topo-batimetría, presentándose la erosión con una mayor velocidad que la acreción, siendo los principales factores que la afectan el viento, las mareas y el oleaje; por tal motivo, desde el siglo pasado se han formulado modelos teóricos para poder predecir la evolución de la playa. Los cambios en la morfodinámica de las playas ocurren tanto en planta como en perfil, pudiéndose presentar en periodos de pequeño, mediano y largo plazo. El objetivo de estos modelos es relacionar las condiciones ambientales (oleaje, mareas y tipos de sedimentos), con las formas tridimensionales y la dinámica de playas (Vidal, et al., 1995). La separación de los estudios de evolución de playas longitudinalmente y transversalmente se debe a que la evolución transversal de la playa ocurre en una escala temporal menor que la evolución en planta (Dean, 2002).

2.2.1 Perfiles de playa

Las playas son ambientes que se encuentran en constante cambio debido a los fenómenos físicos que se presentan en la zona litoral (Mareas, oleaje y vientos), los cuales determinan la morfología de la playa por ser los causantes del transporte de sedimento, y consecuentemente de la erosión o acreción que se pueda generar.

Dean y Dalrymple, 2001, establecen que un perfil de playa es la forma resultante si se pudiera hacer un corte vertical a través de la playa y observarlo desde un costado. El concepto de perfil de playa establece que cada perfil de playa de tamaño de grano específico puede alcanzar una forma estable y que el transporte de sedimentos neto a lo largo de la costa para cada punto alcanza el equilibrio bajo condiciones de oleaje incidente constante sobre la costa en un intervalo de tiempo suficientemente largo (Medina et al. 2001, Bernabeu et al. 2002). Para complementar el concepto de perfil de playa Sánchez-Arcilla y Jiménez, 1995, explican que la forma en perfil de una playa es producto de la interacción de los agentes dinámicos que actúan sobre ella y de las mismas características físicas de la costa, siendo el oleaje el agente energético más importante a la escala usual de ingeniería de costas. A su vez, González, 1995 la define de una forma numérica como la variación de la profundidad del agua, con la distancia desde la línea de costa en dirección normal a la misma.

$$h = f(x) \quad (2.9)$$

Donde

h Profundidad del agua.

x Distancia desde la línea de costa.

Es de suma importancia comprender la relación de los perfiles de playa con el tipo de sedimento que se localice en ellos; siendo que los sedimentos gruesos disipan más energía por unidad de volumen que los finos, las playas de sedimento grueso tendrán perfiles con mayor pendiente que las de sedimentos finos, tal como se observa en la naturaleza (González, 1995).

2.2.2 Zona costera

Para definir el concepto de zona costera es importante tomar en cuenta las escalas temporales y espaciales definidas con anterioridad. La zona costera se puede definir como el área comprendida entre la costa y la plataforma continental en la que la dinámica marina determina la morfología de la playa; la cual depende de la tipología de la costa, la plataforma continental y el clima marítimo que se presenta en la zona. Sorensen, 2006 propone el siguiente perfil de playa (Figura 2-11), el cual se describen las zonas y subzonas que lo conforman, tanto morfológicamente como definidas por la hidrodinámica.



Figura 2-11 Perfil de playa, modificado de Sorensen, 2006.

Nielsen, 2009, describe a la zona de surf, como el área localizada entre el mar y la tierra donde el oleaje incidente disipa la última parte de su energía a través de la rompiente; presentado el oleaje rompientes tipo Spilling y Plunging. En la zona de Surf, el transporte de sedimentos está dominado por las olas (debido a la rompiente) y corrientes generadas por los vientos y el oleaje, presentándose en dirección longitudinal y transversal (Van Rijn, 2008). La localización de la zona de surf, presenta un cambio dinámico debido a la presencia de la marea, lo cual puede ocasionar cambios en los parámetros del oleaje. Sorensen, 2006, explica que la hidrodinámica y el transporte de sedimento en esta zona, estará gobernado principalmente por el oleaje Swell. La morfología de la zona surf, está gobernada por la rompiente de las ondas gravitatorias y la amplitud de las ondas infragravitatorias; incluyendo la presencia de barras, canales y ondulaciones (Short, 1999).

Más cerca de tierra se localiza la zona de swash, la cual tiene como característica que es la zona donde se presentan los fenómenos del set-up y el set-down del oleaje, los cuales se explican como la sobrelevación y la sublevación de la superficie del agua debido al transporte de masa en dirección costa dentro y costa fuera respectivamente. Short, 1999, explica que los tipos de rompiente del oleaje que se presentan en esta zona son del tipo Surging y Collapsing.

Es importante señalar que, si bien los perfiles de playa están dominados por el clima marítimo, no se debe olvidar que también dependen de las características del sedimento presente en la zona. De hecho, Medina et al., 1995, mencionan que la configuración de una playa surge como resultado de la interacción de las dinámicas actuantes (oleaje, viento y marea) con los contornos existentes (batimetría, costa) y la arena disponible.

Por tal motivo, es importante indagar en las características de forma y granulométricas de los elementos no cohesivos presentes en los perfiles de playa. En muchos casos, el tamaño de la arena decrece en dirección costa fuera y la arena disponible en un banco de arena contendrá una gama de tamaños de arenas (Dean, 2002). Esta variabilidad de la granulometría existente en el perfil de playa, puede ser espacial y temporal. Los perfiles se encuentran en un constante cambio; sin embargo, Vellinga, 1986, explica que los cambios morfológicos de los perfiles son más lentos que los cambios que se presentan en las condiciones hidráulicas y meteorológicas que se presentan en la zona.

2.2.3 Perfil disipativo y perfil reflejante

El perfil de playa disipativo o de invierno, se forma cuando se presenta un oleaje altamente energético debido a un temporal, presentando el oleaje roturas generalmente en descrestamiento (Spilling) y una disipación progresiva de la energía a lo largo del perfil debido a que presenta una pendiente muy tendida, una zona de rompiente ancha y arena fina; presentan un alto potencial de transporte de sedimento en dirección tierra adentro (Hesp, 2012). Gracias a que presentan una geometría bidimensional, generalmente no generan corrientes RIP, usualmente no presentan berma, son de forma cóncava y pueden presentar barras longitudinales a la costa. En el perfil disipativo las oscilaciones del surf-beat u ondas infragravitatorias que se presentan, son estacionarias y en dirección normal a la costa (Figura 2-12).

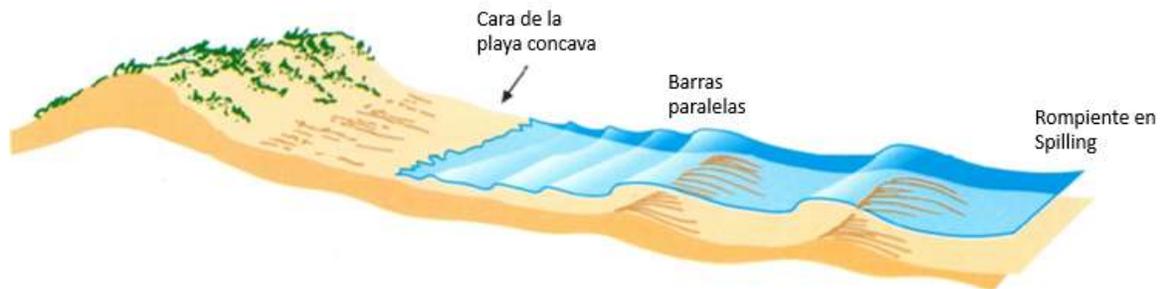


Figura 2-12 Perfil de playa disipativo propuesto por Hesp, 2012

Caso extremo al perfil disipativo, es el perfil de playa reflejante. Las playas reflejantes son playas en las cuales el oleaje incidente presenta una baja cantidad de energía y un bajo potencial de suministro de sedimento en dirección costa adentro (Hesp, 2012). Los perfiles reflejantes se caracterizan por estar formados por arenas medias a gruesas, tener pendientes altas, la existencia de una berma, un escalón de material grueso y su aparición en la estación de verano. Es importante señalar que el tipo de rompiente del oleaje que se presenta en este tipo de perfiles es el de oscilación (Surging); donde la energía es reflejada, lo cual da la oportunidad al perfil de regenerarse para la llegada de los eventos extremos (Figura 2-13).

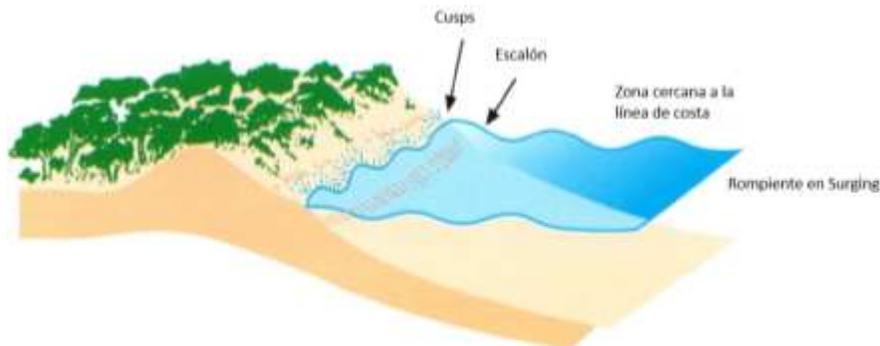


Figura 2-13 Perfil de playa reflejante propuesto por Hesp, 2012

Delgadillo, 2011, menciona que existen varios parámetros para determinar el nivel de disipación de una playa, los cuales se explican en la Tabla 2-3.

Tabla 2-3 Parámetros para obtener el nivel de disipación de una playa

Parámetro	Expresión	Disipativa	Intermedia	Reflejante
Coefficiente de rotura (Galvin, 1968)	$B_b = \frac{H_b}{gmT^2}$	>0.068	0.068-0.003	<0.003
Factor de Surf (Guza and Inman, 1975)	$\varepsilon = \frac{2\pi a}{gT \tan^2 \beta}$	>20	20.0-2.5	<2.5
Diferencia de fase (Kemp,1975)	$P = \frac{t}{T}$	>1.0	1.0-0.5	<0.5
Número de Iribarren (Iribarren y Nogales,1949)	$I_r = \frac{\tan \beta}{\sqrt{H/L_0}}$	<0.64	0.64-5.0	>0.068
Parámetro adimensional de velocidad de caída (Dean, 1973)	$\Omega = \frac{H_b}{Tw_s}$	>6	5.0-2,0	<0.003

Donde

H_b Altura de ola antes de romper

T Período de onda

L_0 Longitud de onda en aguas profundas

a Amplitud de la onda

β Pendiente de la playa

t Tiempo que tarda una ola en llegar hasta la cara de la playa desde que rompe

m Distancia relativa donde se produce la rompiente

w_s Velocidad de caída

g Gravedad

π Valor de pi de 3.14159

2.2.4 Perfil de equilibrio

El perfil en equilibrio conceptualiza los resultados del balance de fuerzas destructoras contra fuerzas constructoras (Dean, 2002); es decir el oleaje de verano moverá la arena en dirección hacia la costa, mientras que el oleaje de invierno la moverá en dirección hacia el mar. Siendo considerado en la naturaleza un concepto dinámico, debido a que el oleaje y la marea cambian continuamente; por lo tanto, el perfil se encuentra en constante cambio y es complicado encontrarlo de forma natural. La medición de este perfil a través del tiempo en periodos largos, puede ayudar a definir un equilibrio existente. Nielsen, 2009, lo explica como la pendiente de un perfil de la playa, con condiciones de oleaje, marea y parámetros de sedimentos, con el cual la playa se moverá independientemente de su geometría inicial. Benassai, 2006, define matemáticamente el perfil de equilibrio con la siguiente relación

$$\frac{1}{h} \frac{dF}{dx} = D_e \quad (2.10)$$

Donde

h Profundidad del agua a una distancia "x" de la línea de costa.

F Flujo de energía del oleaje en aguas poco profundas.

D_e Coeficiente de disipación de energía.

2.2.4.1 Determinación del perfil de equilibrio

A través del tiempo se han desarrollado diferentes hipótesis para idealizar el perfil de equilibrio, una de ellas es la conceptualización que Bruun, 1954, realizó después de haber trabajado en perfiles de playa de Dinamarca y Monterey, California y la cual se expresa en la siguiente relación

$$h(y) = Ay^{2/3} \quad (2.11)$$

Donde

A Factor de forma dependiente de las características del sedimento

h Profundidad del agua

y Distancia desde la línea de costa

Dean, 1977, analizó el perfil de Bruun y desarrollo la siguiente expresión

$$h = Ay^n \quad (2.12)$$

Donde

h Profundidad del agua

y Distancia desde la línea de costa

A Factor de forma dependiente de las características del sedimento

n Disipación de energía del oleaje por unidad de volumen

Dean, 1991, desarrolló el “perfil de playa modificado” en el cual representa las fuerzas desestabilizadoras por la gravedad y las fluctuaciones turbulentas debido al oleaje y se describe con la siguiente igualdad

$$y = \frac{h}{m} + \frac{1}{A^{2/3}} h^{2/3} \quad (2.13)$$

Donde

h Profundidad

m Distancia donde rompe el oleaje

A Parámetro de escala del perfil

Los modelos de perfil de equilibrio mencionados en este capítulo, utilizan el parámetro A para obtener el perfil de equilibrio, el cual Moore, 1982, explica que entre mayor sea el tamaño del sedimento mayor será el valor de A y más pronunciada la pendiente del perfil. Dean, 1987, lo relacionó con la velocidad de caída del sedimento, $w(D)$, y obtuvo la siguiente formulación

$$A = 0.067w^{0.44} \quad (2.14)$$

Donde

A Está dado en $m^{\frac{1}{3}}$

w Velocidad de caída de en cm/s, y está en función del diámetro del sedimento (Tabla 2-4).

Tabla 2-4 Velocidad de caída del sedimento Dean, 2002

D(mm)	0	0.01	0.02	0.03	0.04	0.05	0.06	0.07	0.08	0.09
0.1	0.630	0.0672	0.0714	0.0756	0.0798	0.084	0.0872	0.0904	0.0936	0.0968
0.2	0.100	0.103	0.106	0.109	0.112	0.115	0.117	0.119	0.121	0.123
0.3	0.125	0.127	0.129	0.131	0.133	0.135	0.137	0.139	0.141	0.143
0.4	0.145	0.1466	0.1482	0.1498	0.1514	0.153	0.1546	0.1562	0.1578	0.1594
0.5	0.161	0.1622	0.1634	0.1646	0.1658	0.167	0.1682	0.1694	0.1706	0.1718
0.6	0.173	0.1742	0.1754	0.1766	0.1778	0.179	0.1802	0.1814	0.1826	0.1838
0.7	0.185	0.1859	0.1868	0.1877	0.1886	0.1895	0.1904	0.1913	0.1922	0.1931
0.8	0.194	0.1948	0.1956	0.1964	0.1972	0.198	0.1988	0.1996	0.2004	0.2012
0.9	0.202	0.2028	0.2036	0.2044	0.2052	0.206	0.2068	0.2076	0.2084	0.2092
1.0	0.210	0.2108	0.2116	0.2124	0.2132	0.214	0.2148	0.2156	0.2164	0.2172

2.2.4.2 Profundidad de cierre del perfil de playa

Para poder definir dónde termina el perfil de playa, se considera el concepto de profundidad de cierre; el cual representa al límite efectivo en dirección cota afuera del perfil de playa estacional (Dean, 2002). El cual Bierkermeier, 1985, define como la profundidad mínima donde no se pueden medir los cambios en la elevación del fondo. Para calcular la profundidad de cierre se puede utilizar la aproximación obtenida por Hallermeier, 1981, la cual se describe a continuación:

$$h_{cl} = \left[\overline{H_{sig}} - 0.3\sigma_{H_{sig}} \right] T_{sig} \sqrt{\frac{g}{5000d_{50}}} \quad (2.15)$$

Donde

h_{cl} Profundidad de cierre.

$\sigma_{H_{sig}}$ Desviación estándar de las alturas de ola significantes

$\overline{H_{sig}}$ Promedio anual de las alturas de ola significantes

g Gravedad de la tierra

T_{sig} Periodo de onda asociado a las alturas significantes

Y la expresión que desarrolló Bierkemeier, 1985, al evaluar la ecuación anterior utilizando campos de mediciones más exactos y recomendando pequeños cambios en sus variables (Dean, 2002).

$$h_* = 1.75H_e - 57.9 \left(\frac{H_e^2}{gT_e^2} \right) \quad (2.16)$$

Donde

h_* Profundidad de cierre.

H_e La altura de ola significativa efectiva, la cual se explica como la altura de ola que es excedida tan solo 12 horas por año o el 0.14% del tiempo.

T_e Periodo de onda asociado al H_e

g Gravedad

Es importante notar que la profundidad de cierre del perfil de playa no depende de la granulometría si no del oleaje que se presenta en él anualmente; por tal motivo se debe considerar que la profundidad no será estática y dependerá del oleaje incidente que se presente cada año en la cara de la playa.

3 Rol de la duna en el perfil de playa

Para poder entender el papel que juega la duna en el perfil de playa y la razón de su estudio, es indispensable entender cuáles son sus orígenes y que tipos de dunas existen. Las dunas costeras pueden formarse debido a que el oleaje deposita sedimento en la playa cuando las condiciones climatológicas lo permiten y empiezan a crecer en dirección a tierra; a su vez, el transporte de sedimento eólico juega un papel importante en la creación de las dunas costeras.

Según el manual de restauración de dunas costera del ministerio del medio ambiente del gobierno español (2007), con la formación de la duna en periodos de buen tiempo, el perfil se está preparando para que comience la erosión. La iniciación, desarrollo y morfología de equilibrio de todas las dunas está determinado por los cambios en las tasas de transporte de sedimento en el tiempo y en el espacio, dando lugar a la erosión y sedimentación; dicha relación se explica con la ecuación de continuidad del sedimento que se muestra a continuación.

$$\frac{dh}{dt} = \frac{dq_{si}}{dx_i} \quad (3.1)$$

Donde

$h(x_i; t)$ Elevación de la superficie

x_i Coordenadas horizontales

$q_{si}(x_i; t)$ Tasa de transporte de sedimento en la dirección x

Las dunas costeras presentan un constante cambio en su morfología, el cual se debe principalmente a los factores del oleaje, viento, marea, disponibilidad y características del sedimento y la presencia de vegetación. Las partes de las dunas costeras se describen como barlovento, donde el viento actúa de frente a la duna, la cresta de la duna, siendo su parte más alta y el sotavento, ubicado en la dirección opuesta al viento (Figura 3-1).

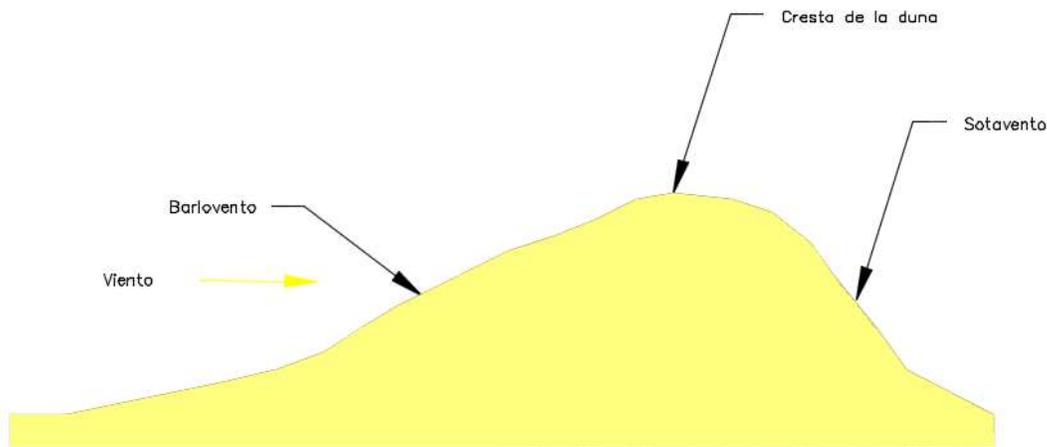


Figura 3-1 Partes de una duna

3.1 Morfología dunar

Una vez que el oleaje junto con las mareas ha acarreado sedimento a la zona costera y este después de un tiempo se seca, el viento, siendo el que tiene dirección perpendicular a la costa el de mayor importancia, empieza a mover la arena depositada en dirección tierra adentro comenzando la formación de las dunas. Se debe mencionar que la existencia de viento paralelo a la costa, podrá modificar la morfología de la misma, pero no generará campos dunares.

Flor (2004) explica que los factores que determinan el tipo, alineación, tamaño y espaciado de las dunas son los siguientes:

1. Naturaleza de las arenas, especialmente su tamaño y su clasificación.
2. Características del régimen de vientos y de la orientación de la playa respecto a los mismos.
3. Aportación de arena al sistema dunar.
4. Cubierta de la vegetación.
5. Topografía de la zona terrestre adyacente a la playa.
6. Posición del nivel freático.
7. Grado de humedad propio de la zona costera.

3.1.1 Clasificación de dunas por su topografía

Una vez entendido que el principal factor que influye en la morfología de las dunas es el viento, Martínez, 2009, clasifica las dunas costeras según su morfología, siendo las dunas embrionarias, las hondonadas, las parabólicas, los barjanes y los sistemas de dunas transgresivos parte de su clasificación.

3.1.1.1 Dunas embrionarias o frontales y planicies de dunas

Las dunas frontales se forman por la deposición de arena entre una vegetación discreta (Hesp, 2000). Es de suma importante diferenciar las dunas embrionarias de las dunas frontales; debido a que las primeras se localizan entre la línea de la pleamar máxima y la base del primero cordón dunar; es decir, se localizan más cercanas al mar y generalmente se distribuyen de manera paralela a la costa (Martínez, 2009), siendo tan solo montículos de arena dispersos a través de la costa. Mientras que las segundas, se forman gracias a la interacción entre la disminución del viento por la aparición de vegetación y la unión de dunas embrionarias.

Cuando el aporte de sedimento proveniente de la costa es basto, y la velocidad del viento regional lo permite, se forman las planicies de dunas. Las cuales no alcanzan grandes alturas, pero si grandes longitudes paralelas a la costa y presentan gran variedad de vegetación, la cual va desde simples arbustos hasta especies leñosas en las dunas más lejanas a la costa.

3.1.1.2 Hondonadas

Hesp, 2000, explica que su formación depende la erosión causada por oleaje, aceleración de los vientos sobre la cara de la duna, cambios en el clima, erosión por lluvia, altas velocidades del viento y la acción del ser humano. Las hondonadas son el resultado de procesos erosivos y se encuentran en las partes más bajas de los sistemas dunares (Martínez, 2009).

Siendo la formación de las hondonadas descrita por Hesp, 2002, quien explica que la formación de las hondonadas es relativamente rápida debido a que las velocidades de los vientos dentro de ellas son mucho más intensas que afuera.

3.1.1.3 Dunas parabólicas

Las dunas parabólicas se caracterizan por tener dos brazos y una cima, que es la parte más alta y donde se unen los brazos y la cual está orientada en dirección de los vientos predominantes (Martínez, 2009); lo cual hace suponer que la cima avanza más rápido que los brazos.

3.1.1.4 Barjanas

A diferencia de las dunas parabólicas, los barjanas presentan brazos orientados en dirección de los vientos predominantes. La pendiente pronunciada de sotavento se encuentra entre los brazos (Martínez, 2009).

3.1.1.5 Sistemas de dunas transgresivas

Un sistema de dunas transgresivas se presenta, cuando a través del tiempo, las condiciones del clima marítimo, las velocidades de los vientos predominantes, la morfología de la playa y la cantidad de arena disponible, han sido favorables para que el sedimento sea transportado tierra dentro y no sea erosionado bajo la presencia de tormentas. Todo esto ocurre en diferentes escalas temporales, las cuales determinarán el tipo de duna que se llegue a presentar. Hesp, 2002, explica que la formación de los cordones dunares continuos se produce en zonas donde las tasas de acreción son relativamente rápidas y la vegetación es densa y alta.



Figura 3-2 Sistema dunar, Hesp 2013

Cuando las condiciones de la zona lo permiten, se forma un sistema dunar, el cual al ganarle terreno al mar y moviéndose en dirección tierra adentro, genera una serie de dunas paralelas a la costa, siendo las embrionarias, primarias, secundarias y terciarias los tipos de dunas que lo conforman (Figura 3-3).

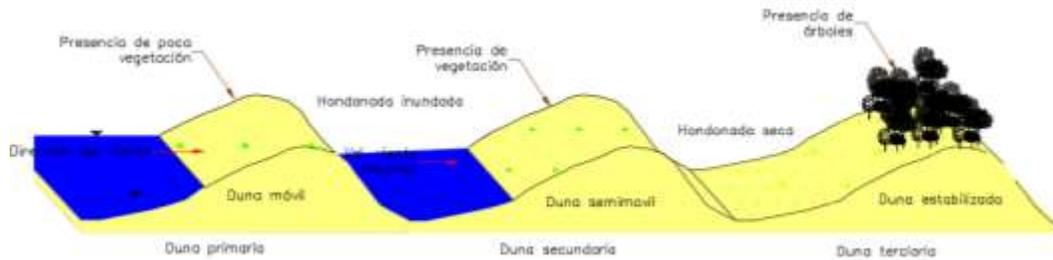


Figura 3-3 Dunas según su posición

Dunas embrionarias o frontales y dunas primarias

La duna embrionaria presenta poca vegetación debido a su interacción con el agua del mar (Salinidad); usualmente es destruida por oleaje altamente energético y si se presenta un lapso de tiempo lo suficientemente largo con oleaje poco energético es reconstruida. Se denominan móviles porque su interacción con el viento permite que sean transportadas en dirección costa adentro.

Dunas secundarias

Son gobernadas por el viento y ocasionalmente llegan a interactuar con la hidrodinámica litoral (Oleaje, mareas, etc). Su movilidad es menor que las dunas primarias debido a que el viento que las golpea llega con menor intensidad y la presencia de vegetación; sin embargo, en ocasiones logra transportarlas hacia tierra adentro.

Dunas terciarias

Se localizan más alejadas de la zona costera, presentando mayor vegetación en comparación con las dunas anteriores y siendo gobernadas por los procesos terrestres. Debido a la presencia de vegetación (arbustos rastreros) y flora troncosa, el movimiento de estas dunas es casi nulo, por lo que se le denomina dunas estabilizadas.

3.2 Comportamiento dunar en presencia de tormenta

Para las dunas costeras, existen dos tipos de tormenta que son relevantes en su evolución; las tormentas tropicales y las tormentas extra tropicales. Siendo las primeras descritas como sistemas de baja presión que se desarrollan en zonas tropicales y subtropicales. Caso contrario ocurre con las tormentas extratropicales o nortes, los cuales se desarrollan a través del frente polar y funcionan como fronteras dinámicas entre las masas de aire frío y aire caliente. Long et al., 2014, explican que los huracanes y las tormentas asociadas a sistemas de baja presión tienen un enorme impacto en la conformación de las costas; en especial cuando se localizan en zonas tropicales. Cuando alguna de estas tormentas se hace presente en la zona litoral, se incrementa la energía del oleaje, lo cual se ve reflejado en el aumento de la altura del mismo; generalmente este incremento se presenta junto con el aumento del nivel del mar (marea astronómica y meteorológica), lo cual junto con las corrientes existentes en la zona litoral provoca un cambio rápido en el perfil de playa.

El cambio del perfil de playa se debe a que en ocasiones el oleaje alcanzará la parte frontal de las dunas debido al aumento del nivel del mar, generando su destrucción y obligando a que ocurra un transporte de sedimento de la duna en dirección costa afuera. De Vries, 2009, explica que la arena erosionada de la duna es transportada en dirección costa afuera debido a las fuertes de corrientes de resaca (undertow) que se

presentan y la suspensión del sedimento en las proximidades de la duna. En dirección mar adentro la capacidad del transporte de sedimento disminuye y el sedimento comienza a decantar formando un nuevo perfil de playa que obtendrá un equilibrio mayor con las condiciones de tormenta. Masselink, 2013, menciona que los factores que determinaran la respuesta de la duna ante una tormenta, son la presencia de vegetación (Odériz, 2014-a), el manto freático (Delgadillo, 2011), el tipo de sedimento, el recorrido y la intensidad de la tormenta junto con las fases y amplitudes de la marea.

Tomando en cuenta el run-up de oleaje, el cual es clave para la presencia de inundación y erosión, y la geometría de la duna, Sallenger, 2000, desarrolló un modelo, dividido en 4 regímenes, explicando la interacción de una duna frontal con el perfil de playa en condiciones de tormenta y su impacto sobre el frente costero, tomando en cuenta la erosión y la acreción; los parámetros del modelo se muestran en la Figura 3-4.

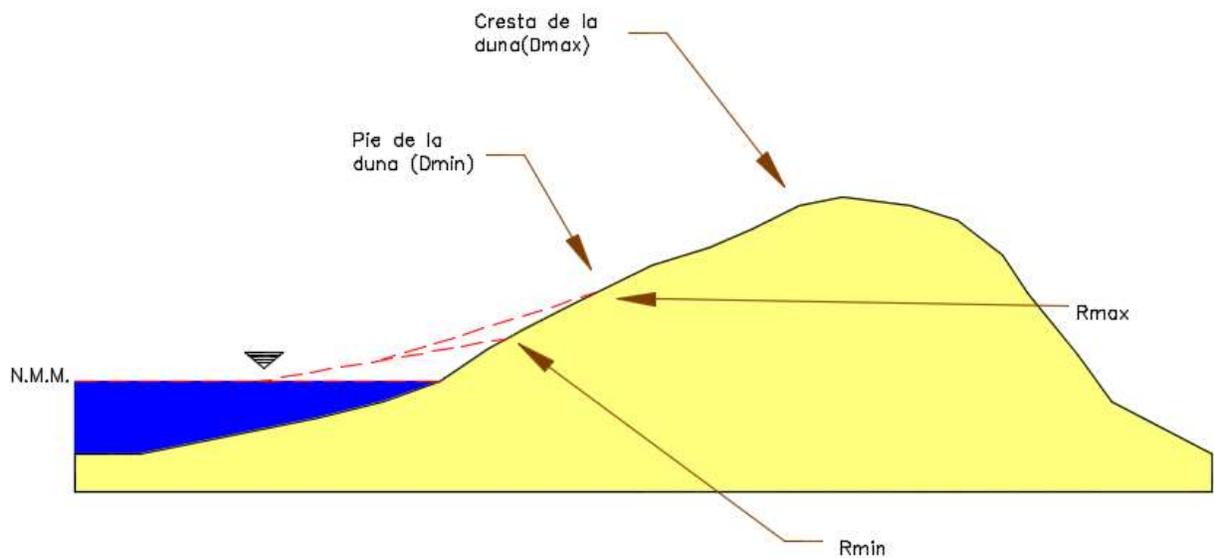


Figura 3-4 Variables de los regímenes, modificado de Sallenger, 2000

Los parámetros D_{max} y D_{min} se describen como la distancia existente de la cresta de duna y de su pie con referencia al nivel medio del mar; a su vez, R_{max} y R_{min} mostrados en la Figura 3-4, Masselink, 2013, los describe con las siguientes formulaciones:

$$R_{max} = marea + marea\ de\ tormenta + R_{2\%} \quad (3.2)$$

$$R_{min} = marea + marea\ de\ tormenta + \eta \quad (3.3)$$

Donde

$R_{2\%}$ Excedencia del run-up

η Superficie media del mar

3.2.1 Regímenes del sistema playa-duna

El régimen de **Swash** se presenta cuando en la tormenta el frente de la duna es erosionado por la acción del oleaje, y la arena erosionada es transportada en dirección costa afuera siendo depositada a través del perfil de playa para después, si las condiciones meteorológicas lo permiten, regresar a nutrir nuevamente a la duna. Cuando las condiciones post-tormenta no permiten el regreso del sedimento a la playa, se establece el régimen de **colapso**.

El segundo régimen es el de **colapso**, el cual ocurre cuando el oleaje de tormenta presenta un run-up que choca con la base de la cresta de la duna, ocasionando la erosión de la misma; a diferencia del régimen Swash, la arena erosionada no regresará a la playa. El régimen de colapso, se caracteriza por presentar un peraltamiento en la duna gobernado directamente por la rompiente del oleaje y por el run-up del mismo (Masselink, 2013). El régimen de colapso se mantendrá mientras el run-up del oleaje no rebasa y erosione la cresta de la duna; en caso de hacerlo, se llegará al tercer régimen, el **overwash**.

La transición entre el régimen de colapso y el régimen de overwash está marcada por la presencia del rebase del oleaje (Masselink, 2013), el cual se explica como el paso del oleaje por encima de una estructura, en este caso la cresta de la duna; Matías et al., 2012, menciona que el rebase está limitado a ciertas condiciones energéticas (Nivel del mar y energía del oleaje), y se hará presente cuando la elevación del run-up del oleaje sea lo suficientemente grande como la cresta de la duna. El régimen de overwash ocurre cuando el rebase del oleaje rebasa por algunos decímetros la sección más baja de la cresta de la duna, provocando un transporte de sedimento en dirección tierra adentro; si el rebase del oleaje aumenta en su frecuencia, ocasionará que el overwash aumente provocando que la cresta de la duna disminuya en altura, aumentando el potencial de inundación. Long et al, 2014, explica que si en el transcurso de una tormenta, el potencial de que se inunde el sistema de dunas costeras se incrementa debido a la disminución de la duna debido al overwash; se llegara al cuarto régimen, la inundación.

Cuando los cambios del nivel del mar inducidos por una tormenta son tales que, logran cubrir por completo la duna, se estará en el régimen de inundación; en la cual, la zona detrás de la duna comenzará a ser impactada directamente por los procesos de la zona de surf (Sallenger, 2000). Es decir, la inundación ocurre cuando el nivel medio del mar excede la elevación de la cresta de la duna (Long et al., 2014), en la Tabla 3-1 se muestran la relación numérica de los parámetros R_{max} , R_{min} , D_{max} y D_{min} para cada régimen del sistema playa-duna.

Tabla 3-1 Resumen de los regímenes propuestos por Sallenger, 2000.

Regímenes de Sallenger, 2000	
Régimen	Relaciones entre R_{max} , R_{min} , D_{max} y D_{min}
SWASH	$R_{max}/D_{max} = 0$ a D_{min}/D_{max}
COLAPSO	$R_{max}/D_{max} = D_{min}/D_{max}$ a 1
OVERWASH	$R_{max}/D_{max} > 1$ y $R_{min}/D_{max} < 1$
INUNDACIÓN	$R_{max}/D_{max} > 1$ y $R_{min}/D_{max} > 1$

Una vez definidos los regímenes en los que se puede encontrar un sistema playa-duna en condiciones energéticas extremas, nos enfocaremos a los cambios morfodinámicos que puede presentar una duna en régimen de overwash.

3.2.2 Overwash en dunas

Cuando se presenta un aumento de la superficie del nivel del mar o un aumento en el Run-up ocurre el rebase del oleaje el cual cuando se habla de la interacción oleaje-duna desencadenará el overwash (Figura 3-5); ocasionando un flujo de agua y sedimento sobre la cresta de la berma en dirección costa adentro (Donnelly, 2007); lo cual se traduce en la erosión de la duna, debido a que la arena que es movida en dirección hacia tierra debido al overwash no regresará fácilmente a la playa en condiciones post tormenta (Sallenger, 2000).

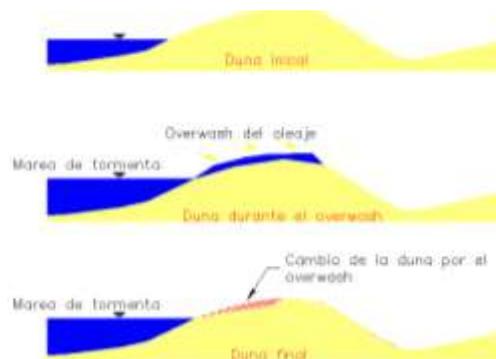


Figura 3-5 Overwash de la duna

Donnelly, 2007, estudió los cambios morfológicos de las dunas frontales debido al overwash; los cuales se describen como la acumulación de arena en la cresta de la duna, el cual es causado por la desaceleración del run-up del oleaje. El segundo, es descrito como la translación de la duna en dirección costa adentro debido a la existencia de periodos de erosión y acreción debidos al overwash. El tercero se presenta cuando la duna permanece estática, pero se erosiona de su cresta, y esa arena es depositada en su sotavento; si este comportamiento permanece durante la tormenta, se llegará al cuarto estado, la destrucción de la duna (Figura 3-6).



Figura 3-6 Respuesta del perfil ante la presencia de overwash, modificado de Donelly, 2007

El overwash máximo se puede presentar bajo condiciones meteorológicas extremas, tales como ciclones y tormentas tropicales; en ocasiones, produciendo la destrucción de la duna (Cambio morfológico 4), inundaciones en la zona costera y por ende daños a la infraestructura de la zona; como lo desarrolla Matías et al., 2012, al explicar que la presencia de overwash en áreas de ocupación humana representa un riesgo que puede ocasionar daño a la infraestructura existente. Por lo que se vuelve fundamental encontrar una forma de reducir el overwash de las dunas, siendo una opción el uso de plantas.

3.2.3 Importancia de la vegetación en las dunas costeras en condiciones de tormenta.

Una vez que la cresta de la duna ha sido rebasada, el flujo de agua solo puede ocurrir en dirección costa adentro, donde la percolación y la **fricción** reducirán su velocidad hasta que se detenga (Matías et al., 2009). Siendo las dunas ecosistemas que incluyen alta diversidad de poblaciones de plantas, que van desde arbustos rastreros hasta pinos (Armaroli C, 2013), las cuales ayudaran a reducir los efectos del rebase del oleaje; es decir, el overwash de la duna disminuirá. Kobayashi et al., 2013, explican que, si una duna presenta cantidades pequeñas de vegetación, la velocidad del overwash no será afectada; sin embargo, bajo la presencia de vegetación abundante, se evitará el paso del oleaje sobre la duna inicial, debido a la reducción de su velocidad y del overwash.

Las plantas juegan un papel importante sobre la duna, esto se debe a que cuando el tamaño de la planta aumenta, la duna incrementará su altura y disminuirá su longitud. Si la duna presenta una altura mayor, será menos influenciada por los cambios extremos del nivel del mar, reduciendo los efectos del overwash. Odériz, 2014-b, explica que **la vegetación no cambiará el modo de erosión de la duna, sino que aumentará el tiempo de resistencia de la misma; pero sin cambiar su respuesta morfológica ante el overwash.**

3.3 Rol de la duna en una tormenta.

Las playas y dunas cambian sedimentos continuamente y son interdependientes, es decir, interactúan continuamente y esta interacción tiene un impacto fuerte en la evolución y desarrollo de las costas; por esta razón es importante estudiar y analizar la respuesta morfológica de las dunas costeras y como esto afecta a los sistemas costeros y a la infraestructura existente en sus cercanías.

Una vez explicada la interacción existente de la duna con el perfil de playa, se tratará de llegar a una explicación de qué papel juegan las dunas en la costa. Para llegar a una conclusión se debe entender que el rol de la duna dependerá del punto de vista del cual se observe, es decir, se deberán plantear las siguientes preguntas ¿Para qué o para quien son importantes las dunas? ¿Para qué o porque se deben conservar? ¿Cuál es la razón de conservarlas? ¿Es un desastre si se destruyen?

Para poder responder a las preguntas realizadas, se debe mencionar que la importancia de la duna dependerá de su ubicación geográfica; explicándose lo anterior en que, si la duna se localiza en una zona deshabitada, sin ninguna interacción con el ser humano entonces su importancia caerá dentro de la biología y demás ciencias de la tierra. Caso contrario ocurre, cuando el ser humano por su inigualable capacidad de habitar zonas cercanas al mar, sin ningún control y/o regulación, ha desarrollado infraestructura cercana a la duna costera, o peor aún, sobre las dunas y es ahí donde entra en el área de interés de la ingeniería costera.

Partiendo de lo anterior, la importancia de la duna cuando se pretende conservar la infraestructura existente detrás o sobre ella radica en que funcionan como protección contra los fenómenos meteorológicos extremos, hipótesis sustentada por las investigaciones realizadas por Kobayashi, 2007, quien explica que las dunas costeras son barreras de protección, naturales o artificiales, a lo largo de muchas costas de arena a nivel mundial, contra la acción del oleaje y la marea de tormenta.

Caso opuesto ocurre cuando lo que se pretende conservar es el perfil de playa, para lo cual Vellinga, 1986, describe que la erosión de la duna bajo condiciones de tormenta como un caso extremo del continuo ajuste del perfil de playa a las condiciones hidráulicas y meteorológicas; en este caso la duna deberá ser destruida para que el sedimento sea redistribuido a través del perfil de playa y la erosión debido a la tormenta sea menos catastrófica.

Para poder estudiar, analizar, entender y validar las hipótesis del rol que juegan las dunas costeras, diferentes centros de investigación en ingeniería costera a nivel mundial, han desarrollado diferentes modelos matemáticos (e.g. Xbeach, CShore) y modelos físicos (e.g. Delft, Delaware, UNAM); siendo estos últimos, el tema central del que tratará el siguiente capítulo.

4 Modelos físicos de evolución dunar

Debido a la naturaleza de la zona litoral, una gran parte del análisis y diseño de la ingeniería costera, está basado parcial o completamente en formulaciones empíricas (Sorensen, 2006). Por tal motivo se han llevado a cabo una gran cantidad ensayos con modelos físicos y la realización de estudios teóricos para poder entender, describir, evaluar y reproducir los cambios morfodinámicos que ocurren en un perfil de playa. Lakhan y Trenhaile, 1989, explican que la interacción multidimensional e interdependencia de los procesos en los ambientes costeros, hacen necesario considerar a la costa como un sistema complejo, por lo que la **modelación** de los fenómenos que ocurren en la zona litoral juega un papel muy importante.

Se debe entender un modelo como una aproximación a la realidad, siendo utilizados en la ingeniería de costas dos tipos de modelos, los numéricos y los físicos. Los modelos numéricos son utilizados principalmente para la generación de oleaje por viento, marea de tormenta, propagación de oleaje y respuesta del perfil de playa; requiriendo una calibración y validación extensa, utilizando datos medidos en campo o extraídos de modelos físicos. Siendo estos últimos desarrollados en centros de investigación. Lakhan and Trenhaile, 1989, explican que la utilización de modelos físicos en la ingeniería de costas tiene tres objetivos:

1. Obtener una visión cualitativa de algún fenómeno que no ha sido estudiado o comprendido.
2. Obtener datos para poder validar o rechazar formulaciones teóricas.
3. Obtener parámetros de un fenómeno el cual es de difícil acceso con aproximaciones teóricas o mediciones hechas en campo.

En la actualidad existen dos tipos de modelos físicos, bidimensionales (2D), que se realizan en canales de oleaje, y tridimensionales (3D), desarrollados en tanques de oleaje; siendo los primeros de los que trata el capítulo actual. En el cual se realiza una breve explicación acerca de la utilización de modelos físicos para el estudio de la relación duna-perfil de playa, explicando sus principales características y la implementación de modelos físicos 2D para poner en evidencia un patrón de comportamiento de la duna bajo condiciones de tormenta; de los cuales la Universidad Técnica de Delft (Países Bajos) realizó experimentos en la década de los ochentas, la Universidad de Delaware (USA) en la primer década del siglo XXI y la Universidad Nacional Autónoma de México en el año 2014.

4.1 Modelos físicos de la Universidad de Delaware, Estados Unidos

4.1.1 Modelo de erosión dunar debido a la geometría de la berma

La universidad de Delaware ha realizado modelación física para conocer el comportamiento de la duna bajo condiciones meteorológicas producidas por tormentas; construyendo un modelo físico para examinar el efecto de la **geometría de la berma** sobre la erosión que se pueda presentar en ella y en la duna después de una tormenta.

Los experimentos a pequeña escala fueron realizados en un canal de 30 m de largo y 1.15 m de ancho, se utilizó arena con un diámetro medio (d_{50}) de 0.18 mm; con una velocidad de caída, gravedad específica y porosidad 2.0 cm/s, 2.6 y 0.4 respectivamente. El tirante de agua fue de 0.9 m en la ausencia de tormenta. El periodo pico del espectro (T_p) fue de 2.57 s y la altura de ola significante H_{m0} fue entre 17.8-19.2 cm, debido al incremento en la superficie libre del canal. Para la generación del oleaje, la universidad de

Delaware utilizó un pistón de pedal; el cual es capaz de generar olas irregulares, basadas en el espectro TMA, desarrollado para condiciones de agua poco profundas (Sorensen, 2006), y evitar la presencia de Seiches.

4.1.1.1 Equipo de medición

Se utilizaron 8 medidores de onda para medir el perfil de superficie libre en el nivel del agua; ubicando los medidores 1, 2 y 3 fuera de zona de surf para obtener el coeficiente de reflexión. Mientras que del 4 al 6 midieron el rompimiento de las olas en la zona de surf. El 7 y 8 fueron parcialmente enterrados en la arena para medir el rompimiento de las olas en caso de ser un rompiente muy superficial. Para medir las concentraciones de sedimento, se instaló un rastreador de sedimento de fibra óptica (FOBS por sus siglas en inglés) con dos sensores, el cual fue ubicado sobre el eje central del canal y junto a los sensores de onda 5 y 6. Junto a las mediciones de transporte de sedimento, se midieron las velocidades generadas a los 2 cm por arriba del fondo que se presentó en las ubicaciones de los medidores 5 y 6; para poder registrar las velocidades se utilizaron velocímetros acústicos Doppler (ADV), los cuales pueden medir en dirección al fondo de una forma tridimensional y bidimensional (Figura 4-1).

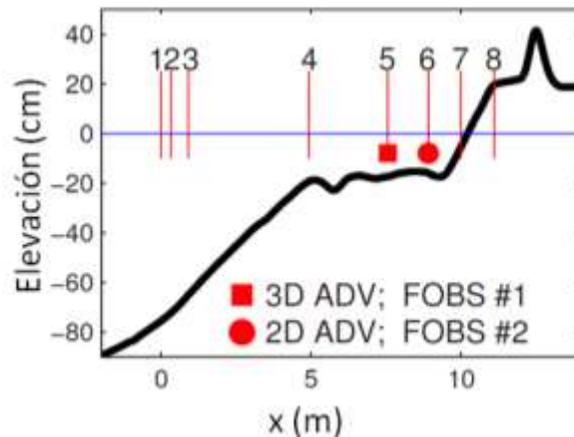


Figura 4-1 Ubicación de los 8 sensores en el modelo físico, modificado de Kobayashi, 2009

4.1.1.2 Perfiles utilizados

Los experimentos se realizaron utilizando dos perfiles de playa con duna, el primer perfil (H), presentó una berma corta, la cual se localizó aproximadamente a los 20 cm sobre el NMM; a su vez, el perfil del modelo L presentó una berma más tendida y en un nivel más bajo con respecto a la del experimento H (Figura 4-2). Se presentaron cinco escenarios durante la experimentación, los cuales presentaron variación en la superficie del mar, en el período pico, en la altura de ola significativa y en el número de trenes de olas.

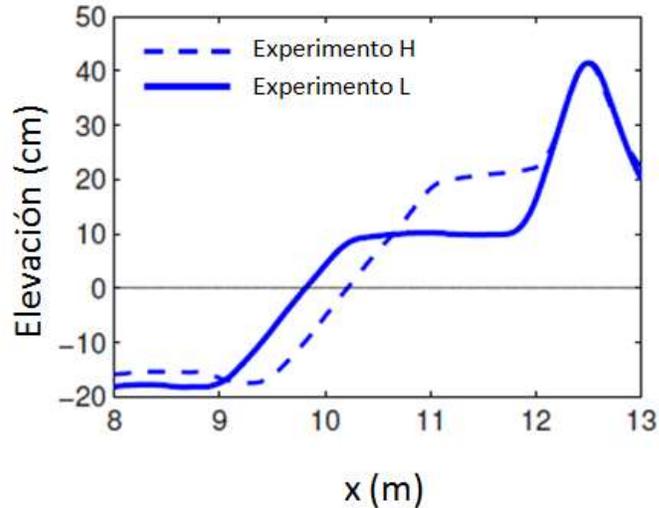


Figura 4-2 Perfiles de bermas utilizados en los experimentos de Kobayashi, 2009

Utilizando las bermas H y L, junto con los cinco escenarios A, B, C, D y F (Tabla 4-1), fue llevada la experimentación, en la cual el cambio de la superficie libre tuvo una variación de 5 cm para representar su aumento por la marea de tormenta y el tiempo de duración de las pruebas (T_e) fue de 6.11 horas, siendo su inicio en el tiempo cero de la prueba A.

Tabla 4-1 Condiciones del oleaje para las diferentes pruebas

Prueba	Superficie libre (cm)	Número de trenes N_b	T_e (h)	Experimento H		Experimento L	
				H_{m0} (cm)	Perfil medido	H_{m0} (cm)	Perfil medido
A	0	9	1	18.8	0.22	18.4	0.14
B	5	9	2	18.8	0.16	18.9	0.13
C	10	9	3	18.2	0.18	18.7	0.18
D	15	6	3.67	19.2	0.21	18.6	0.22
E	5	11	4.89	18.7	0.13	18.4	0.13
F	0	11	6.11	17.8	0.13	18.5	0.13

4.1.2 Calibración del CSHORE mediante la modelación física.

Fligus et al., 2011, realizó un modelo físico para poder calibrar el modelo numérico CSHORE, en un canal de 30 m de largo, 2.5 m de ancho y 1.5 m de altura; el cual se redujo a 23 m de longitud (Figura 4-3). Se hicieron ocho pruebas con diferentes condiciones hidrodinámicas; utilizando un espectro de oleaje TMA y sedimento con un $d_{50} = 0.18 \text{ mm}$, gravedad específica de 2.6, porosidad de 0.4 y velocidad de caída de 2.0 m/s. En el modelo físico, la mayor acumulación de arena se localizó en la zona de mayor cambio morfodinámico de la duna, siendo mayor a los 20 cm. Para medir la superficie libre del agua, se utilizaron

8 medidores de ondas (WG) sobre el eje central del canal y dos velocímetros acústicos Doppler para registrar la velocidad del fluido (Figura 4-3).

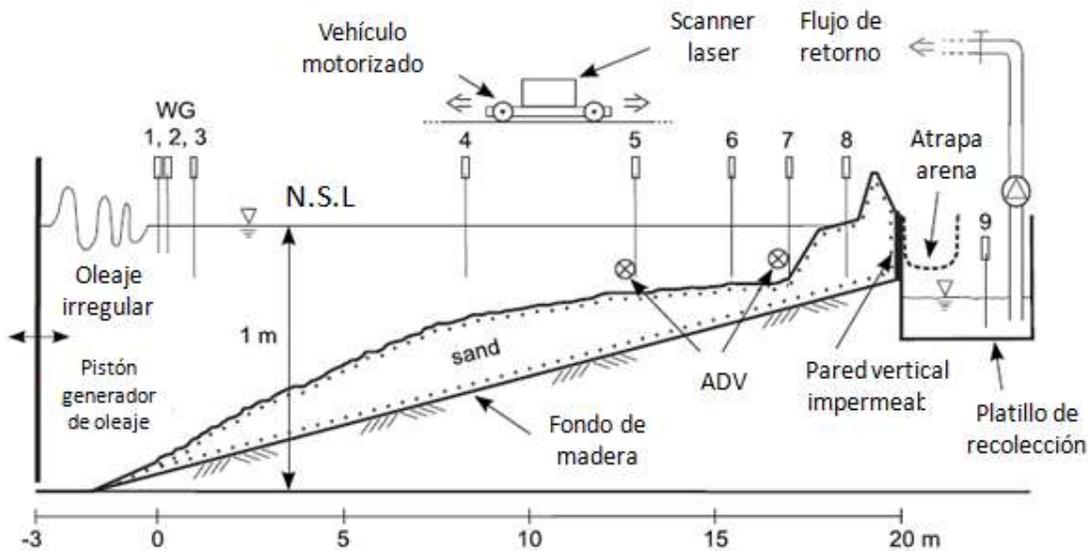


Figura 4-3 Ubicación de los equipos de medición utilizados por Figus, 2011

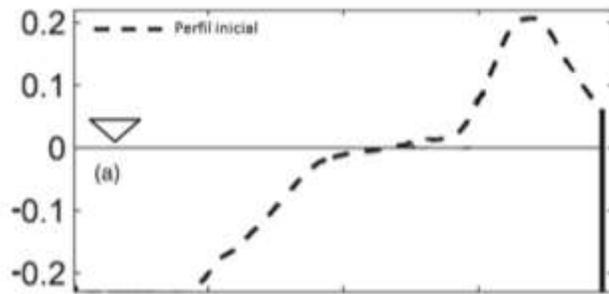
Para reducir la cantidad de arena utilizada, se introdujo una pared divisoria en medio del canal de oleaje; que a su vez redujo el desarrollo de ondas transversales y el cambio del nivel de la superficie del agua debido al rebase (Figus et al., 2011).

4.1.3 Influencia de la vegetación sobre la erosión de la duna

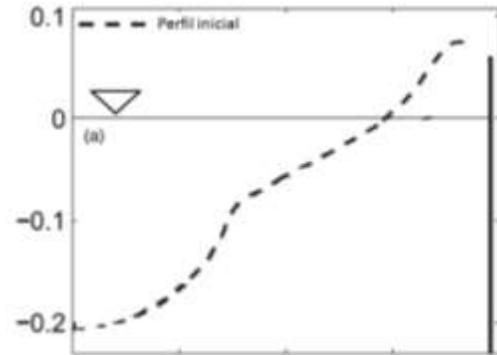
Debido a que los efectos de la vegetación en la erosión dunar y el overwash durante una tormenta no había sido estudiados, Gralher et al., 2012 desarrolló un modelo físico para estudiar la relación del overwash con la presencia de vegetación en las dunas costera. El cual fue construido en un canal de 23 m de largo y 1.15 m de base, **para poder cuantificar los efectos de la vegetación en el overwash y la evolución de la duna.**

4.1.3.1 Características de los perfiles

Se utilizaron dos diferentes perfiles en los ensayos (Figura 4-4), en los cuales se simuló una duna baja (L) y una duna alta (H); presentando una cresta de 21.0 cm y una pendiente en la zona desprotegida de 1:2 y en la zona protegida de 1:3. Ambos perfiles fueron construidos con arena de 0.18 mm de diámetro medio (d_{50}), con una gravedad específica de 2.6, porosidad de 0.4 y velocidad de caída de 2.0 cm/s.



1. Duna alta



2. Duna baja

Figura 4-4 Perfiles utilizados, modificado de Kobayashi, 2013

4.1.3.2 Características hidrodinámicas

Utilizando un espectro del oleaje tipo TMA, se utilizó una pared transversal al canal para reducir la acumulación de arena y evitar que el canal se desbordara y no se presentaran ondas transversales. La altura significativa H_s utilizada en el modelo físico fueron de 19 cm con su T_p asociado de 2.6 s. La superficie libre durante todos los ensayos presento una profundidad de 1.0 m.

4.1.3.3 Instrumentos de medición

Para realizar las mediciones, se utilizaron 9 medidores de onda (WG), dos vectrinos y un velocímetro de efecto Doppler (ADV) instalados al largo del canal de oleaje como se muestra en la Figura 4-5.

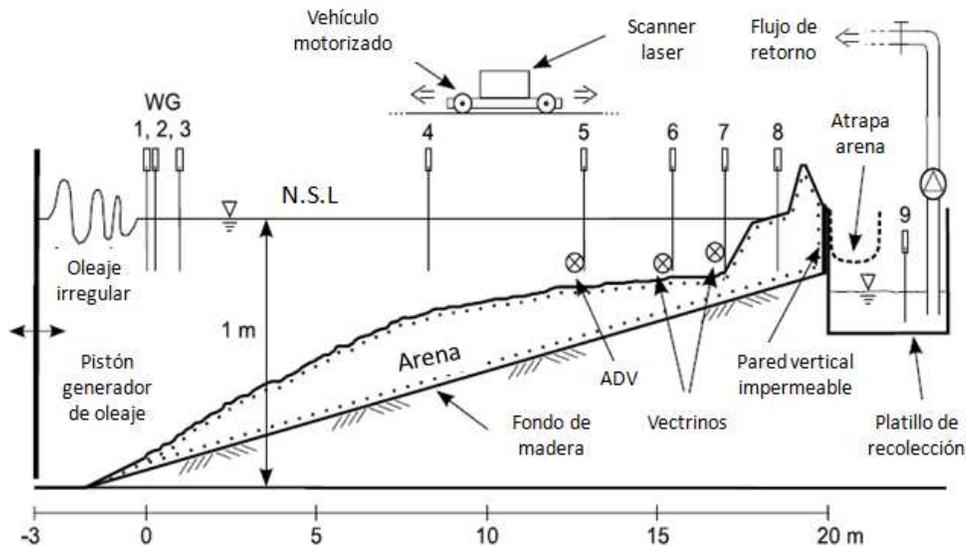


Figura 4-5 Ubicación de los instrumentos de medición, modificado de Galher, 2012

Los medidores de onda fueron utilizados para registrar el nivel de la superficie libre; el velocímetro y el vectrino registraron las velocidades del flujo a una profundidad de $\frac{1}{3}$ de la profundidad local del agua desde el fondo (Kobayashi, 2013). En la Tabla 4-2 se describe la ubicación de cada uno de los equipos utilizados por Galher, 2012; siendo su distancia medida en dirección hacia la costa.

Tabla 4-2 Ubicación de los equipos de medición.

	Equipo utilizado										
	W1	W2	W3	W4	W5	W6	W7	W8	ADV	VECTRINO 1	VECTRINO 2
Distancia vertical (m)	0.00	0.25	0.95	8.30	12.90	15.50	17.10	18.60	12.90	15.50	17.10

Para realizar las mediciones de los perfiles finales después de cada prueba se utilizó un escáner laser montado sobre un vehículo motorizado; el cual presentó una exactitud de medición de $\pm 1.00 \text{ mm}$.

4.1.3.4 Vegetación en el modelo

Para simular el tronco de las llamadas “plantas leñosas”, se utilizaron cilindros de madera con un diámetro de 0.09 cm y una longitud total de 30 cm, siendo 20 cm enterrados en la duna y quedando los 10 cm restantes expuestos; la longitud entre cada cilindro fue de 40 cm (Figura 4-6).

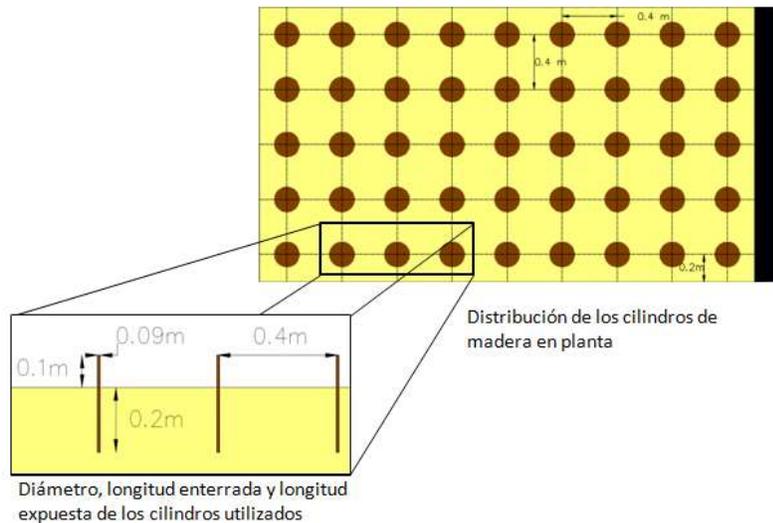


Figura 4-6 Características en perfil y en planta de los cilindros de madera utilizados, imagen modificada de Gralher,2012.

4.1.3.5 Pruebas realizadas

La experimentación consistió en cinco pruebas, realizadas a la duna baja y alta, en la cuales la variación de la densidad de los cilindros fue la variable cambiante. En la Tabla 4-3 se describen las diferentes características de cada prueba realizada, donde la primera letra describe el tipo de perfil, alto (H) y bajo (L) y la segunda letra describe la densidad de cilindros utilizados, nula (B), media (N) y alta (W).

Tabla 4-3 Características de las pruebas realizadas por Gralher, 2012

Características principales de las pruebas								
Prueba	Duna	Vegetación	Número de runs	Duración	H _{m0} (cm)	H _s (cm)	T _p (s)	T _s (s)
HB	Alta	Poca cobertura	6	2,400	18.6	18.3	2.65	2.27
HN	Alta	Cobertura media	6	2,400	18.7	18.4	2.57	2.29
HW	Alta	Cobertura amplia	28	11,200	18.5	18.3	2.57	2.29
LB	Baja	Poca cobertura	3	1,200	18.3	18	2.57	2.3
LW	Baja	Cobertura amplia	20	8,00	18.8	18.6	2.57	2.3

4.2 Modelos físicos de la universidad de Delft, Holanda

4.2.1 Modelo físico de pequeña escala

Coeveld et al., 2005 explica que las pruebas fueron llevadas a cabo para investigar la sensibilidad del volumen de arena erosionada de la duna en condiciones de tormenta debido al periodo de onda. El modelo físico fue construido en un canal de 50 m de longitud, un ancho de 1.0 m y una profundidad de 1.2 m.; donde se utilizó un perfil de playa con duna representativo de las costas holandesas. La arena utilizada para la construcción del modelo presentó $d_{50} = 0.09 \text{ mm}$; en el caso del oleaje utilizado, fue un oleaje irregular de espectro JONSWAP; el cual fue reproducido por una pala generadora de oleaje capaz de eliminar los efectos de la reflexión, el nivel medio de la superficie presentó un valor de 0.70 m.

Se realizaron seis pruebas (Tabla 4-4), las primeras tres presentaron una escala 1:30 y las restantes de 1:40. Las cuales tuvieron duraciones de hasta 6 horas, siendo en ocasiones las pruebas detenidas para realizar las mediciones de los perfiles. El experimento T02 se realizó en dos ocasiones, para verificar que los resultados obtenidos se pudieran volver a reproducir.

Tabla 4-4 Resumen de las características del oleaje utilizado por Coeveld et al., 2005

Prueba	Aguas profundas H _{m0} (m)	Aguas profundas T _p (s)	Aguas someras H _{m0} (m)	Aguas someras T _p (s)	Escala
T03	9.00	10.00	7.70	10.00	1:30
T01	9.00	12.00	8.40	12.00	
T02	9.00	14.00	8.70	14.20	
T11	9.00	14.20	9.00	14.20	1:40
T13	9.00	16.40	9.00	16.40	
T12	9.00	19.00	9.00	19.00	

4.2.2 Modelo físico a gran escala

De Vries et al., 2008, utilizó un modelo físico para estudiar detalladamente las mediciones obtenidas durante las experimentaciones, para así obtener una visión más clara de los procesos que ocurren transversalmente en la erosión de la duna. Su experimentación solo se desarrolló simulando oleaje en condiciones de tormenta y utilizando un perfil de playa con las características de las playas holandesas (Figura 4-7).

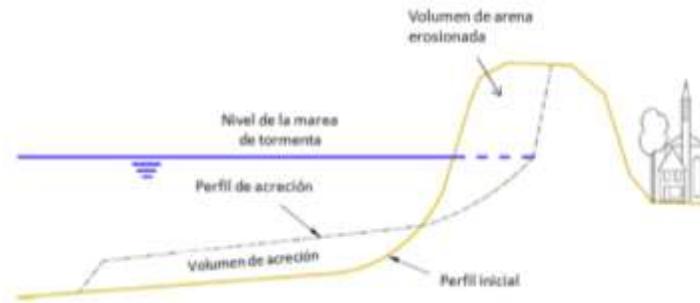


Figura 4-7 Perfil de playa teórico utilizado por De Vries, modificado de Van Gent et al., 2008

El modelo físico utilizado es de gran escala, se construyó en el canal Delta de oleaje de la Universidad de Delft, el cual tiene una longitud de 225.0 m, una base de 5.0 m y una altura de 7.0 m. Para la generación del oleaje se utilizó una pala generadora de oleaje equipada con el compensador de reflexión activo (ARC), para prevenir la presencia de ondas transversales dentro del canal.

4.2.2.1 Perfil utilizado

El material del perfil a gran escala presentó un $D_{50} = 200 \mu m$ en su arena; la cual durante su construcción fue compactada en capas de 0.5 m. Van Gent et al., 2008, explica que la compactación de la arena no es algo esencial para la modelación. La playa del modelo físico presentó una pendiente de 1:25 (Figura 4-8).

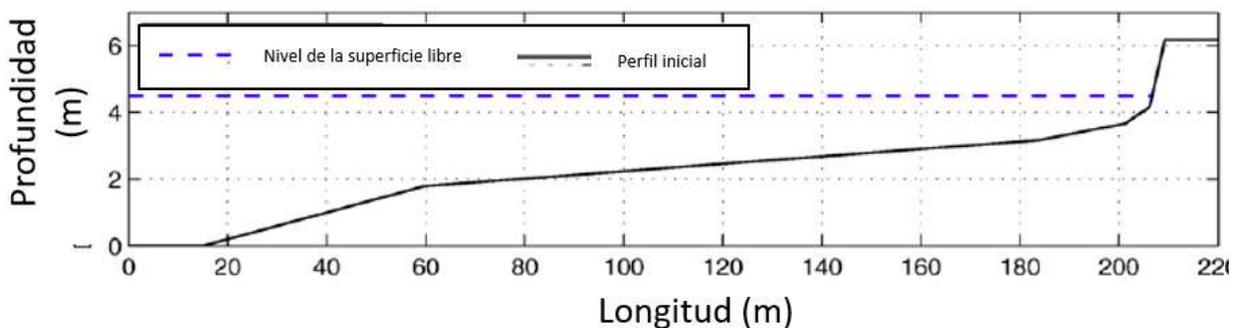
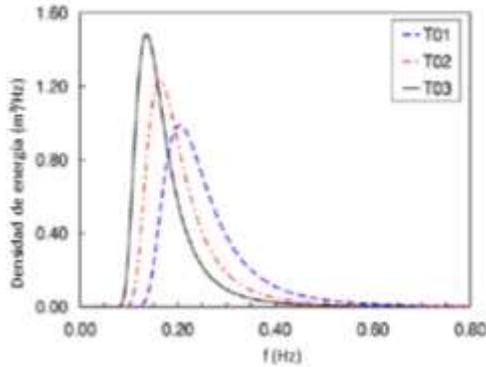


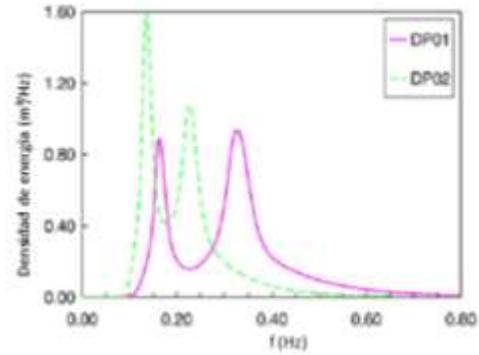
Figura 4-8 Modelo físico utilizado por Van Thiel, 2009.

4.2.2.2 Condiciones hidrodinámicas

El oleaje utilizado siguió un espectro Pierson-Moskowitz y de doble pico (Figura 4-9), presentado una H_{m0} de hasta 1.50 m y T_p máximos de 7.35 s. La profundidad de agua en reposo fue de 4.5 m



Espectro Pierson-Moskowitz



Espectro doble pico

Figura 4-9 Espectros del oleaje utilizado, modificada de Van Gent et al., 2008

4.2.2.3 Instrumentos de medición

Se utilizaron sensores de presión localizados en las paredes del canal para medir la transformación del oleaje, un sensor electromagnético de velocidad de corrientes (EMF) fue colocado junto a una resistencia vertical (WHM) para diferenciar el oleaje en dirección a la duna y las ondas reflejadas. Dos velocímetros (EMF) fueron colocados a los 200 y 205 m para realizar mediciones de la hidrodinámica cercana a la duna (Figura 4-10).

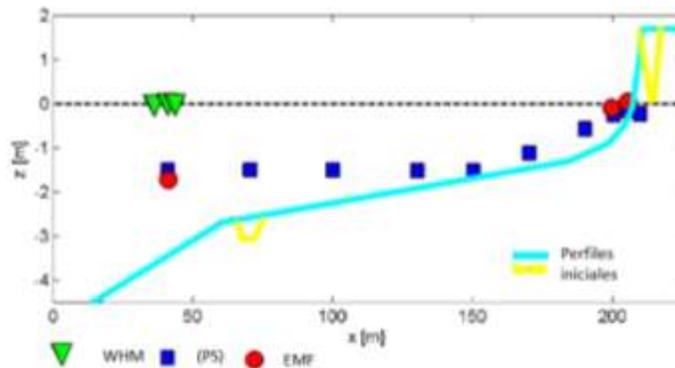


Figura 4-10 Ubicación de los instrumentos utilizados

Van Thiel, 2009, menciona que los instrumentos utilizados, fueron calibrados a los 20 y 25 Hz dependiendo de la prueba a realizar; en el caso de los sensores de presión y de los velocímetros, sus voltajes fueron puestos en cero para poder obtener información acerca del set-up del oleaje y la variación del flujo en el tiempo. En la Tabla 4-5, se observa la ubicación exacta de los sensores de presión y los velocímetros, siendo el inicio de la longitud horizontal donde se localiza la pala generadora; y la profundidad con respecto a la elevación de la superficie libre.

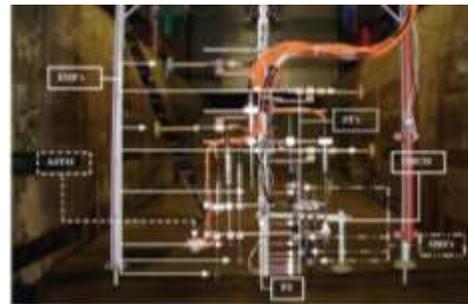
Tabla 4-5 Ubicación de los equipos instalados por De Vries, 2009

		Equipo utilizado												
		PS01	PS02	PS03	PS04	PS05	PS06	PS07	PS08	PS09	PS10	EMF01	EMF02	EMF03
Distancia vertical	X (m)	41	70	100	130	150	170	190	200	205	210	41	200	205
Profundidad	h (m)	-1.5	-1.5	-1.1	-1.1	-1.1	-1.1	-0.55	-0.35	-0.2	-0.25	-1.6	-0.15	0

El cambio en el perfil del modelo, fue medido con un perfilador anfibio (Figura 4-11a); medición que se llevó a cabo antes y después de los intervalos de las pruebas en tres transectos transversales; uno a través del eje longitudinal del canal y los restantes, en las orillas del mismo.



a) Perfilador



b) Instrumentos de medicion



c) Rieles y vehículo motorizado



d) Velocímetro y sensor de presión

Figura 4-11 Instrumentos utilizados, imagen modificada De Vries, 2009.

Para medir las presiones y las concentraciones de sedimento a lo largo del perfil de agua presente en el canal, se utilizó un vehículo motorizado sobre rieles, (Figura 4-11c), en el cual se instalaron sensores de presión para realizar mediciones de las olas; para obtener la estructura vertical del flujo, se utilizaron ocho sensores electromagnéticos de velocidad de corrientes (EMF's). De Vries, 2009, explica que los sensores de presión y cuatro sensores de velocidad fueron sincronizados con los sensores ubicados en la pared y calibrados a 20 y 25 Hz dependiendo la prueba. Las concentraciones promedio de sedimento se midieron utilizando 10 tubos de succión (ST's); verticalmente espaciados a través del instrumento según lo propuesto por Bosman et al, 1987. Utilizando cuatro sensores ópticos backscatter (OBS'S), un medidor acústico de transporte de sedimento (ASTM), y un medidor ultrasónico de altas concentraciones (UHCM) se realizaron las mediciones de las concentraciones instantáneas de sedimento (Figura 4-11b).

4.2.2.4 Ensayos realizados

Se realizaron seis pruebas, siendo la T01, T02 y T03 realizadas para analizar el efecto del T_p sobre la erosión de la duna; es decir, la única variable entre las tres pruebas fue el valor del periodo pico. Los ensayos DP01 y DP02 se realizaron para estudiar la influencia de la forma del espectro sobre la erosión dunar (Tabla 4-6). Van Thiel, 2009, describe la duración de las pruebas, de 6 horas porque simula la duración de una tormenta de 15 horas, la cual es suficientemente larga para estudiar la erosión dunar. Las mediciones del perfil fueron realizadas interrumpiendo los ensayos, siendo la interrupción A en el minuto 6, la B a los 18 min, C al llegar a los 60 minutos, D hasta los 122 minutos y la interrupción E a los 360 minutos (6 horas).

Tabla 4-6 Resumen de las características los ensayos realizados por Van Thiel, 2009

Prueba	Intervalo	H_{m0}	T_p	$T_{m-1,0}$	Superficie libre	Espectro utilizado
T01	A-E	1.5	4.9	4.45	4.5	Pierson-Moskowitz
	F	1.5	4.9	4.45	4.5	Pierson-Moskowitz
	G	1.5	7.35	6.68	4.5	Pierson-Moskowitz
	H	0.5	7.35	6.68	4.5	Pierson-Moskowitz
	I	1.4	5	4.54	4.5	Pierson-Moskowitz
T02	A-E	1.5	6.12	5.56	4.5	Pierson-Moskowitz
T03	A-E	1.5	7.35	6.68	4.5	Pierson-Moskowitz
	F	0.8	7.35	6.68	4.5	Pierson-Moskowitz
T04	A-E	1.5	7.35	6.68	4.5	Pierson-Moskowitz
DP01	A-E	1.5	6.12	3.91	4.5	Pico doble
	F	0.5	7.35	6.68	4.5	Pierson-Moskowitz
DP02	C-E	1.5	7.35	5.61	4.5	Doble pico

4.3 Modelo físico UNAM, México

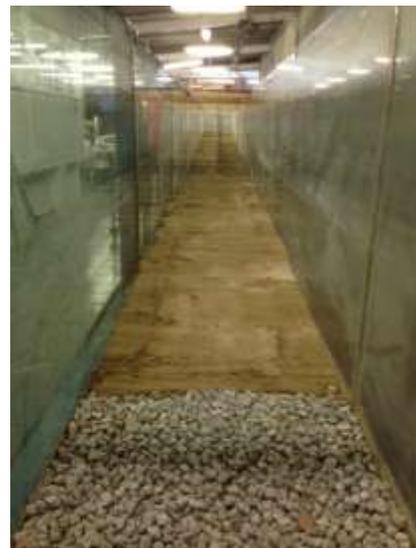
El Instituto de Ingeniería (IINGEN) de la Universidad Nacional Autónoma de México realizó un modelo físico de erosión dunar y la influencia de la presencia de plantas en ellas. Este modelo físico se construyó en los laboratorios de ingeniería costera. El objetivo del modelo físico desarrollado fue analizar la relación entre el perfil de playa y la duna en condiciones extremas, para poder explicar la respuesta de morfológica de las dunas analizando distintos modos de erosión y overwash de la duna; analizando cuantitativamente la influencia de la vegetación en la erosión dunar (Odériz, 2014-a)

4.3.1 Perfiles

El canal utilizado tiene una longitud de 37.0 m, un ancho de 0.8 m y una altura de paredes laterales de 1.2 m, el cual fue dividido en los últimos 8.0 m, para poder construir dos perfiles, A y B. Siendo el perfil A descrito con una berma, caso contrario el perfil B, el cual se construyó sin berma (Figura 4-12). La arena utilizada para la construcción de los perfiles presentó un d_{50} de 0.142 mm, un porcentaje de finos de 6.035 y un coeficiente de uniformidad con valor de 1.42.



Perfiles A y B



Interior del canal de oleaje



Canal de oleaje

Figura 4-12 Perfiles A y B del modelo físico en el canal de oleaje.

El perfil A, contó con una duna con altura de 0.219 m y un base de 0.77 m; su cara expuesta a la acción del oleaje tenía una pendiente de 26° y su cara protegida de 32° . En el caso de su berma, tuvo una longitud de 0.35 m. La ausencia de la berma en el perfil B, muestra una cara expuesta más tendida, con una pendiente de 9.0° y una duna de 0.2 m de altura y una base de 1.23 m; la zona protegida tuvo una pendiente de 20° . La pendiente de la playa a lo largo del canal, se consideró desde el pie de las dunas hasta los 23 m, siendo de 8 y 5° para el perfil A y B respectivamente. En la zona protegida, ambos perfiles presentaron una superficie de 0.5 m que finalizó en una pared impermeable.

4.3.2 Instrumentos de medición

Para realizar la medición de la superficie libre fueron instalados 11 medidores de onda (Wave gauge) y 6 sensores UVP-DUO (Ultrasound Velocity Profiler) para medir las velocidades. Los sensores se ubicaron a lo largo del canal, siendo su localización descrita por la Figura 4-13. La medición de los perfiles, se realizó antes y después de las pruebas; para lo cual fue utilizada una estación total.

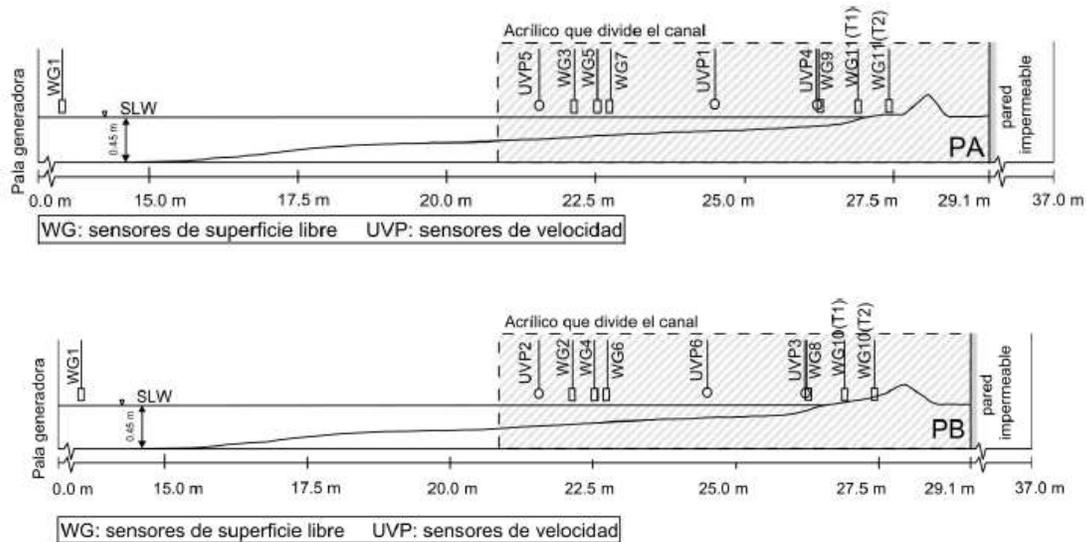


Figura 4-13 Características de los perfiles A y B, utilizados por Odéris, 2014-a

4.3.3 Condiciones hidrodinámicas

Las condiciones de oleaje utilizado en los experimentos fueron creadas por una pala generadora ubicada al inicio del canal, la cual cuenta con un sistema de absorción activa de ondas reflejadas. Se utilizó un espectro JONSWAP, de $\gamma=3.3$, para la generación de oleaje irregular. La H_s utilizada presentó un valor de 0.10 y 0.15 m con T_p de 1.118, 1.5652 y 2.012 s. El nivel medio del mar utilizado fue de 0.45 m, el cual tuvo un incremento de hasta 0.5 m para simular el efecto de la marea de tormenta.

4.3.4 Vegetación en la duna

Para simular la presencia de vegetación en las dunas, se utilizó la planta *Ipomea pescapre*; las cuales fueron sembradas a lo largo de la duna, variando su densidad según los ensayos (Figura 4-14).

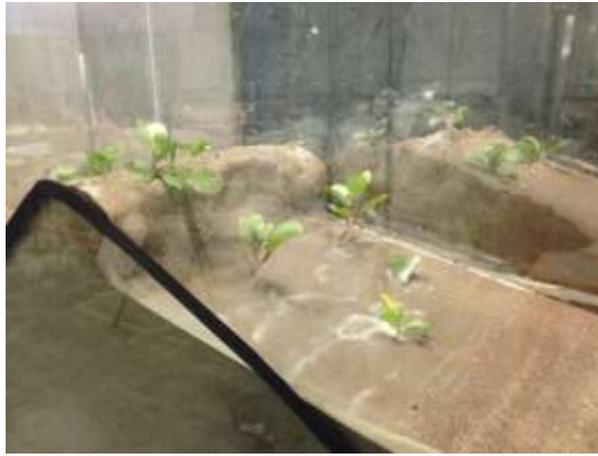


Figura 4-14 Plantas utilizadas en los ensayos

La variación de la densidad de las plantas en los ensayos se explica cómo nula, baja, media y alta; utilizándose el parámetro adimensional $A_f = \frac{m_{plantas}^2}{m_{duna}^2}$ para representar el área de cobertura por plantas y el área de la duna (Tabla 4-7).

Tabla 4-7 Densidad de plantas en las dunas A y B.

Perfil	A						B					
	Baja		Media		Alta		Baja		Media		Alta	
Vegetación	A_f	No. Plantas										
Sotavento	0.106	2	0.251	4	0.337	6	0.089	6	0.08	8	0.156	12
Barlovento	0.182	4	0.215	6	0.301	9	0.137	6	0.198	8	0.256	12
Total	0.143	6	0.234	10	0.32	15	0.113	12	0.14	16	0.207	24

4.3.5 Construcción del modelo

La construcción del modelo físico (Figura 4-15) se llevó a cabo de forma consecutiva; es decir, para cada cobertura vegetal se construyeron los mismos perfiles (A y B) pero se variaron las condiciones de la tormenta (T1, T2 y T3), cuyas características se explican en el apartado 4.3.6.

El modelo físico fue construido completamente para las condiciones de la tormenta T1; siendo solamente reconstruida la parte erosionada para las demás condiciones de tormenta. Las plantas utilizadas en el perfil, fueron enterradas de su tallo sobre la duna, teniendo especial cuidado de no compactar la arena a su alrededor. Una vez enterrada, el tanque de oleaje se llenó de agua hasta el nivel de superficie libre dependiente del ensayo, esto para saturar la arena de todo el modelo durante un día completo. Odériz, 2014-a, explica que la colocación de las plantas tuvo un efecto de pilotaje sobre la arena. Antes de comenzar cada ensayo, el modelo físico fue sometido a oleaje irregular tipo JONSWAP, con $H_s = 0.05$ m y $T_p = 1.0$ s, durante un tiempo de 3 minutos para que la arena presentara una saturación.



Figura 4-15 Construcción del modelo físico

4.3.6 Ensayos realizados

El modelo físico fue sometido a 24 ensayos en los cuales se representaron 3 tormentas y cuatro diferentes densidades de plantas en las dunas. Los nombres de los ensayos, describen el perfil utilizado (A y B), las condiciones de tormenta (T1, T2 y T3) y por último la cobertura vegetal, nula (N), baja (B), media (M) y alta (A); siendo sus características mostradas en la Tabla 4-8.

Tabla 4-8 Características de los ensayos realizados.

Prueba	Perfil	h (m)	H_s (m)	T_p (s)	Duración (s)	No. Iribarren	Cobertura vegetal
AT1N	A (Con berma)	0.5	0.1	1.118	900	0.3728	Nula
AT2N				1.5652	900	0.4767	Nula
AT3N			0.15	2.012	240	0.5158	Nula
AT1B			0.1	1.118	900	0.3728	Baja
AT2B				1.5652	900	0.4767	Baja
AT3B			0.15	2.012	240	0.5158	Baja
AT1M			0.1	1.118	900	0.3728	Media
AT2M				1.5652	900	0.4767	Media
AT3M			0.15	2.012	240	0.5158	Media
AT1A			0.1	1.118	900	0.3728	Alta
AT2A				1.5652	900	0.4767	Alta
AT3A			0.15	2.012	240	0.5158	Alta
BT1N			B (Sin berma)	0.5	0.1	1.118	900
BT2N	1.5652	900				0.4009	Nula
BT3N	0.15	2.012			240	0.5009	Nula
BT1B	0.1	1.118			900	0.3136	Baja
BT2B		1.5652			900	0.4009	Baja
BT3B	0.15	2.012			240	0.5009	Baja
BT1M	0.1	1.118			900	0.3136	Media
BT2M		1.5652			900	0.4009	Media
BT3M	0.15	2.012			240	0.5009	Media
BT1A	0.1	1.118			900	0.3136	Alta
BT2A		1.5652			900	0.4009	Alta
BT3A	0.15	2.012			240	0.5009	Alta

4.4 Comparación de los modelos físicos

En el siguiente análisis de los modelos físicos, se analizarán solamente los realizados por Gralher, 2012, Van De Vries, 2009 y Odériz, 2014-a; esto es debido a la falta de datos de los modelos restantes. La experimentación realizada en la universidad de Delaware ha estado enfocada originalmente en obtener la influencia de la geometría de la duna en la respuesta de la misma cuando se presenta un oleaje energético, sin tomar en cuenta la presencia de vegetación. Sin embargo, se realizaron ensayos utilizando cilindros de madera para simular la vegetación.

La modelación realizada por la universidad técnica de Delft ha sido orientada a analizar la influencia del T_p sobre la erosión dunar; haciendo modelaciones a pequeña y gran escala. Sin embargo, Coeveld, 2005, menciona que, para un análisis cualitativo, los resultados de pruebas de gran escala son más exactos que las pruebas a pequeña escala.

El principal objetivo de las modelaciones físicas realizadas por el IINGEN de la UNAM, fue analizar la respuesta de la duna ante una tormenta y como esta respuesta se vería modificada con la presencia de vegetación en la duna. Si bien, en modelos físicos realizados con anterioridad (Delaware) se había analizado lo mismo; una de las novedades que se incluyeron en este modelo, fue la utilización de plantas reales para simular la vegetación.

Una diferencia entre los ensayos mencionados en el actual trabajo es la variación del espectro utilizado. En la generación de ondas irregulares por la universidad de Delaware fue el TMA, mientras que Delft utilizó el espectro Pierson-Moskowitz y doble pico; el oleaje generado en el IINGEN presentó un espectro tipo JONSWAP. Si bien la literatura explica que el espectro TMA, se deriva del espectro JONSWAP, presentando un factor de transformación, el cual incluye el efecto del fondo marino. En el caso del espectro Pierson-Moskowitz, Sorensen, 2006, explica que logra picos energéticos más pequeños que el JONSWAP; por lo que sería conveniente revisar si esta diferencia de energía afecta la respuesta de la duna. Mientras el espectro doble pico logra representar la presencia de oleaje tipo Sea y Swell.

En lo referente a la medición de los perfiles, en el IINGEN se utilizó una estación total, mientras en los ensayos realizados por Delft se utilizó un perfilador anfibio, el cual otorga más precisión en las mediciones. En el caso de la universidad de Delaware utilizaron un escáner laser para realizar las mediciones de los perfiles.

En las modelaciones realizadas por las tres diferentes universidades, se utilizaron medidores de onda, de presión y corrientímetros; a excepción del modelo realizado por Delaware en el cual no se utilizaron sensores de presión.

El modelo realizado por Delft de gran escala, es el único modelo físico en el cual se utilizó un factor de escala, el cual fue descrito por Vellinga, 1986. En el caso de los modelos realizados en el IINGEN y en la universidad de Delaware, no se utilizó ningún tipo de factor de escala.

4.5 Comparación y análisis de los perfiles resultantes

Durante los ensayos AT3, se observa que en la única ocasión en donde ocurrió la destrucción de la duna se registró con la ausencia de vegetación y una cobertura baja; siendo en los perfiles AT1 y AT2 donde las condiciones de la duna sin vegetación presentaron una mayor erosión en la cara de la duna expuesta al oleaje; sin embargo, no se presentó el efecto del overwash.

En todos los perfiles resultantes (AT1, AT2 y AT3), la arena erosionada de la duna se depositó entre las cotas 0.00 a 0.05 m al pie de la misma. A su vez, se presentó una relación en el aumento del valor del T_p y la H_s , situación que se ve representada en la variación de la duna a lo largo de los ensayos realizados; mostrando una mayor erosión con las condiciones de la tormenta. El comportamiento de los perfiles a lo largo del canal, presentó un movimiento de sedimento en dirección costa afuera, el cual se ve reflejado en el aumento de la pendiente de la berma y de la parte de los perfiles localizada entre las cotas 0.00 y -0.1 m.

Los ensayos BT1, BT2 y BT3 realizados sobre un perfil de playa sin berma, presentaron una mayor erosión en la parte expuesta de la duna (Ubicada entre las cotas 0.2 a 0.00 m) y acreción en las cotas menores a los 0.00 m. Los perfiles resultantes de las condiciones BT, presentan una tendencia en la pérdida de arena mayor de la duna cuando no se presenta vegetación.

En los ensayos HB, HN y HW realizados en la universidad de Delaware, se presentó un aumento en la pendiente de la berma y la depositación de sedimento al final de esta. En el caso del perfil resultante de la prueba HN, oleaje más energético y vegetación media, presentó una destrucción sobre la duna; Los perfiles finales de los ensayos LB y LH, los cuales no presentan berma, registraron una mayor erosión en la cara de duna con la presencia de vegetación. En los perfiles finales, se puede observar la formación de una barra a una profundidad de -0.1 m con la ausencia de vegetación y la depositación de sedimento entre la cota -0.1 y 0.0 en el perfil con vegetación.

Los perfiles resultantes del modelo físico a gran escala, mostraron un comportamiento en el cual el sedimento de la duna al ser erosionado, es transportado en dirección costa afuera; presentándose el aumento de la pendiente del perfil de playa localizado a una profundidad menor a la cota 0 y la generación de una barra en dirección costa afuera. En el caso de los ensayos T04, se registró la destrucción de la duna; en la cual se puede observar la redistribución del sedimento de la duna a lo largo del perfil.

Los perfiles finales obtenidos con cada modelo físico se presentan en el Anexo 1.

5 Conclusiones y futuras líneas de investigación

Los ensayos realizados por las diferentes universidades muestran un comportamiento similar en lo que se refiere al transporte de sedimento transversal a la playa. Lo cual se ve reflejado en la erosión de la duna y de la parte seca de la playa, provocando que el sedimento sea depositado cerca de la profundidad de cierre y al final de la berma del perfil.

La arena erosionada de la duna, genera barras paralelas a costa y un cambio en la pendiente del mismo; variación que podría ocasionar un cambio en la manera en el que el oleaje rompe al llegar a la zona surf y su interacción con el frente costero, situación que por los alcances del trabajo no será analizada.

El papel que juega la duna en el intercambio de arena de la zona frontal de la playa y la zona continental, influye en la transformación de un perfil de playa de verano a un perfil de playa de invierno o de tormenta; funcionando la duna como un banco de arena para que el perfil de playa no desaparezca por las condiciones hidrometeorológicas extremas.

Debido a que la ubicación de la zona de surf varía con el tiempo, dependiendo de las condiciones climatológicas, principalmente de la marea, marea de tormenta y el set-up del oleaje; la berma del perfil de playa pudiera presentarse bajo el agua, lo cual influye directamente en la erosión de la duna debido a que el oleaje incidente rompe directamente en ella y se traduce en una mayor destrucción de la misma.

La erosión de la duna es influenciada directamente por los valores de los parámetros del oleaje, H_s y T_p , presentando una erosión mayor cuando estos valores se incrementan; llegándose a presentar la destrucción de la duna.

Las barras se forman como resultado de la reflexión del oleaje incidente a la línea de costa, el cual transporta el sedimento en dirección costa afuera y lo deposita al pie de la berma; cerca de la profundidad de cierre del perfil de tormenta (Short, 1999). Siendo fuertemente influenciada por la sobrelevación del nivel del mar, lo cual se puede observar en la formación de las mismas en los perfiles que presentaron una berma y un aumento en la elevación del mar; en los cuales la barra se formó por encima del nivel medio del mar, ocasionado que en condiciones normales sea visible.

Influenciada por la presencia de una berma y vegetación; la duna registró erosión en los diferentes modelos físicos construidos, presentando una destrucción menor cuando el perfil de playa no presentó una berma. En el caso de la vegetación, se comprueba lo propuesto por Odériz, 2014-a, quien afirma que la erosión de la duna no se detendrá por la presencia de vegetación, solo se retrasará.

Como parte de la erosión ocasionada en las dunas de los perfiles de playa, se presentó un aumento en la pendiente de la berma; la cual registra una relación directa con la presencia de plantas sobre la duna, siendo mayor cuando la duna presenta una menor cantidad de plantas.

La presencia de vegetación y de una berma, en la duna y el perfil de playa respectivamente, presentan una gran influencia en la evolución de la duna bajo condiciones de tormenta; sin embargo, no impiden la erosión de la duna, solo disminuyen los volúmenes de arena erosionados.

Se debería de verificar el tipo de sedimento que se localiza donde la rotura del oleaje se hizo presente; esto para analizar el lavado que lleva a cabo, moviendo el sedimento más fino en dirección costa adentro y dejando el sedimento más grueso en la zona de disipación.

Si bien cuando se presenta un estado de tormenta, el transporte de sedimento perpendicular a la costa es el predominante; se propone como nueva línea de investigación el estudio de la influencia de la vegetación y la berma en el transporte de sedimento longitudinal a la costa.

Debido a que el transporte de sedimento transversal a la costa, cuando es el gobernante, se da en una escala temporal menor; con los modelos físicos implementados no es posible llevar a cabo la generación de un nuevo perfil de playa con duna en condiciones normales.

La evolución dunar en condiciones hidrometeorológicas extremas depende directamente la elevación y sobre elevación del nivel del mar (marea de tormenta y set-up del oleaje), las características del oleaje incidentes (H_s y T_p), la presencia o ausencia de berma en el perfil de playa y de la vegetación existente sobre la duna.

6 Bibliografía

Armarali C., 2013, Beach morphodynamics and types of foredune erosion generated by storm along the Emilia-Romagna, Italy.

Battjes J.A., 1974, Surf Similarity, Delft University of Technology, Netherlands.

Benassai G, Introduction to Coastal Dynamics and shoreline Protection, University of Napoles Parthenope, Italia.

Bernabeu A.M., Medina R y. Vidal C., 2002c, Influencia de un sustrato rocoso en la morfología del perfil de playa: Playa Victoria, Cádiz. Ciencias Marinas 23 (4): 181-192.

Birkermeier, W.A., 1985, Field data on seaward limit of profile change, J Waterways Port and Coastal Engineering, ASCE, Vol. III, No. 3, pp 598-602.

Bruun, P., 1954, Coastal erosion and development beach profiles, "U.S. Army Beach Erosion Board Technical Memorandum No. 44, Beach Erosion Borad, U.S. Army Corps of Engineers, Washington, D.C.

Coeveld E.M., Den Hijer C., Van de Graaff, De Vroeg J.H. and Steetzel H.J., 2005, The effect of the wave period on dune erosion, Delft Hydraulics, the Netherlands.

Coastal Engineering Manual (CEM), 2002, II-4-25, U.S. Army Corps of Engineers, USA.

Dally William R. y Dean Robert G, 1984, Suspended sediment transport and beach profile evolution, U.S. Army Coastal Engineering Research Center, USA.

Dean Robert G., 1973, Heuristic Models of Sand Transport in the Surf Zone, Proceedings, Conference on Engineering Dynamics in Surf Zone, Sydney, Australia, pp. 208-214.

Dean R.G., 1977, "Equilibrium beach profiles: U.S. Atlantic and Gulf Coasts," Department of Civil engineering, Ocean Engineering Report No. 12, University of Delaware, Newark.

Dean R.G., 1987, "Coastal Sediment Processes: Toward Engineering Solutions" Proceedings, Coastal Sediments, ASCE, PP. 1-24.

Dean Robert G., 1991, Equilibrium Beach Profile: Characteristics and Applications, University of Florida, USA. University of Delaware, Newark.

Dean Robert G., 2002, Beach nourishment theory and practice, University of Florida, USA.

Dean Robert y Dalrymple Robert, 2001, Coastal Processes with Engineering Applications, Cambridge University.

Delgadillo Calzadilla Miguel Ángel, 2011, Comparación de la respuesta dinámica de perfiles de playa bajo un gradiente hidráulico, Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.

DHI, 2011, Tidal Analysis and Prediction Module, Scientific Documentation, Mike 21 by DHI.

Donnelly C., 2007, Morphologic change by Overwash: establishing and evaluating predictors, Lund University, Sweden.

Figlus Jens, Kobayashi Nobuhisa, Gralher Christine y Iranzo Vicente, 2011, Wave overtopping and overwash of dunes, University of Delaware, USA.

Flor G., 2004, Geología Marina. Área de Estratigrafía y Sedimentología. Departamento de Geología. Universidad de Oviedo.

Galvin, C.J. Jr., Breaker Type Classification on Three Laboratory Beaches, J. Geoph. Res., 73, 12, June 1968, p. 3651-3659.

González Rodríguez Mauricio, 1995, Morfología de playas en equilibrio, planta y perfil, Escuela técnica superior de ingenieros de caminos, canales y puertos. Universidad de Cantabria.

Gralher Christine, Kobayashi Nobuhisa y Do Kideok, 2012, Wave overwash of vegetated dunes, University of Delaware, USA.

Guza Robert T. and Inman Douglas L, 1975, Edge wave and beach cusps, Journal of Geophysical Research.

Hallermeier Robert J., 1981 b, Seaward limit of significant Sand Transport by waves: An annual Zonation for Seasonal Profile, U.S. Army Coastal Engineering Research Center, USA.

Hasselmann K., Barnett T.P., Bouws E., Carlson H., Cartwright D.E., Enke K., Ewing J.A., Gienapp H., Hasselmann D.E., Kruseman P., Meerburg A., Muller P., Olbers D.J., Richter K., Sell W. y Walden H., 1973, Measurements of Wind-Wave growth and Swell Decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP), Deutsches hydrographisches institute, Hamburgo, Alemania.

Hesp Patrick, 2002, Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics, Massey University, Nueva Zelandia.

Hesp P.A., 2012, Surfzone-beach-dune interactions, Department of Geography and Anthropology, Louisiana State University, USA.

Hesp Patrick, Schmutz Phillip, Martinez M.L., Driskell Luke, Orgera Ryan, Renken Katherine, Rodriguez Revelo Natalia Alejandra and Jimenez Orocio Oscar Albert, 2009, The effect on coastal vegetation on a parabolic dune, Louisiana University, USA.

Hesp P.A., 2013, Conceptual models of the evolution of transgressive dune field systems, Geomorphology.

Hughes Steven A., 1984, The TMA shallow-water spectrum description and applications, U.S. Army Corps of Engineers, USA.

Iribarren y Nogales, 1949, Planos de oleaje en segunda aproximación, Revista de obras públicas, España.

Kemp P.H., 1975, Wave asymmetry in the nearshore zone and breaker area, London.

Kobayashi Nobuhisa, 1987, Analytical solution for dune erosion by storms, University of Delaware, USA.

Kobayashi Nobuhisa, Buck Mitchell, Payo Andres y Johnson Bradley D., 2009, Berm and dune erosion during a storm, University of Delaware, USA.

Kobayashi Nobuhisa, Gralher Christine y Do Kideok, 2013, Effects of woody plants on dune erosion and overwash, University of Delaware, USA.

Lakham V. Chris and Trenhaile Alan S, 1989, Applications in coastal modeling, Elsevier Oceanography series No. 49.

Losada Iñigo J., Medina Raül, Losada Miguel A. y Vidal Cesar, 1995, Modelos hidrodinámicos y de transporte de sedimentos, Grupo de Ingeniería Oceanográfica y de Costas. Universidad de Cantabria.

Long Joseph W., De Bakker Anouk T.M. and Plant Nathaniel G., 2014, Scaling coastal dune elevations changes across storm-impact regimes, American Geophysical Union, USA.

Martínez Maria Luisa, 2009, Las playas y las dunas costeras: un lugar en movimiento, Fondo de Cultura Económica, México.

Masselink, Gerd and Van Heteren, 2013, Response of wave-dominated and mixed-energy barriers to storms, Plymouth University, USA and Geological Survey of the Netherlands, The Netherlands.

Matias A., Vila-Concejo A., Ferreria O., Morris B. and Dias J.A., 2009, Sediment dynamics of barriers with different overwash, Journal of coastal research, USA.

Matias A., Williams Jon J., Masselink G. and Ferreria O., 2012, Overwash threshold for gravel barriers, Coastal Engineering, USA.

Medina Raúl, Losada Iñigo, Losada Miguel A y Vidal César., 1995, Variabilidad de los perfiles de playa: forma y distribución granulométrica, Grupo de ingeniería oceanográfica y de costas. Universidad de Cantabria.

Medina R., Vidal C y Gonzalez M., Bernabeu A.M. y Galofré J., 2001, Modelado de la morfodinámica de las playas por medio de formulaciones de "Equilibrio". Física de la Tierra 13:95-117. SIN: 0214-4557.

Ministerio del medio ambiente del gobierno español, 2007, Manual de restauración de dunas costeras, España.

Moore B., 1992, "Beach Profile Evolution in Response to Changes in Water Level and Wave Heights", M.S. Thesis, University of Delaware, Newark, DE.

Nielsen Peter, 2009, Coastal and estuarine processes, The University of Queensland, Australia.

Ochi, MK., Hubbell, E., N., 1976, On six-parameters wave Spectra, Proc. 15th Coastal Eng. Conf. Vol.

Odériz Martínez Itxaso, 2014-a, Análisis morfodinámico de duna y perfil de playa en presencia de vegetación, Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.

Odériz Martínez Itxaso, 2014-b, Análisis morfodinámico de duna y perfil de playa en presencia de vegetación, XXV Congreso latinoamericano de hidráulica, Santiago, Chile.

Pierson Willar Jr y Moskowitz Lionel, 1962, A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of S.A. Kitaigorodskii, U.S. Naval Oceanographic Office, USA.

Pugh David T., 1987, Tides, surges, and mean sea level, Natural Environment Research Council, Swindon Council, UK.

Sallenger Asbury H., 2000, Storm impact scale for barrier island, Center for Coastal Geology, USA.

Sánchez-Arcilla Agustín y Jimenez A. José, 1995, Evolución en planta/perfil de una playa. Métodos predictivos, Proyectos de playas artificiales y regeneración de playas, Laboratori d'Enginyeria Marítima, E.T.S. Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos de Barcelona, Universitat Politècnica de Catalunya, España.

Sánchez-Arcilla, Agustín y Jiménez José A., 1994, Ingeniería de playas (I): Conceptos de morfología costera, Universitat Politècnica de Catalunya.

Short Andrew D., 1999, Handbook of beach and shoreface morphodynamics, University of Sidney.

Silva Rodolfo, 2005, Análisis estadístico del oleaje, Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.

SMC, 2000, Dinámicas, Documento de referencia, volumen 1, Ministerio de Medio Ambiente y Universidad de Cantabria, España.

Sorensen Robert M, 2006, Basic Coastal Engineering, Department of civil and environmental engineering, Lehigh University, Bethlehem, Pennsylvania.

Steetzel H.J., 1993, Cross-shore transport during Storm Surges, Delft Hydraulics, Proefschrift Technische Universiteit Delft.

Stewart Robert H., 2008, Introduction to physical oceanography, Department of Oceanography, Texas A & M University, USA.

Torsethaugen Knut and Haver Sverre, 2004, Simplified double peaked spectral model for ocean waves, SINTEF Fisheries and Aquaculture, Trondheim Norway.

Van Gent M.R.A., Van Thiel van de Vries J.S.M., Coeveld E.M., de Vroeg J.H. and Van de Graaff J., 2008, Large-scale dune erosion tests to study the influence of wave periods, Deltares/Delft Hydraulics, The Netherlands.

Van Rijn Leo C, 2008, Prediction of dune erosion due to storms, Delft Hydraulics, The Netherlands.

Van Thiel de Vries, Van de Graaff J., Reniers y Stive, 2005, Effects of wave groupiness on dune erosion, Delft University of technology, The Netherlands.

Vellinga Pier, 1986, Beach and dune erosion during storm surges, Delft Hydraulics, Proefschrift Technische Universiteit Delft.

Vidal Cesar, Losada Miguel, Medina Raúl y Losada Iñigo, 1995, Modelos de morfodinámica de playas, Universidad de Cantabria.

7 ANEXO 1 IMÁGENES DE LOS PERFILES FINALES

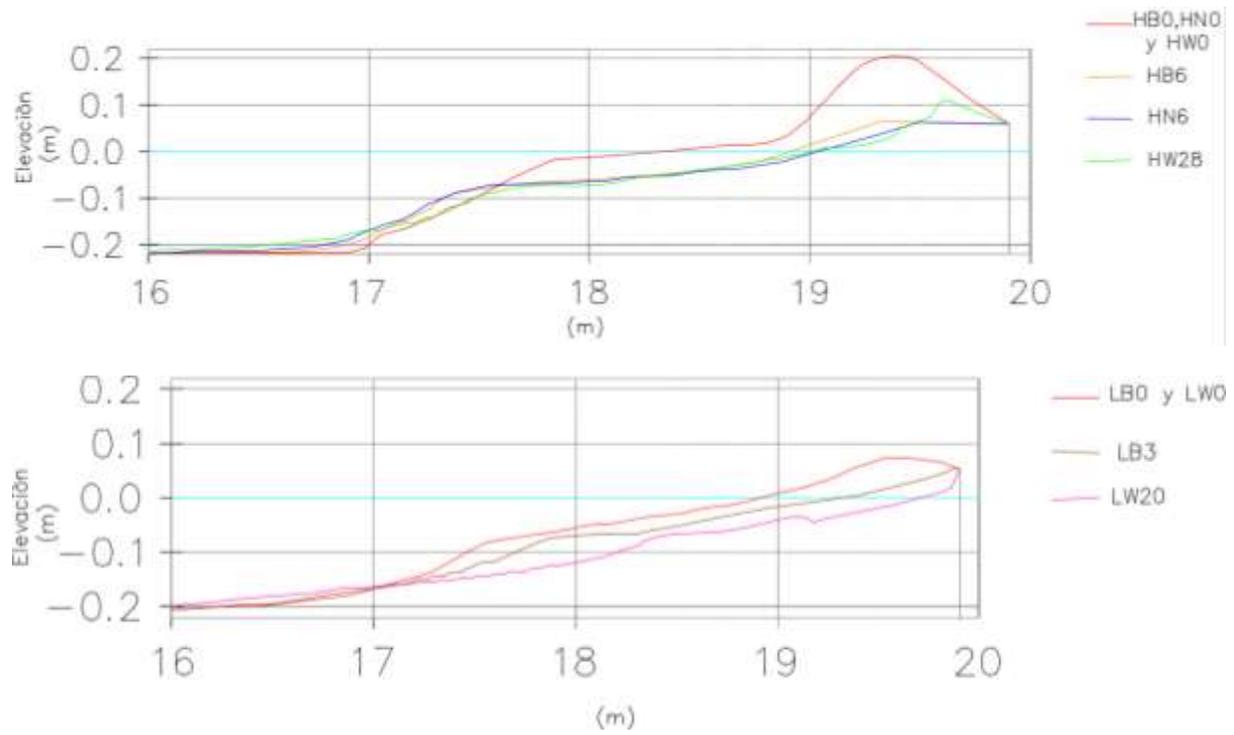


Figura 7-1 Perfiles finales del modelo físico de Delaware, Galher et al., 2012.

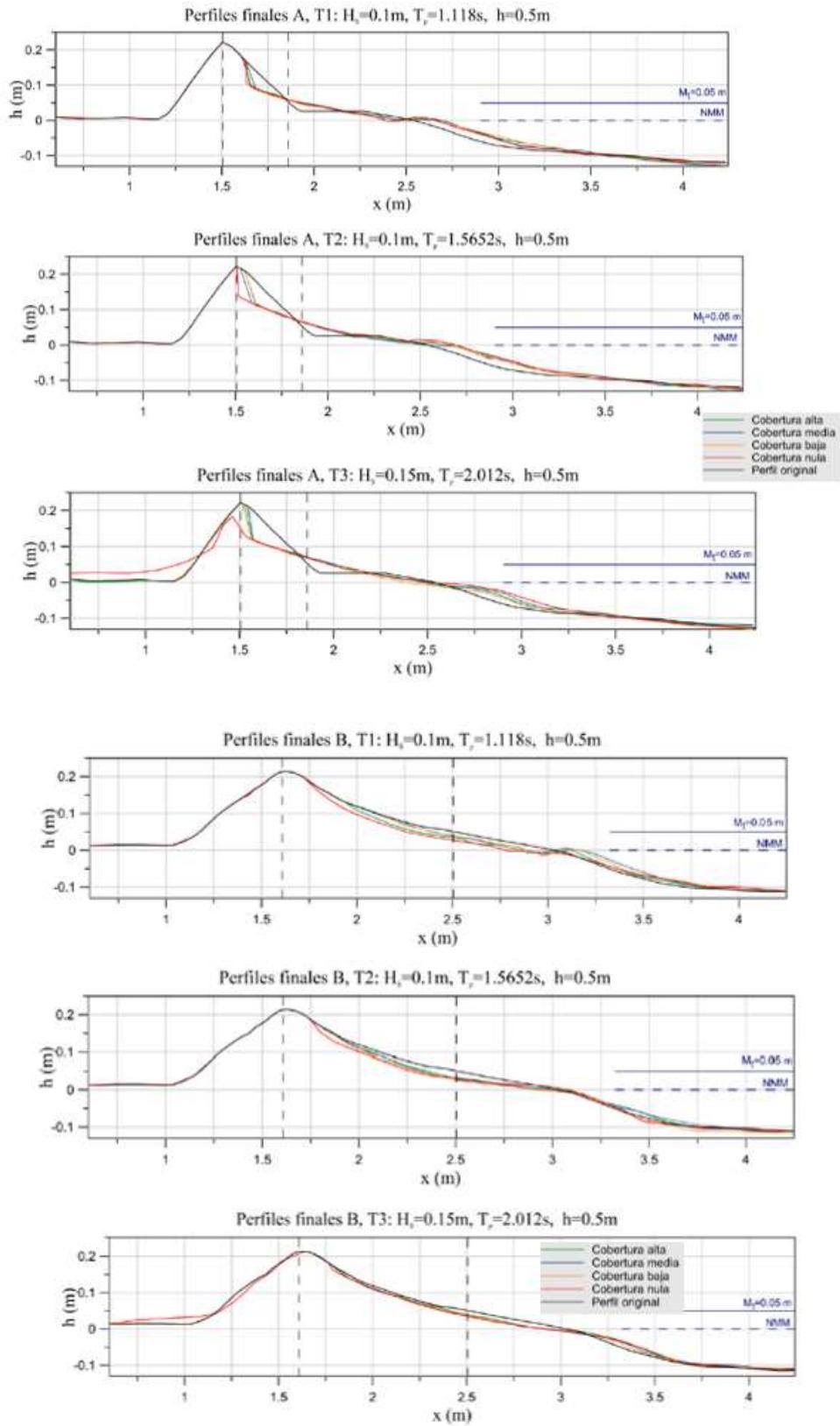


Figura 7-2 Perfiles finales del modelo físico de IINGEN, Odériz, 2014-a

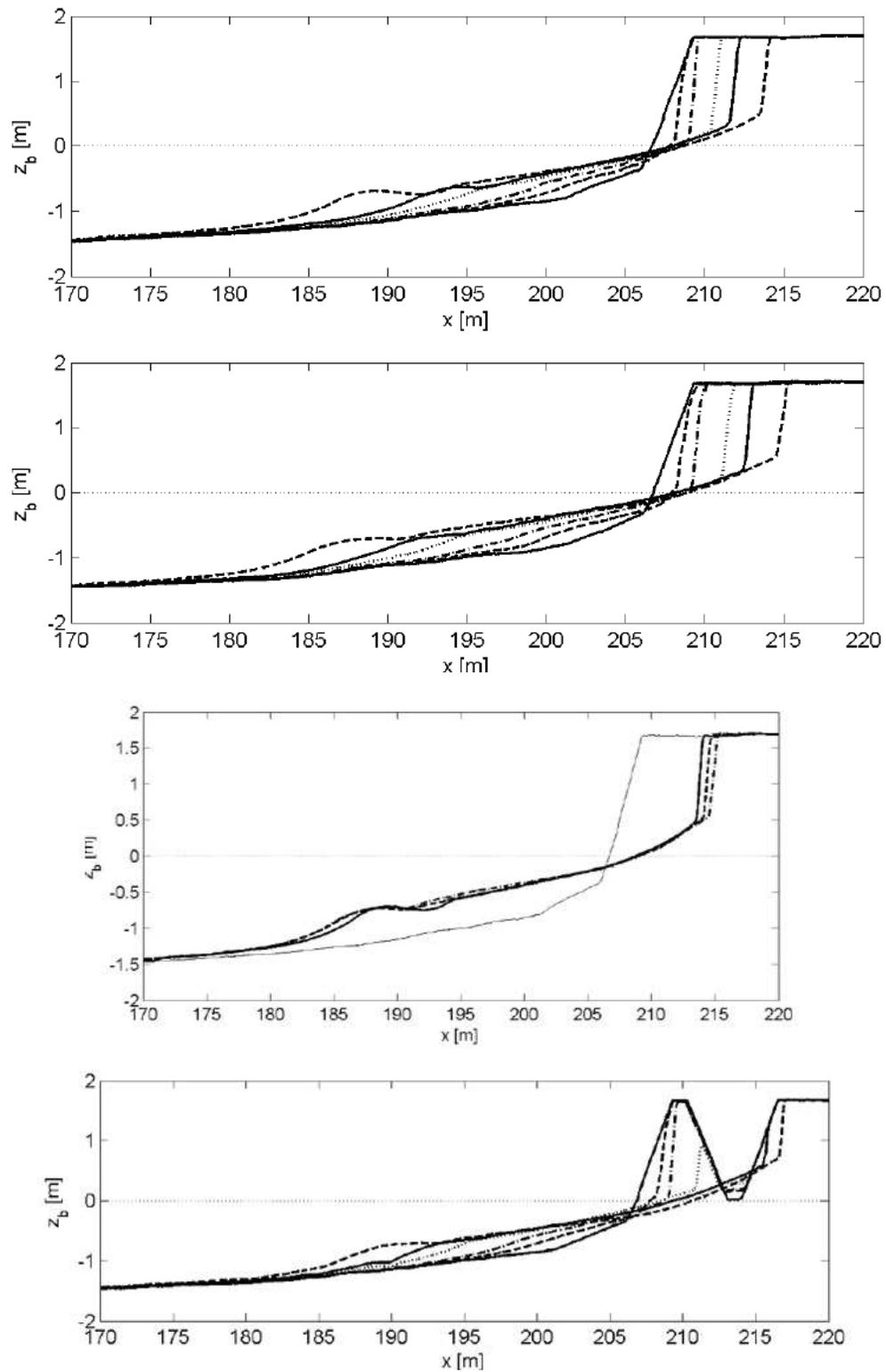


Figura 7-3 Perfiles finales del modelo físico de DELFT, De Vries, 2009.