



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTONOMA DE
MEXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

Zonificación de la Península de Yucatán a partir de un análisis
sedimentológico.

T E S I S

Como requisito para obtener el título de
Ingeniero Civil

P r e s e n t a

DALILA RUÍZ CAVAZOS

DIRECTOR DE TESIS

Dr. EDGAR GERARDO MENDOZA BALDWIN



MÉXICO, D.F.

JUNIO 2010



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

A mis padres Jesús y Dalila,
por la vida, por su amor, valores y apoyo incondicional en cada momento de mi vida.

A mis padrinos Luis y Lucy
por su cariño, por sus consejos y por ser mi segunda familia.

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Rodolfo Silva Casarín por su confianza, apoyo en cada momento y por brindarme la oportunidad de ser parte del Grupo de Ingeniería de Costas y Puertos.

Al Dr. Edgar Mendoza Baldwin por su ayuda, su apoyo, su paciencia y por sus consejos que hicieron posible la realización de este trabajo.

Un especial agradecimiento al Dr. Gabriel Ruíz Martínez por su dedicación, tiempo, enseñanzas y amistad en cada momento.

A mis compañeros del Grupo de Ingeniería de Costas y Puertos por su apoyo, especialmente a Brayan, Germán, Jaime, Sébastien y Sergio por los buenos momentos, pero sobre todo por la gran amistad.

A Adriana, Anaís, Ceci, Chucho, Daniela, Javier, Karla, Roberto y Sandra, por todos esos momentos inolvidables, por los altibajos de la vida, por su amistad y por haberla demostrado cuando más la necesité.

A Prieto y a Silva por acompañarme y apoyarme en cada instante del viaje que comenzamos juntos en el 2005 y que sin ellos jamás hubiera sido tan memorable y mágico como lo fue. Gracias por su amistad y por hacer de la Ingeniería una experiencia inolvidable.

LISTA DE TABLAS.....	5
INTRODUCCIÓN	9
IMPORTANCIA DE LA ZONA DE ESTUDIO	9
Objetivos	10
Organización del trabajo	11
1 ASPECTOS GEOLÓGICOS Y MORFOLÓGICOS.....	15
1.1 PRINCIPIOS DE GEOMORFOLOGÍA COSTERA	15
1.1.1 Zona costera	15
1.1.2 Jerarquía de los procesos en la escala de tiempo.....	16
1.1.3 Clasificación de las costas	18
1.1.3.1 Costas primarias	18
1.1.3.2 Costas secundarias	18
1.1.3.3 Clasificación energética.....	19
1.1.3.4 Clasificación genética y descriptiva	19
1.1.4 Clasificación asociada a las formaciones costeras	20
1.1.5 Playas de arena	22
1.1.5.1 Perfil dinámico de la playa	23
1.1.5.2 Formas de fondo	25
<u>Fondo plano sin movimiento</u>	26
<u>Rizos</u>	26
<u>Dunas</u>	26
<u>Fondo plano con movimiento</u>	26
<u>Antidunas</u>	27
1.2 FACTORES DE LARGO PLAZO	27
1.2.1 Aspectos geológicos	27
1.3 FACTORES DE CORTO PLAZO.....	30
1.3.1 Movimiento del sedimento.....	30
1.3.2 Velocidad de caída	32
1.3.3 Modos de transporte de sedimentos.....	33
1.3.4 Régimen de flujo	34
1.3.4.1 Flujo subcrítico	34
1.3.4.2 Flujo de transición	34
1.3.4.3 Flujo supercrítico.....	34
1.3.5 Erosión de la costa	34
1.3.6 Procesos metaoceánicos.....	35
1.3.6.1 Viento	35

1.3.6.2	Oleaje	35
1.3.6.3	Corrientes.....	37
1.3.7	Variaciones en el nivel del mar	38
1.3.7.1	Marea astronómica	38
1.3.7.2	Variaciones meteorológicas del nivel del mar	38
2	ANÁLISIS MECÁNICO DE SEDIMENTOS	43
2.1	PROPIEDADES FÍSICAS BÁSICAS DE LA MUESTRA	43
2.1.1	Resistencia al cortante	44
2.1.2	Compresibilidad del suelo	44
2.1.3	Permeabilidad	44
2.1.4	Mezclas de suelo	45
2.1.5	Densidad y peso específico	46
2.1.5.1	Densidad.....	46
2.1.5.2	Densidad relativa y compactación relativa	46
2.1.6	Diámetro	47
2.1.6.1	Diámetro de cribado	47
2.1.7	Forma	47
2.1.7.1	Factor de forma, SF	48
2.1.7.2	Esfericidad, E	48
2.1.7.3	Redondez.....	48
2.1.8	Velocidad de caída	49
2.1.8.1	Partículas esféricas	49
2.1.8.2	Partículas naturales.....	50
2.1.8.3	Ecuación de Rubey	50
2.2	CLASIFICACIÓN DEL TAMAÑO DEL SEDIMENTO.....	50
2.2.1	Método de los momentos.....	52
2.2.2	Método gráfico.....	53
3	TRABAJO DE CAMPO Y LABORATORIO.....	59
3.1	PROCEDIMIENTOS EN CAMPO	59
3.2	PROCEDIMIENTOS EN EL LABORATORIO.....	61
3.2.1	Análisis granulométrico.....	61
3.2.2	Peso volumétrico	63
3.2.3	Densidad relativa	63
3.2.4	Ángulo de reposo	65
3.2.5	Forma	66
4	RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	69

4.1	INTRODUCCIÓN	69
4.2	COSTAS DE QUINTANA ROO.....	70
4.2.1	Cancún.....	74
4.3	COSTAS DE YUCATÁN	79
4.4	COSTAS DE CAMPECHE	82
5	CONCLUSIONES	87
5.1	FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN	88
	REFERENCIAS.....	89

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1.1 ESCALAS TEMPORALES PARA EL ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO DE LAS COSTAS	17
FIGURA 1.2 FORMACIONES COSTERAS EN ROCA, FIORDO (IZQ.) Y ESTUARIO (DER.)	20
FIGURA 1.3 FORMACIONES COSTERAS EN GRAVA, BAJO (IZQ.) Y PUNTA (DER.).....	21
FIGURA 1.4 FORMACIONES COSTERAS EN ARENA, DUNA (IZQ.) Y BARRERA (DER.).....	21
FIGURA 1.5 DESCRIPCIÓN GENERAL DEL PERFIL TRANSVERSAL DE UNA PLAYA. MODIFICADO DE USACE, 1984.....	23
FIGURA 1.6 PERFILES DE PLAYA DE INVIERNO Y VERANO (BENASSAI, 2006)	24
FIGURA 1.7 CONFIGURACIONES DEL FONDO MARINO.....	26
FIGURA 1.8 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LA PENÍNSULA DE YUCATÁN.....	29
FIGURA 1.9 MAPA GEOLÓGICO ACTUAL DE LA PENÍNSULA DE YUCATÁN.....	29
FIGURA 1.10 DIAGRAMA DE SHIELDS	31
FIGURA 1.11 DIAGRAMA DE SHIELDS MODIFICADO POR MADSEN Y GRANT	32
FIGURA 1.12 MODOS DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS.....	33
FIGURA 1.13 PARÁMETROS REPRESENTATIVOS DE UNA OLA.....	36
FIGURA 1.14 OLEAJE TIPO SEA	37
FIGURA 1.15 OLEAJE TIPO SWELL.....	37
FIGURA 2.1 GRÁFICA DE COREY (IZQ.) Y GRÁFICA DE SNEED Y FOLK (DER.), PARA EL FACTOR DE FORMA.	48
FIGURA 2.2 ÍNDICE DE REDONDEZ DE LAS PARTÍCULAS.....	49
FIGURA 2.3 CLASIFICACIÓN DE WENTWORTH SEGÚN EL TAMAÑO DE LOS SEDIMENTOS EN UNIDADES PHI Y MM. (TOMADO DE CERC, 1992).....	50
FIGURA 2.4 CURVAS DE FRECUENCIA MOSTRANDO LA MEDIA, MODA, MEDIANA Y LA DIFERENCIA ENTRE UNA CURVA NORMAL Y ASIMÉTRICAS.....	53
FIGURA 2.5 DISTRIBUCIÓN DE RANGOS PARA LA DESVIACIÓN ESTÁNDAR, EL SESGO Y LA CURTOSIS	54
FIGURA 3.1 TOMA DE MUESTRAS, ZONA SECA (IZQ.) Y ZONA DE LAVADO (DER.).....	60
FIGURA 3.2 ZONAS UTM DE MÉXICO	60
FIGURA 3.3 PROCESO DE DESECADO DE MUESTRAS	61
FIGURA 3.4 ANÁLISIS VISUAL Y SELECCIÓN DE TAMICES	62
FIGURA 3.5 PROCESO DE AGITACIÓN MEDIANTE UNA CRIBADORA	62
FIGURA 3.6 MATERIAL SEPARADO DESPUÉS DEL CRIBADO.....	63
FIGURA 3.7 CÁPSULA CON MATERIAL PARA LA ESTIMACIÓN DEL PESO VOLUMÉTRICO	63
FIGURA 3.8 MATRAZ CON AGUA DESTILADA	64
FIGURA 3.9 MATRACES CON AGUA Y MATERIAL.....	64
FIGURA 3.10 MATRACES A BAÑO MARÍA.....	65
FIGURA 3.11 CAJA DE ACRÍLICO CON TRANSPORTADOR ADAPTADO	66
FIGURA 4.1 DISTRIBUCIÓN GEOGRÁFICA DE LOS SITIOS MUESTREADOS.....	69
FIGURA 4.2 UBICACIÓN, EN EL PERFIL DE CADA SITIO DE QUINTANA ROO, DEL MAYOR TAMAÑO DE GRANO.....	70
FIGURA 4.3 VARIABILIDAD DEL DIÁMETRO REPRESENTATIVO EN QUINTANA ROO	71
FIGURA 4.4 ROSA DE OLEAJE DE LA ZONA DE COZUMEL.....	71
FIGURA 4.5 EVIDENCIA DE LA EXISTENCIA DEL ARRECIFE EN AKUMAL	72
FIGURA 4.6 CLASIFICACIÓN DE LOS SITIOS DE MUESTREO DE QUINTANA ROO POR TAMAÑO Y FACTOR DE FORMA.....	72
FIGURA 4.7 DISTRIBUCIÓN DE LA DENSIDAD RELATIVA A LO LARGO DE QUINTANA ROO	74
FIGURA 4.8 VARIACIÓN DE LA DESVIACIÓN ESTÁNDAR A LO LARGO DE QUINTANA ROO	74
FIGURA 4.9 UBICACIÓN, EN EL PERFIL DE CADA SITIO DE CANCÚN, DEL MAYOR TAMAÑO DE GRANO.....	75
FIGURA 4.10 VARIABILIDAD DEL DIÁMETRO REPRESENTATIVO EN CANCÚN	76
FIGURA 4.11 CONSTRUCCIÓN DEL HOTEL OMNI CANCÚN SOBRE LA BERMA.....	77
FIGURA 4.12 DUNA EXISTENTE FRENTE AL PUNTO 5.....	77
FIGURA 4.13 CLASIFICACIÓN DE LOS SITIOS DE MUESTREO DE CANCÚN POR TAMAÑO Y FACTOR DE FORMA	78
FIGURA 4.14 VARIABILIDAD DEL FACTOR DE FORMA EN CANCÚN	79
FIGURA 4.15 ROSA DE OLEAJE DEL ESTADO DE YUCATÁN	79
FIGURA 4.16 CLASIFICACIÓN DE LOS SITIOS DE MUESTREO DE YUCATÁN POR TAMAÑO Y FACTOR DE FORMA.....	80
FIGURA 4.17 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DEL DIÁMETRO REPRESENTATIVO Y FACTOR DE FORMA EN YUCATÁN	80
FIGURA 4.18 UBICACIÓN, EN EL PERFIL DE CADA SITIO DE YUCATÁN, DEL MAYOR TAMAÑO DE GRANO	81

FIGURA 4.19 VARIACIÓN DE LA DESVIACIÓN ESTÁNDAR A LO LARGO DE YUCATÁN	81
FIGURA 4.20 ROSA DE OLEAJE DEL ESTADO DE CAMPECHE, EN VERANO (IZQ.) Y EN INVIERNO (DER.)	82
FIGURA 4.21 SALIENTE EN PUNTA XEN.....	83

LISTA DE TABLAS

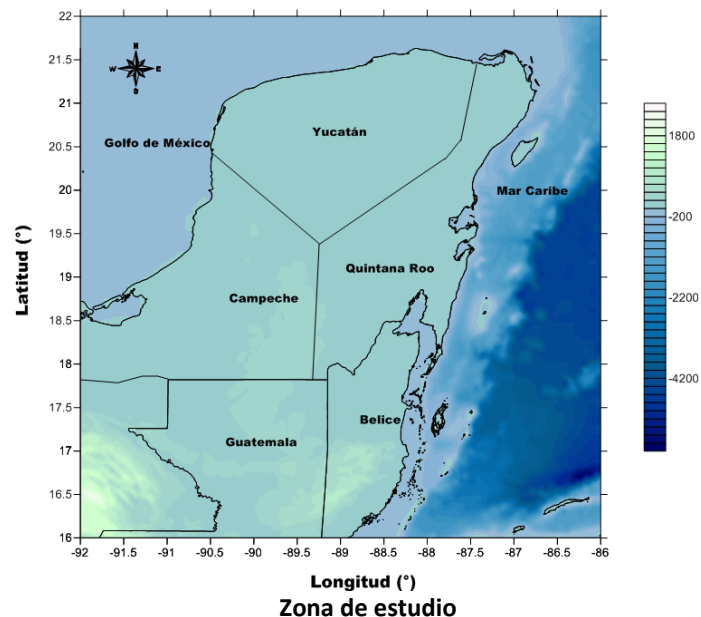
TABLA 1.1 FORMAS DE FONDO COMO FUNCIÓN DEL NÚMERO DE REYNOLDS.....	25
TABLA 1.2 PERIODOS GEOLÓGICOS	28
TABLA 2.1 VALORES TÍPICOS DE PERMEABILIDAD	45
TABLA 2.2 PARÁMETROS RELATIVOS A LA DENSIDAD DEL SUELO.....	46
TABLA 2.3 ESCALAS DE WENTWORTH Y KRUMBEIN.....	51
TABLA 4.1 COMPARACIÓN DE PARÁMETROS ENTRE LAS DOS ESTACIONES	83
TABLA 4.2 COMPARACIÓN DE PARÁMETROS EN PLAYA SECA Y ZONA DE LAVADO	84

INTRODUCCIÓN

INTRODUCCIÓN

IMPORTANCIA DE LA ZONA DE ESTUDIO

La Península de Yucatán se encuentra conformada por tres Estados: Campeche, Quintana Roo y Yucatán los que suman un área total de 13 989 km² equivalente al 7.2% del territorio Nacional, excluyendo a las islas de Cozumel y Mujeres. Se sitúa entre las coordenadas 17°58' y 21°10' latitud Norte y los 86°48' y 91°15' de longitud Oeste. La extensión territorial de la zona de estudio es delimitada por el Estado de Tabasco al suroeste, al norte por el Golfo de México, al este por el Mar Caribe y al sur por Belice y Guatemala.



El Estado de Campeche cuenta con el 0.7% de la población total del país, 754 730 habitantes; en Yucatán se registran 1 818 948 de habitantes; 1.8% del total nacional y finalmente, el Estado de Quintana Roo cuenta con 1 135 309 de habitantes, representando el 1.1% de la población de la República Mexicana. Es por ello, que la Península de Yucatán alberga el 3.6% de la población mexicana.

Por otro lado, los márgenes litorales de la Península de Yucatán suman una longitud de 12 458.77 km, los cuales representan el 14.92% del total del litoral mexicano, donde habita más del 50% de la población total de los tres estados. En los municipios colindantes con el mar, se concentran alrededor de 1 915 168 habitantes.

La zona de estudio se localiza dentro de un área de suma importancia a nivel nacional tanto en lo que se refiere a turismo, historia y recursos naturales; por ejemplo, el Estado de Campeche ostenta el primer lugar nacional en producción de petróleo crudo y de gas natural, con un total de 689,226 miles de barriles diarios y 811,373 millones de pies cúbicos, respectivamente (INEGI, 2005). La capital del Estado y otras localidades de gran importancia como lo es Ciudad del Carmen entre otras, dependen directamente de la pesca ubicándose en el primer lugar de producción a nivel nacional de caracol, charal y otras especies.

En lo que respecta al ámbito del comercio, restaurantes y hoteles, el Estado de Quintana Roo se coloca en el primer lugar con respecto al resto de los Estados de la República. Dicha actividad terciaria aporta el 46.8% del PIB estatal.

El Estado de Yucatán tiene como principal actividad económica a los servicios comunales, sociales y personales, seguido del comercio, restaurantes y hoteles con una aportación al PIB estatal de 23.1%. Por otro lado, la actividad pesquera del Estado es de gran importancia, ya que ocupa el primer lugar en producción de pulpo, mero y rubio, contando con más del 42% de la producción total nacional.

La Península de Yucatán cuenta con un gran número de reservas ecológicas y parques nacionales, cuyo objetivo común es la protección de los ecosistemas terrestres y marinos que reúnen características especiales en su valor natural y que ayudan a la realización de investigación científica, educación y recreación. Los sistemas arrecifales son un ejemplo de los múltiples organismos marinos que se pueden encontrar dentro de las reservas ecológicas de la península, puesto que las aguas tropicales someras propician la interacción del coral, moluscos, crustáceos y otras especies marinas; es por ello que los arrecifes coralinos se consideran como los ambientes más bastos y complejos del medio acuático. Un ejemplo de este tipo de reservas ecológicas es el Parque Nacional Arrecife de Puerto Morelos en el Estado de Quintana Roo, el cual forma parte del Gran Cinturón de Arrecifes del Atlántico Occidental considerado como la segunda barrera coralina más grande del mundo. En el caso particular de la localidad de Puerto Morelos, el arrecife es la principal fuente de economía de la población que en su mayoría se dedica a la pesca o al turismo y que dependen directamente de la conservación del ecosistema. Otra particularidad de la zona es el crecimiento de pastos marinos que provocan la retención de sedimentos, evitando con ello la erosión de la playa y la disminución de daños provocados por las tormentas en las comunidades.

La Reserva de la Biósfera de Calakmul en el Estado de Campeche cuenta con una extensión de 723 185 hectáreas dividida en dos zonas núcleo y una zona de amortiguamiento. En la reserva se encuentra el bosque tropical más grande de México y sumando a este las zonas protegidas de toda la Península de Yucatán, se cuenta con la segunda área más grande de selva tropical del Continente Americano, después de la selva del Amazonas. La importancia de la reserva radica en la captación que esta tiene del agua de lluvia y la capacidad de abastecimiento a cenotes, petenes, lagunas costeras y pozos comunales. Dicha zona protegida cuenta con un potencial aún no aprovechado para la obtención de alimento, materias primas, medicinas y químicos. Además alberga más del 50% de las plantas existentes en la Península de Yucatán y a una gran diversidad de fauna salvaje; la habitan 94 especies de mamíferos, 16 especies de anfibios, 18 especies de peces, 50 de reptiles y 350 de aves entre las cuales la mayoría se consideran en riesgo. La importancia de la zona también se extiende al ámbito cultural e histórico debido al establecimiento de un centro maya de gran importancia en el periodo Clásico. Entre las zonas más destacadas se encuentra Calakmul, declarada Patrimonio de la Humanidad en el 2002.

1.1 Objetivos

Dada la relevancia que desde diversos puntos de vista tiene la península de Yucatán para el medio nacional e incluso internacional, la comprensión de su dinámica morfológica y distribución sedimentológica, es de gran importancia. Máxime, en virtud que gran parte de las actividades que se realizan en la zona costera de los tres estados involucrados, dependen de la estabilidad y salud de las playas. En este sentido, en el desarrollo del presente trabajo se han fijado los siguientes objetivos centrales:

- Estudiar y describir los métodos estadísticos para la caracterización de una muestra de sedimento.
- Comprender las características de las partículas según la acción de diversos procesos costeros.
- Identificar y ubicar geográficamente patrones de similitud de sedimento a lo largo de las costas de la Península de Yucatán.
- Describir los patrones de movimiento de sedimento con base en las características físicas del mismo, a partir de muestras del sedimento recopiladas a lo largo de la costa de la península.
- Comparar los perfiles estacionales de las playas del Estado de Campeche y concluir sobre la energía del oleaje incidente.

1.2 Organización del trabajo

Para una mejor exposición del trabajo, y el adecuado cumplimiento de los objetivos planteados se ha organizado la tesis en los siguientes capítulos:

Capítulo 1.- Introducción

Se presenta una introducción de la zona de estudio, así como la importancia de la Península de Yucatán a nivel Nacional.

Capítulo 2.- Aspectos geológicos y morfológicos

Se presenta la definición y clasificación de la zona costera, así como los componentes que la caracterizan. Se describe el proceso geológico que dio origen a la Península de Yucatán, así como la teoría del transporte de sedimentos.

Capítulo 3.- Análisis mecánico de sedimentos

Se describen las propiedades básicas del sedimento y los métodos para el procesamiento de los parámetros estadísticos.

Capítulo 4.- Trabajo de campo y laboratorio

Se explican los procedimientos y metodologías utilizadas tanto en campo y laboratorio para el análisis de las distintas muestras requeridas en el estudio.

Capítulo 5.- Resultados y discusión

Se detallan los resultados obtenidos mediante el procesamiento y comparación de los datos y parámetros de cada una de las muestras, siendo éste el principal objetivo de este trabajo.

Capítulo 6.- Conclusiones

Se presentan las principales conclusiones a las que se llega en este trabajo y se indican algunas de las futuras líneas de investigación sobre el tema.

CAPÍTULO 1
ASPECTOS GEOLÓGICOS Y MORFOLÓGICOS

1 ASPECTOS GEOLÓGICOS Y MORFOLÓGICOS

La forma actual de cualquier costa ha sido moldeada por un conjunto de factores que pueden clasificarse de manera simple en actuaciones de corto y largo plazo, esto incluye tanto la duración de la acción misma como la de sus consecuencias. Un ejemplo de un factor de corta duración cuyos efectos pudieran ser de largo plazo es la actividad tectónica. El tectonismo en la península de Yucatán, producto de una falla geológica con dirección nornoreste-suroeste, ha dado origen a las playas confinadas al sur de la península. Otro rasgo característico de esta zona referente a la tectónica, es el surgimiento de la isla de Cozumel, cuya existencia corta la continuidad de la barrera Arrecifal Mesoamericana.

La dinámica geológica es el principal factor de largo plazo que moldea las costas, la aparición de cayos o islotes en la zona posterior al arrecife y la formación de lagunas cerradas, semi-cerradas y arrecifales es un claro ejemplo de que dicha dinámica es preponderante en la península.

Respecto de los factores de corto plazo, los rasgos morfológicos de una costa son resultado de los agentes, fenómenos y procesos que actúan en ella, específicamente, la respuesta de las playas ante la acción de las olas, las corrientes marinas, el viento y el acarreo litoral depende, entre otros, de las características físicas del material que las conforma. En las costas del noreste de Quintana Roo es posible encontrar material de depósito proveniente de afloramientos de roca sedimentaria compuesta de calcita o residuos calcáreos de organismos marinos, estas rocas, que suelen ser solo pequeños macizos, dan origen a cantiles y salientes que fraccionan la línea de costa en diversas celdas litorales, de hecho, la presencia de calizas en la plataforma continental, es el rasgo distintivo de las playas del noreste de la Península de Yucatán.

El presente capítulo busca describir los aspectos más relevantes, de largo y corto plazo, que han dado origen a las formas que hoy se pueden observar en las costas de la península de Yucatán. Para tal efecto se presenta, en primera instancia el marco conceptual de la geomorfología costera, seguido de una descripción de la evolución geológica de la península y de la descripción de los factores de corto plazo involucrados en su morfología.

1.1 PRINCIPIOS DE GEOMORFOLOGÍA COSTERA

1.1.1 Zona costera

La costa se define tradicionalmente como la interface entre el medio marino y el terrestre, siendo la línea de costa el margen entre los dos, sin embargo, el término zona costera es mucho más amplio y abarca áreas más altas y por debajo de la línea de agua, como son los bancos de arena, las dunas y los acantilados. La zona costera es un área en donde los ambientes terrestres influyen sobre los ambientes marinos y viceversa. Hacer una zonificación de la costa es muy difícil, ya que no existen límites específicos tanto en la zona terrestre como en la zona marina, es por ello que en muchos sitios, se hace una delimitación arbitraria que no necesariamente responde a los ciclos y procesos físicos y biológicos (Woodroffe, 2003).

La geomorfología costera explica las características de la costa a través de su forma, los sedimentos que la conforman y las tasas de erosión/ depositación de material en el tiempo. Para entender la evolución de una costa, es necesario hacer estudios más allá de las formaciones recientes en una costa, es decir, se debe ampliar el lapso de tiempo y revisar lo que ocurrió en el

pasado. Esto debe ser estudiado desde el lecho marino en aguas someras y tierra adentro hasta donde la acción del medio terrestre tiene influencia sobre él y en las zonas de tierra hasta donde los factores marinos sean relevantes. En este sentido, es importante distinguir la escala temporal y espacial de afectación de cada proceso que altera la costa.

1.1.2 Jerarquía de los procesos en la escala de tiempo

Cowell y Thom (1994) presentaron un diagrama de gran utilidad para el análisis de una costa en diferentes escalas de tiempo (Figura 1.1).

La escala más pequeña es llamada “instantánea”, donde la dinámica de los fluidos es dominada por las leyes de la física. En cualquier punto del tiempo existe un acoplamiento entre el flujo y el transporte de sedimentos debido a dichos procesos físicos. Existe la posibilidad de monitorear en tiempo real los detalles en el arrastre de sedimentos y la complejidad de los flujos turbulentos, incluyendo los procesos de depositación con el objeto de entender el comportamiento del sistema costero a esta escala. Los trabajos de campo asociados con procesos en esta escala temporal suelen no tener gran exactitud, ya que por su naturaleza estocástica, es difícil obtener ese tipo de conocimiento y la rapidez de las variaciones hacen que la validez de los resultados decaiga. En el laboratorio se llevan a cabo estudios controlados, pero aún no se sabe qué tan representativos son esos experimentos respecto de las condiciones de campo.

La siguiente escala de tiempo es llamada la de los “eventos”, se enfoca principalmente en procesos de alta recurrencia pero duración relativamente corta (horas - días) como son los ciclos de marea, las tormentas o las inundaciones. A diferencia de la escala instantánea, en este caso los procesos están promediados para lograr un entendimiento de la respuesta morfológica a distintos eventos, por ejemplo, a tormentas. Se debe hacer la distinción entre costas en condiciones normales (sin eventos) y con eventos, los cuales suelen tener condiciones de mayor energía. Los eventos extremos suelen exceder los umbrales energéticos medios que se presentan en un sistema de forma regular, por lo tanto, suelen ocasionar perturbaciones morfológicas (i.e. las tormentas mueven grandes rocas, las inundaciones causan afluentes en los deltas y mueven la posición de los canales). En algunos casos dichos eventos extremos tienen un impacto considerable en las formas del terreno, por ejemplo, la erupción volcánica del Krakatoa en 1883 tuvo como resultado la depositación de productos volcánicos y el cambio de forma en islas enteras. Otro ejemplo son los tsunamis, que producen impactos geomorfológicos significativos. Es importante evaluar la importancia de los eventos de diferentes frecuencias y magnitudes en términos del impacto que producen en diferentes sistemas costeros.

El siguiente nivel en la escala es el “histórico”, el cual cubre varias décadas y, por ende, varios eventos. También es llamada la etapa “ingenieril” ya que se supone que, en esta temporalidad, ocurren eventos que podrían poner en riesgo la actividad humana y se requieren acciones y/o modificaciones para garantizar la seguridad. Esta escala es crucial en la planeación costera y la relación entre los ciclos naturales y los intereses socioeconómicos. Otra forma de llamar a esta escala es con el nombre de “social” y “planeación”, los cuales hacen alusión a la escala de tiempo desde décadas hasta siglos en los cuales la actividad humana seguirá manifestándose e interactuando con la costa. Es, sin embargo, una escala difícil de estudiar ya que algunos ciclos van más allá de los alcances de algunos proyectos de investigación, políticas y aún generaciones humanas.

Por último, la escala geológica estudia a una costa a muy largo plazo, se enfoca principalmente en la evolución de ellas en periodos de miles a millones de años. Es casi imposible comprobar las causas que originaron ciertos cambios, ya que éstos ocurrieron en el pasado y no pueden repetirse, sin embargo, se pueden determinar cambios en las condiciones si varias piezas de evidencia son consistentes con las hipótesis propuestas. Los avances en la tecnología paleontológica y geocronológica han aumentado la posibilidad de tener mejores resultados, no obstante, en los ambientes costeros, especialmente en las costas de erosión, es imposible preservar rastros del pasado.

La escala en la que se debe analizar una costa depende de las preguntas que se quieran responder en cada caso específico, es posible comprender una costa en una determinada temporalidad y a la vez una playa en particular en una distinta.

En resumen, una escala de tiempo instantánea incluye las alteraciones inducidas por la acción del oleaje y el patrón de transporte de sedimentos. En la escala de eventos se puede comprender la forma en la que una playa responde a una tormenta o a cambios climáticos que afectan las características del oleaje. La escala de ingenieril/histórica o social/planeación tiene por objeto determinar las variaciones en la forma y el volumen a través del tiempo (décadas) y así comprender los movimientos y la depositación neta en barras, la movilización de bermas y los intercambios entre playa y duna o estuarios y zona costera. Por su parte, la escala geológica engloba las formaciones en grandes periodos de tiempo, por ejemplo las barras de arena y su variación debido al aumento del nivel del mar desde la última glaciación.

A continuación se muestra un esquema resumen de las escalas de análisis temporal de las costas.

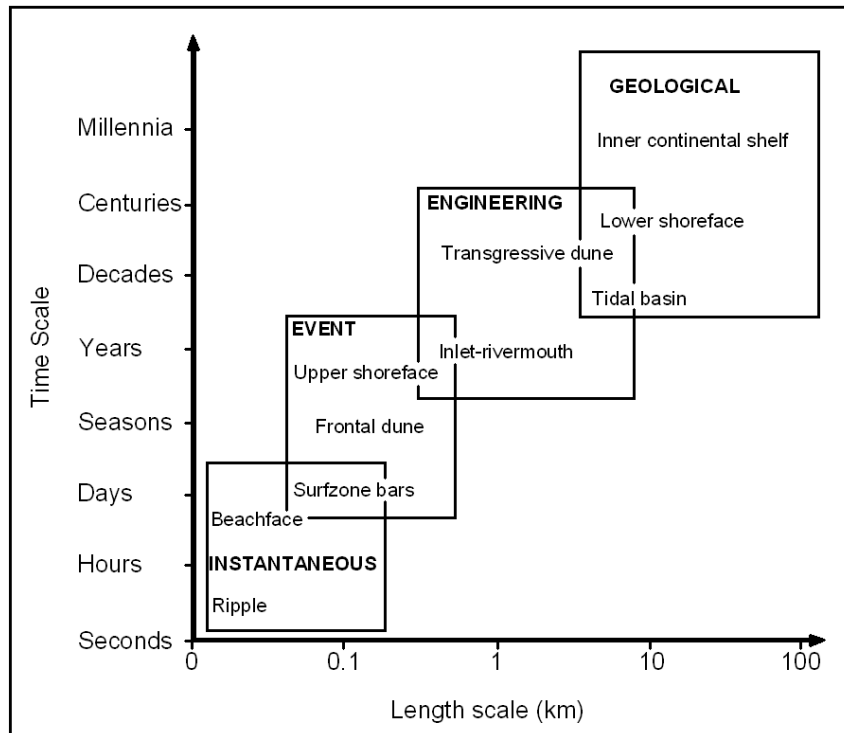


Figura 1.1 Escalas temporales para el análisis geomorfológico de las costas

1.1.3 Clasificación de las costas

La clasificación más usada fue iniciada por Shepard (1937), quien empleó los términos primarias (formadas principalmente por agentes no marinos) y secundarias (moldeadas por agentes marinos o por organismos marinos) para englobar todas las costas del mundo. Otra clasificación es la relacionada con los cambios que han sufrido desde el Pleistoceno, por ejemplo, las variaciones en el nivel del mar y las configuraciones costeras que han surgido por el ascenso postglacial del nivel del mar.

Todas las clasificaciones aceptadas se basan en los principios básicos del movimiento relativo de la tierra y mar. Desde este punto de vista, se tienen dos tipos de costas, las de emersión y sumersión. Las costas de emersión se generan cuando los continentes se elevan por encima del nivel medio del mar, ya sea por depositación de sedimentos o por tectónica de placas, esto provoca que el nivel del mar descienda del nivel de referencia que se tenía antes. Las costas de sumersión se generan de manera opuesta, cuando las zonas litorales se desplazan hacia el interior del continente por acción de la erosión o por movimientos tectónicos.

1.1.3.1 Costas primarias

Las costas primarias están moldeadas por procesos terrestres o tectónicos, generalmente son toscas e irregulares ya que no han sido desgastadas por las corrientes y el oleaje (Shepard 1952, 1963). Se pueden subdividir en:

- Costas formadas por glaciación (fiordos): Son el resultado de el aumento en el nivel del mar o del hundimiento de la tierra en los valles glaciales.
- Costas de depositación subaérea: Dunas y bancos de arena formada por la depositación de ríos, glaciación o viento.
- Costas volcánicas (rocas): Formadas por el flujo de lava, fragmentos volcánicos o explosiones.
- Costas de erosión: Modeladas por la erosión subaérea y en parte cubiertas por el aumento postglacial del nivel del mar o inundadas por masas de hielo derretido desde un valle costero.

1.1.3.2 Costas secundarias

Este tipo de costas son el resultado de procesos marinos; pueden o no haber sido costas primarias antes de ser atacadas por el mar. Se subdividen en:

- Costas de erosión: Costas que consisten en roca suave o arenas cementadas que son atacadas por olas y muestran gran nivel de erosión.
- Costas de depositación: Costas que se extienden mar adentro, formadas por depositación provocada por las olas y corrientes (playas, barras, isla barrera, flechas, tómbolo, cayo).
- Costas formadas por organismos: Formadas por el crecimiento de biota marina. Los manglares son un ejemplo de este tipo de costas ya que son zonas de matorrales sumergidos por las mareas a lo largo de costas aluviales en zonas tropicales. Suelen crecer en lugares protegidos donde los materiales fluviales lodosos pueden ser depositados.

Algunas características de este tipo de costas son los acantilados, las playas, puntas, barras e islas barrera. El transporte longitudinal del material de la costa por acción del oleaje, es el proceso más importante que afecta a las costas secundarias.

1.1.3.3 Clasificación energética

Los procesos litorales están gobernados por fuerzas dominantes como las mareas y el oleaje, los cuales inducen el movimiento del sedimento a lo largo de la costa. Tomando en cuenta estas fuerzas y la energía que contienen, Davies (1964) agrupó las costas mundiales según sus rangos de marea, Hayes (1979) amplió dicha clasificación y es así como se cuenta con las siguientes cinco categorías:

- Micromareal < 1m
- Mesomareal bajo 1-2 m
- Mesomareal alto 2-3.5 m
- Macromareal bajo 3.5-5 m
- Macromareal > 5 m

Esta clasificación está basada en costas con energía del oleaje que va de baja a moderada, principalmente en playas de depositación. Como no se incluían todas las costas existentes, y con la intención de definir la energía del oleaje como un factor fundamental para la modelación de la morfología de una costa, se generaron cinco nuevas categorías basadas en la influencia de las mareas contra las alturas de ola (Hayes 1979; Nummedal & Fischer 1978):

- Dominadas por marea (alta)
- Dominadas por marea (baja)
- Energía combinada (dominadas por marea)
- Energía combinada (dominadas por oleaje)
- Dominadas por oleaje

1.1.3.4 Clasificación genética y descriptiva

La clasificación genética de una costa considera aspectos como la topografía, el movimiento vertical entre el mar y la tierra (movimientos de eustasia) y la modificación de la línea de costa debido a procesos físicos. En cuanto a la clasificación descriptiva, las costas pueden ser agrupadas considerando el material predominante en ellas, en el tipo de formaciones morfológicas, en los sedimentos descargados por fuentes de abastecimiento, entre otras.

Existen ciertos rasgos morfológicos en la costa que se originan a partir de los cambios en el nivel medio del mar, principalmente por la eustasia, la isostasia, la tectónica de placas y los cambios locales y globales.

- La eustasia es un proceso geológico de ascensión o hundimiento de la corteza terrestre; esto trae cambios en el nivel medio que se tenía como referencia en el mar. En las zonas donde alguna vez existieron glaciares continentales durante el Pleistoceno, el terreno se hundió por efecto del peso del hielo, cuando terminó la era glacial y el hielo desapareció, el terreno ascendió nuevamente debido a la liberación de dicho peso. La eustasia trae como consecuencias el cambio absoluto en el nivel del mar debidos al fluido que se origina por el derretimiento de los polos y otras masas de hielo. También ocasiona cambios en la distribución de las masas de agua alrededor del mundo, los cambios en la densidad de las aguas, especialmente en las capas superiores y el cambio en la forma de las cuencas oceánicas.
- La isostasia es una condición de equilibrio de la Tierra producida por las fuerzas de gravedad, que regulan las alturas de los continentes y los fondos oceánicos conforme las

densidades de las rocas subyacentes. Este equilibrio tiende a romperse por varias razones, como es la formación de una cordillera, la erosión de una montaña o por el derretimiento de los glaciares. Los cambios en la isostasia de la Tierra también son producto de la carga de sedimentos en los deltas de los ríos y en las plataformas continentales, donde las tasas de sedimentación son muy altas.

- La tectónica es la parte de la geología que estudia las deformaciones y fallas de la corteza terrestre; de aquí es donde surgen varias formas en la costa como hundimientos o surgimientos de tierra.
- Los cambios globales y locales se interrelacionan con otras variables, por ejemplo, con las mareas.

1.1.4 Clasificación asociada a las formaciones costeras

Como se mencionó antes, las costas se clasifican según el sedimento que las compone en:

- Roca: Es común que en este tipo de costas se encuentren acantilados de gran altura con paredes verticales, sin una playa significativa frente a ellas; en estas costas se depositan materiales consolidados y no consolidados que van desde el basalto hasta areniscas y lodo de diferentes orígenes. Una característica de este tipo de costas es la presencia de una plataforma costera en la base del acantilado. Las formaciones más comunes son las montañas escarpadas con roca expuesta en los acantilados, cabos, bahías con playas de bolsillo, islas, fiordos y estuarios. Los materiales predominantes son rocas, materiales gruesos como gravas, guijarros y cantos rodados que se depositaron durante la etapa pre-glacial y glacial (Figura 1.2).



Figura 1.2 Formaciones costeras en roca, Fiordo (izq.) y Estuario (der.)

- Grava: Este tipo de costas están formadas por grava (2 a 4 mm), guijarros (4 a 64 mm) y cantos rodados (64 a 256 mm). Comúnmente se localizan en latitudes medias y altas (anteriormente glaciares). Generalmente, la línea de costa es irregular caracterizada por acantilados y promontorios. Las formas por depositación incluyen: barreras de grava y playas, flechas, puntas y bajos (Figura 1.3). Las playas de grava pueden ser encontradas a lo largo de costas con acantilados erosionados por la acción de las olas y a lo largo de costas tectónicas donde los arroyos depositan material en la playa.



Figura 1.3 Formaciones costeras en grava, Bajo (izq.) y Punta (der.)

- **Arena:** Son playas dominadas por la acción de las olas (granos del sedimento entre 0.0625 y 2 mm), la acumulación de arena es depositada por el oleaje y corrientes paralelas, la acción de las mareas y el viento no son relevantes en la depositación de este material. Generalmente, este tipo de costas son abierta y expuestas a olas generadas por viento. Los rasgos morfológicos más comunes son las dunas, playas, barras e islas barreras (Figura 1.4). La mayoría de las playas de arena fueron formadas cuando el nivel del mar disminuyó hace miles de años.

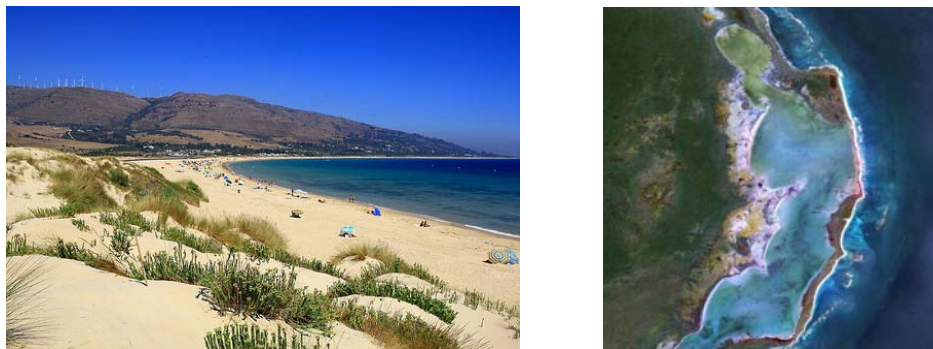


Figura 1.4 Formaciones costeras en arena, Duna (izq.) y Barrera (der.)

- **Fango:** Son costas donde el sedimento predominante es inorgánico de tamaño menor a 0.0625 mm. Pueden ser encontradas alrededor del mundo desde zonas tropicales hasta subárticas. El sedimento está presente en playas de depositación donde los procesos marinos prevalecen sobre los procesos fluviales haciendo más favorable la formación de este tipo de playas (baja erosión). Los sedimentos son originados en fuentes terrestres (erosión de la tierra) y transportados hasta el mar por el escurrimiento de los ríos o por la erosión de acantilados y actividad volcánica. El limo puede ser transportado por varios kilómetros a lo largo de la costa. Las costas de barro generalmente están respaldadas por humedales, marismas o bien, manglares. Las características típicas de estas costas son las pendientes suaves en la cara de playa (1 a 500/2000), el color café de las aguas y la ausencia de olas con gran altura. Las olas entrantes son atenuadas por el barro (el

comportamiento elasto-viscoso disipa la energía de las olas), generalmente las olas nunca llegan a la línea de costa.

Los materiales de mayor tamaño como las grandes piezas de roca, los cantos de tamaño medio, las gravas o gravillas y las arenas gruesas o medias, se localizan cerca del límite tierra-agua, mientras que los fangos y barros constituidos por polvos y coloides, son llevados mar adentro. Las costas mundiales se caracterizan por la acumulación de los materiales antes mencionados, siendo los fragmentos arenosos y arcillosos los más comunes. Por su alta importancia económica y social a nivel mundial, y por ser el objeto de estudio principal de esta Tesis, a continuación se detallan algunos aspectos específicamente de las playas de arena.

1.1.5 Playas de arena

Una playa es una acumulación de material suelto alrededor de la zona donde existe acción del oleaje. Según King (1972) la playa abarca desde el límite superior de acción de las olas hasta la zona donde las olas provenientes de aguas profundas comienzan a poner en movimiento el material del fondo. Dependiendo de las características físicas del sedimento, como el tamaño de grano, las playas se pueden clasificar en playas de grava, playas de arena y playas limosas. Otros criterios para clasificar las playas están basados en la litología, (rama de la geología que estudia a las rocas), como lo son los procesos marinos que modifican las propiedades físicas y químicas de una roca (erosión y disolución). La repetición alternada de ciclos de calentamiento y enfriamiento, de congelación y deshielo y, en general, la acción de los agentes climáticos, provocan alteraciones físicas en las rocas (desintegración mecánica), cuyo producto final son las gravas, arenas y limos, y en casos especiales, arcilla. La desintegración química por procesos de oxidación, la reducción, la carbonatación y los efectos químicos de la vegetación, ocasionan también la descomposición de las rocas a través de la modificación de su constitución mineralógica (García & Maza, 1998).

Las playas conformadas por materiales firmes se llaman consolidadas, el extremo opuesto son las playas no consolidadas que son las mayormente susceptibles de erosión.

Vista en perfil, la playa puede ser dividida en función de los procesos que se dan lugar en ella. Haciendo una delimitación con base en la transformación del oleaje, se ubican tres zonas cercanas a la costa:

- Zona de rompientes: Es la parte de la zona litoral en donde las olas que llegan desde aguas profundas se vuelven inestables y rompen. Cuando existen olas uniformes como en el tanque de un laboratorio, la zona se ve reducida a una línea de rompiente. En playas planas y anchas pueden existir dos zonas de rompientes donde la ola reformada rompe por segunda vez.
- Zona de transición: Es la parte de la zona litoral donde predomina la turbulencia después de que las olas rompen, pueden existir corrientes longitudinales y transporte de sedimentos. Esta zona se extiende desde la zona de rompiente hasta la zona de lavado.
- Zona de lavado: Es la parte de la zona litoral donde la cara de la playa es alternadamente cubierta por el flujo de ascenso máximo de las olas.

El resto del perfil de una playa, aunque puede variar de acuerdo con la referencia, se divide en las siguientes zonas:

- Costa afuera: Es la zona que va desde la zona de rompiente hacia mar adentro, hasta llegar a los límites de la plataforma continental.

- Playa activa: Es la zona que abarca desde la zona de lavado hacia mar adentro hasta llegar a la zona de rompiente.
- Zona intermareal: Esta zona se encuentra entre los límites de pleamar y de bajamar, incluye la zona de surf y la de lavado
- Playa seca: Es la zona que abarca desde el límite de marea alta hacia tierra adentro, hasta llegar a la zona vegetal, siendo afectada por el oleaje únicamente en tormenta.

La Figura 1.5 muestra el perfil típico de una playa, donde se han señalado las partes del perfil transversal y las áreas donde se combinan los agentes de transporte.

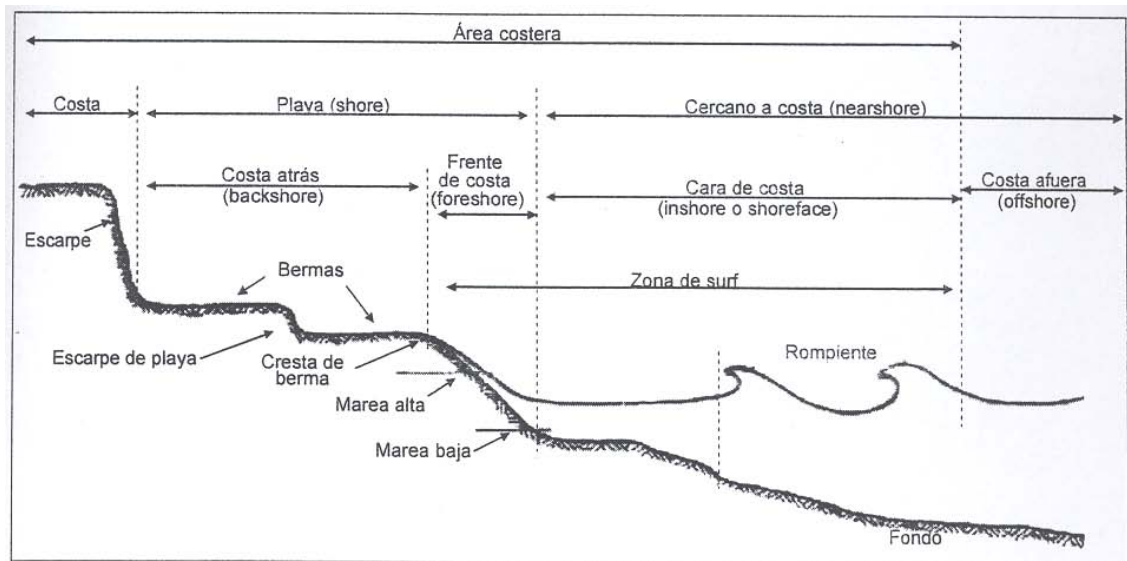


Figura 1.5 Descripción general del perfil transversal de una playa. Modificado de USACE, 1984.

1.1.5.1 Perfil dinámico de la playa

El perfil de playa responde a las condiciones ambientales tanto constructivas como destructivas que actúan sobre él como lo son las olas y las fluctuaciones en el nivel del agua, las cuales, si fueran constantes, mantendrían constante la forma del perfil (perfil de equilibrio).

Generalmente existe un perfil predominante estacional; el perfil de verano o el perfil de invierno, como se observa en la Figura 1.6. Las grandes y escarpadas olas que ocurren en invierno mueven el material fuera de la zona litoral desde lo alto de la playa provocando erosión de la zona costera y forma una o varias barras cerca de la zona de rompiente de la ola. Estas barras se generan por las olas que rompen y, a la vez, provocan que las olas rompan. Las barras son una acumulación de material cerca del punto de rompiente y son consideradas características externas de la playa formadas por medio de las corrientes que van con dirección hacia la playa y que son compensadas por una corriente contraria que va por el fondo; la arena que es llevada costa afuera por la corriente de fondo es depositada cuando la corriente topa con el punto de rompiente (Dean & Dalrymple, 2001).

Las olas pequeñas y no tan escarpadas que ocurren durante los periodos de calma, generalmente en verano, mueven el material hacia la zona seca de la playa. En ese periodo, las barras disminuyen en tamaño y visualmente la zona seca se amplía, reconstruyéndose la berma al final de la playa. Las bermas son el resultado de eventos extremos en las costas, por ejemplo,

tormentas o mareas altas; se generan cuando existe un transporte predominante de sedimento hacia la playa y sobrepasan el nivel de la zona de lavado.

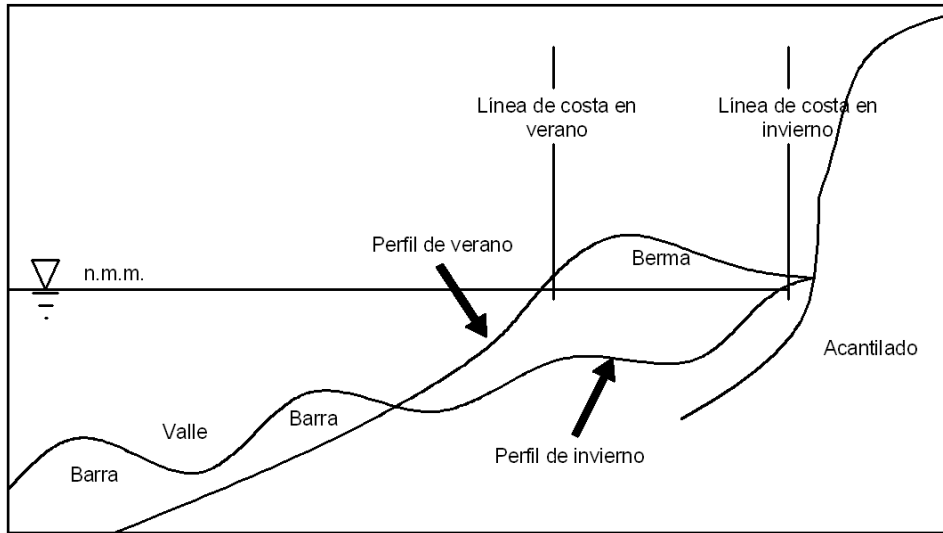


Figura 1.6 Perfiles de playa de invierno y verano (Benassai, 2006)

El perfil de equilibrio de una playa es el resultado de la acción continua del oleaje durante el ciclo estacional. Como se mencionó anteriormente, las olas en verano mueven el sedimento hacia la playa, mientras que el oleaje invernal lo mueve hacia costa afuera. Los perfiles de playa varían a lo largo de las estaciones ya que las tormentas originan olas más energéticas en invierno. Es por ello que Dean (1987) desarrolló un perfil de equilibrio basado en el principio de disipación constante de energía, las relaciones necesarias son:

$$\text{Energía del oleaje por unidad de área: } E = \frac{1}{8} \rho g H^2$$

$$\text{Flujo de energía: } F = EC_g \quad F = EC_g$$

$$\text{Grupo de velocidades (en aguas poco profundas): } C_g = \sqrt{gh} \quad C_g = \sqrt{gh}$$

$$\text{Índice de rompiente (en la zona de surf): } H = kh$$

Donde ρ es la densidad del agua en kg/m^3 , g es la aceleración de la gravedad en m/s^2 , H es la altura de ola en metros, h es la profundidad del agua en metros y k es el número de onda.

Se definen los ejes coordenados de la siguiente manera: El eje X se encuentra a lo largo de la línea de costa, siendo la parte positiva el lado derecho viendo hacia el mar. El eje Y se define apuntando hacia costa afuera. La primera observación que se debe hacer para explicar el perfil de equilibrio está basada en la turbulencia que se genera en la zona de surf producto del proceso de rotura, siendo ésta la fuerza destructiva dominante. La disipación de energía por unidad de volumen para un tamaño de sedimento dado ($D_*(d)$), en términos de la conservación de energía es:

$$\frac{1}{h} \frac{dF}{dy'} = -D_*(d) \quad (2.1)$$

donde y' representa la normal a la playa en dirección hacia la costa. La ecuación (2.1) expresa que cualquier cambio en el flujo de energía F en una cierta distancia y' , dividida entre la profundidad

del agua h debe ser igual al promedio de energía disipada por unidad de volumen para que una partícula de sedimento sea estable. Si consideramos que la energía disipada por unidad de volumen es una función del tamaño de sedimento d y no de la distancia, entonces la ecuación (2.1) quedaría de la siguiente manera:

$$\frac{d \left(\frac{1}{8} \rho g k^2 h^2 \sqrt{gh} \right)}{dy} = -h D_*(d) \quad (2.2)$$

Derivando y simplificando, la disipación por unidad de volumen es:

$$D_*(d) = \frac{5}{16} \rho g^{\frac{3}{2}} k^2 h^{\frac{1}{2}} \frac{dh}{dy} \quad (2.3)$$

la cual es dependiente de la pendiente de la playa y de la raíz cuadrada de la profundidad del agua. En la ecuación (2.2), el único término que varía en la dirección y es la profundidad h , así que integrando respecto a y :

$$h(y) = \left(\frac{24 D_*(d)}{5 \rho g k^2 \sqrt{g}} \right)^{\frac{2}{3}} y^{\frac{2}{3}} = A(d) y^{\frac{2}{3}} \quad (2.4)$$

El parámetro dimensional A es el factor de escala del perfil y es función de la disipación de energía e indirectamente del tamaño de grano de la playa. La fórmula muestra que para un determinado tamaño de partícula, la profundidad del agua es proporcional a la distancia hacia mar adentro elevado a la $2/3$. La disipación de energía por unidad de volumen que una partícula puede soportar tiende a aumentar conforme aumenta su tamaño, es por ello que la ecuación (2.4) proyecta un perfil con gran pendiente para este caso en particular, el cual se puede corroborar con la naturaleza.

1.1.5.2 Formas de fondo

Las formas de fondo son patrones constantes en el lecho marino que surgen durante el transporte de fondo y en pocas ocasiones durante el transporte en suspensión. Las condiciones del flujo son las que regulan sus dimensiones y sus características. A su vez, las formas de fondo también modifican las condiciones del flujo y los modos de transporte de manera caótica. Su tamaño, forma y dinámica aumentan el factor de fricción y por lo tanto atenúan la energía de las olas y de las corrientes.

Simons y Richardson (1961) clasificaron las formas de fondo como función de la energía del flujo, que puede ser expresado en términos de la energía de la corriente ($V_1(\tau_0)$). Donde V es la velocidad y τ_0 es el esfuerzo cortante; con la velocidad del esfuerzo cortante crítico se puede determinar el Número de Reynolds y con ello, la configuración del fondo teórica, lo cual se resume en la Tabla 1.1.

Tabla 1.1 Formas de fondo como función del número de Reynolds

Número de Reynolds	Configuración del fondo
Re < 10	Rizos
10 < Re < 100	Dunas

Re > 100	Plano
----------	-------

La Figura 1.7 muestra las posibles formas que puede adquirir el lecho marino por la combinación de oleaje y transporte de sedimentos.

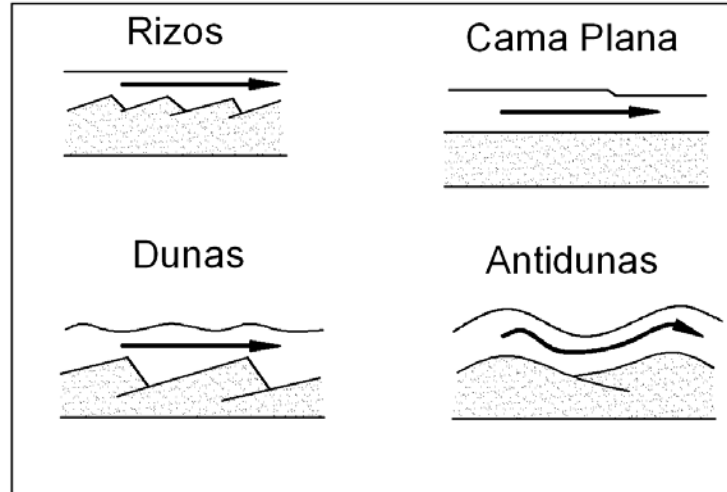


Figura 1.7 Configuraciones del fondo marino

A continuación se presenta una breve descripción de cada una de las formaciones.

Fondo plano sin movimiento

Como su nombre lo indica, es la forma que adopta el fondo sin ninguna alteración, siendo útil para el estudio del esfuerzo cortante desde el inicio del movimiento y las formaciones que se generan en el fondo después de éste.

Rizos

Son pequeñas formaciones en el fondo con pendientes moderadas en la cara frontal y pendientes pronunciadas en la cara posterior. Miden generalmente de, valle a valle, menos de 30 centímetros. Al inicio de su formación, todos son paralelos, con crestas largas y de pequeña amplitud, pero cuando la intensidad del flujo aumenta, se forman rizos irregulares. La longitud de los rizos no depende del tamaño de las partículas, la velocidad mínima para su formación con partículas finas de arena es de 0.20 m/s.

Dunas

Cuando las condiciones del flujo y del esfuerzo cortante para mantener los rizos aumenta junto con la tasa de transporte de sedimentos, la magnitud de la velocidad y el grado de turbulencia, se origina la formación de mayores ondas en la arena llamadas dunas. La longitud promedio de estas formaciones va de 60 centímetros hasta varios metros. A diferencia de los rizos, las dunas aumentan su longitud al aumentar la profundidad a la que se encuentran. Las dimensiones están en función del tamaño de las partículas del fondo marino.

Fondo plano con movimiento

La resistencia del flujo en fondos planos es muy pequeña, siendo la rugosidad de los materiales la cual está relacionada con el tamaño del sedimento, la que gobierna. Las partículas se mueven por arrastre, saltación o rodamiento a lo largo del fondo. La magnitud de la energía de la corriente (

Figura 1.10 a la cual ocurren los cambios de rugosidad, depende del tamaño de grano, es decir, las arenas finas, con velocidades de caída pequeñas, son más propensas a desaparecer con flujos tranquilos que los materiales gruesos.

Antidunas

Este tipo de formas en el fondo está relacionado y coordinado con las ondas de gravedad. La altura y longitud de dichas ondas, depende de las características del fluido y del material del lecho. Las antidunas no son continuas, al contrario, las ondas son construidas con el tiempo y surgen de fondos planos y superficies planas de agua. Este tipo de formaciones están relacionadas con la rompiente del oleaje.

1.2 FACTORES DE LARGO PLAZO

1.2.1 Aspectos geológicos

Para comprender el comportamiento de un sistema litoral, se debe analizar su evolución desde una perspectiva global que derive en una interpretación de las causas y efectos y con ello tratar de inferir cómo será la respuesta del sistema en un futuro. Esto es, el estudio del marco global debe comenzar desde la composición geológica de la zona donde se localiza el sistema de interés.

Los sistemas litorales de la Riviera Maya y Cancún se encuentran en una península donde la composición geológica es principalmente de carbonatos autigénicos y anhidritas que se originaron en el Cretácico Medio-Aptiano hace 124.5 millones de años (MA) hasta el Mioceno (23.3 MA), siendo ésta la principal razón geológica por la cual se relacionan la Península de Yucatán con la Plataforma de Florida. Analizando el sedimento del Cretácico (145.6 MA), se puede demostrar que el estrato marino tuvo un hundimiento hasta parte del Eoceno (56.5 MA), siendo en el Cretácico la era donde se reunieron las condiciones necesarias para la formación de evaporitas. Las rocas evaporíticas existen en gran cantidad en el sureste de la República Mexicana, incluso se extienden hasta el norte de Guatemala, es por ello que se conoce como “evaporitas de Yucatán” la combinación de anhidritas, yesos, dolomías y calizas del Cretácico Medio (97 MA). La Península de Yucatán se encuentra cubierta en su mayoría por sedimentos del Terciario. (López, 1973). La Tabla 1.2 muestra las eras geológicas con sus respectivos periodos para facilitar la comprensión.

La Península de Yucatán emergió en el Cretácico; durante la Era Paleozoica (570 MA), la península estaba bajo el nivel del mar mientras que el territorio mexicano se identificaba como un archipiélago, esto continuó hasta el periodo del Triásico (245 MA) y Jurásico (208 MA). A partir del Cretácico Inferior (145.6 MA) se presentaron las condiciones necesarias para el depósito de grandes masas de evaporitas, pero la falta de sal en la tierra que emergió, provocó que la sedimentación de éstas (calizas, dolomías y anhidritas) se iniciara a partir del Albaniano-Cenomaniano (112-97 MA).

En el Cretácico Superior (65 MA), una parte de la zona central de la península comenzó a emerger hasta quedar casi totalmente expuesta. En el Terciario y Cuaternario se presentaron facies (conjunto de rocas con determinadas características) de plataforma somera en ambientes de supramarea (zona delimitada por el nivel de pleamar de la marea), dichas facies fueron originadas por la continua oscilación del nivel del mar. Al final del Plioceno (2.48 MA) ya en el cuaternario (1.64 MA), la Península adquirió la forma que tiene actualmente, incluso se observa la formación de arrecifes al Norte del Banco de Campeche, los cuales están formados principalmente por material calcáreo. La existencia de éste material en abundancia se debe a la falta de ríos

superficiales que limiten los sedimentos del tipo terrígeno. En la Figura 1.8 se resume de manera gráfica la historia geológica de la Península de Yucatán.

Tabla 1.2 Periodos geológicos

ERA	PERÍODO	ÉPOCA	DURACIÓN (millones de años)
Cenozoica	Cuaternario	Holoceno	2 (Desde hace 2 hasta hoy)
		Pleistoceno	
	Terciario	Plioceno	63 (65-2)
		Mioceno	
		Oligoceno	
		Eoceno	
Paleoceno			
Mesozoica	Cretácico	160 (225-65)	
	Jurásico		
	Triásico		
Paleozoica	Pérmico	345 (570-225)	
	Carbonífero		
	Devónico		
	Silúrico		
	Ordovícico		
	Cámbrico		

En resumen, desde el punto de vista morfo-tectónico, la Península de Yucatán se originó a partir de la emersión de la plataforma continental; la mayor parte de su superficie es una llanura de relieve moderado y suave, mientras que en la parte oriental se profundiza rápidamente por erosión. La zona oriental es tectónicamente estable y se observa una escasez de relieves positivos de importancia, lo que ayuda a la precipitación de carbonatos que originarán, a largo plazo, rocas carbonatadas. La zona central y norte de la Península de Yucatán se caracterizan por no contar con ríos superficiales, de ahí que el agua se infiltre hacia el subsuelo formando mantos freáticos muy cercanos a la superficie. El agua, una vez que se encuentra bajo tierra, tiende a disolver las calizas superficiales (karsticidad) dando origen a las formaciones cavernosas conocidas como cenotes. La misma falta de ríos superficiales, hace que el aporte de sedimentos continentales hacia el mar sea casi nulo (Ruiz, 2010).

La Figura 1.9 muestra un mapa geológico de la Península de Yucatán donde se observa que los sedimentos carbonatados del Pleistoceno (1.64 MA) y del Holoceno (0.61 MA) fueron distribuidos en las márgenes litorales de la plataforma de la península cuando el nivel del mar estuvo entre 3 y 6 metros más arriba que el nivel actual. Los sedimentos calcáreos depositados son característicos de un ambiente eólico-costero y de playa (Szabo et al., 1978).

Paleogeografía de la Península de Yucatán

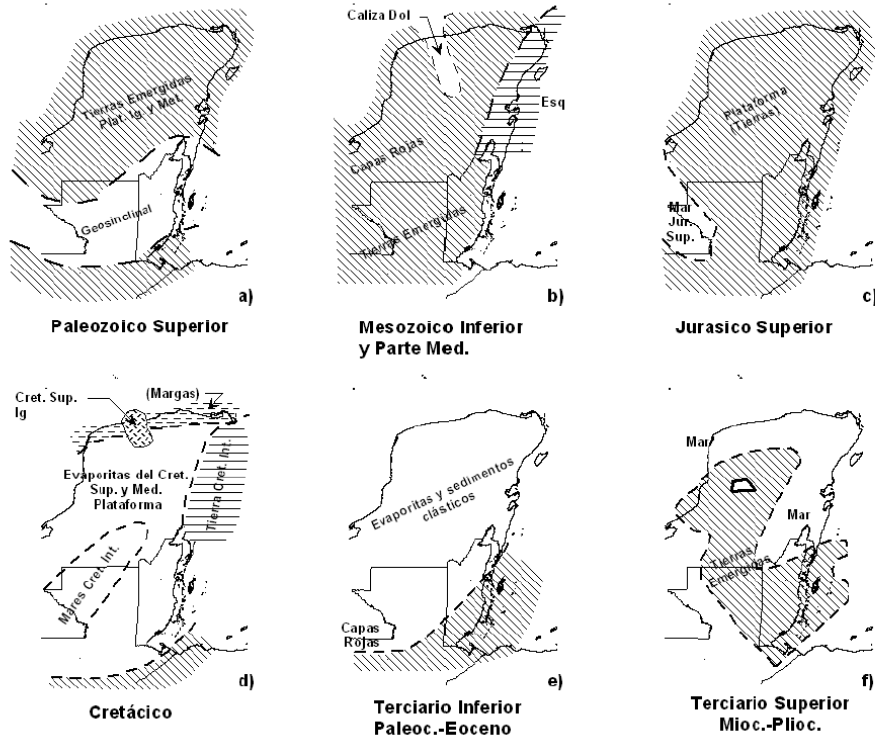


Figura 1.8 Evolución geológica de la península de Yucatán

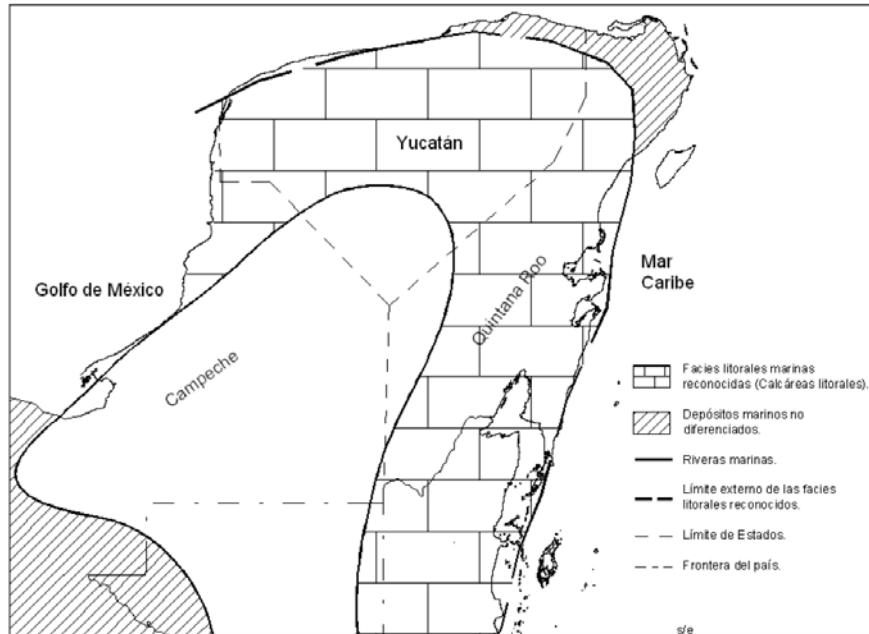


Figura 1.9 Mapa geológico actual de la península de Yucatán

1.3 FACTORES DE CORTO PLAZO

En esta sección se describe la dinámica de los factores que intervienen en las alteraciones de la forma de las costas en escalas de tiempo relativamente cortas. De la comprensión de sus causas y efectos dependen los resultados que se presentan en los capítulos posteriores de este trabajo.

1.3.1 Movimiento del sedimento

Una partícula comienza su movimiento cuando las fuerzas de arrastre y flotación sobrepasan las fuerzas gravitacionales y cohesivas del sedimento. La cohesión es únicamente relevante en materiales muy finos. El inicio de movimiento de un grano de material está sujeto a la velocidad del fluido y al tamaño del sedimento. A su vez, el factor de forma, la posición del grano, la composición del sedimento y la turbulencia del flujo, son parámetros de gran importancia para el cálculo de la velocidad de inicio de arrastre de los granos. Dicha velocidad es la que establece las condiciones necesarias del flujo para mover la partícula más grande de todo el depósito.

Hjulström (1935,1939) comparó la velocidad a la cual inicia el movimiento de una partícula contra el tamaño del sedimento y concluyó que para los granos gruesos, el tamaño del material es proporcional a la velocidad. Mientras que los sedimentos más finos (< 0.1 mm) tienen un comportamiento distinto, ya que la energía necesaria para poner en movimiento dichas partículas aumenta conforme disminuye el tamaño de grano. Una vez en movimiento (suspensión), el comportamiento de los sedimentos finos es función de la velocidad de caída. Así, una partícula de arcilla requiere mayor energía para entrar en suspensión que una partícula de arena, esto se debe a que las partículas de arcillas son cohesivas y las de arena son friccionantes y, una vez en suspensión, los granos de arena se asientan más rápido que los granos de arcilla ya que éstos últimos se mantienen en suspensión debido al pequeño valor de su velocidad de caída. Por otro lado, la velocidad de inicio de arrastre de materiales como el limo o la arcilla, depende directamente del grado de consolidación en el cual se encuentren las partículas. Cuando existe una fuerte consolidación (baja porosidad) en materiales cohesivos, es necesaria una mayor velocidad de arrastre para poner en movimiento los sedimentos.

En ingeniería se utiliza como medida de la energía del flujo al esfuerzo cortante crítico de fondo en lugar de la velocidad de la corriente. Esto se debe a que la distribución de velocidades varía con la profundidad y no es posible obtener un valor medio representativo. Esta práctica tiene como ventaja que el esfuerzo cortante es la fuerza que actúa directamente sobre el lecho y, por tanto, en los sedimentos. El esfuerzo cortante crítico de fondo es generado por las corrientes, las velocidades orbitales de las olas o por una combinación de ambas. En aguas profundas no existe el movimiento de partículas en el fondo, pero una vez que la profundidad del agua llega aproximadamente a la mitad de la longitud de la onda, la velocidad orbital comienza a golpear el fondo y provoca el esfuerzo cortante.

Shields (1936) desarrolló un método para determinar el movimiento de las partículas utilizando el esfuerzo cortante, el peso específico del fluido y del sedimento, el tamaño de la partícula y la viscosidad dinámica. Shields descubrió que la partícula con mayor tamaño que puede ser movida por cierto flujo depende del esfuerzo cortante en el fondo, y llamó crítico al valor necesario para que los sedimentos inicien su movimiento. El umbral que determina el movimiento de una partícula es alcanzado por el radio entre las fuerzas constructivas y destructivas, dicho umbral es representado por una curva la cual separa las condiciones en las que se inicia el movimiento o no.

De acuerdo con esta teoría la fuerza actuante en los granos es una función del cuadrado diámetro, D , de la partícula. Por otro lado, el movimiento es contrarrestado por la tendencia de cada grano a quedarse en el fondo y a la fricción generada por el peso sumergido y la presencia de granos circunvecinos.

$$F = \tau_b D^2 \tag{2.5}$$

El peso sumergido para sedimentos no cohesivos se define como

$$W = (\rho_s - \rho) g D^3 \tag{2.6}$$

donde ρ_s es la densidad del sedimento, ρ es la densidad del fluido, g es la gravedad y D es el diámetro de la partícula. El ratio F/W se define como el parámetro de Shields θ (Shields 1936):

$$\theta = \frac{\tau_b}{(\rho_s - \rho) g D} = \frac{\tau_b}{(s-1) \rho g D} = \frac{u_*^2}{(s-1) g D} \tag{2.7}$$

donde $s = \left(\frac{\rho_s}{\rho}\right)$ es el ratio entre la densidad del sedimento y la densidad del fluido y u_* es la velocidad de fricción definida como $u_* = \frac{\tau}{\rho}$.

En la Figura 1.10 se muestra el diagrama de Shields en el cual se hace la delimitación del movimiento de una partícula. La región de no movimiento es la que queda por debajo de la curva, mientras que por encima se localiza la región de movimiento.

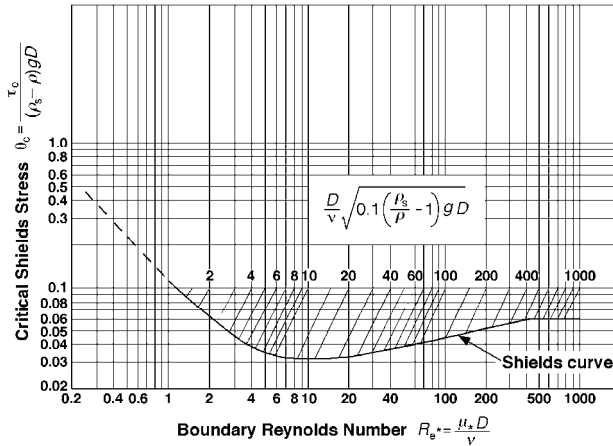


Figura 1.10 Diagrama de Shields

En 1976 los investigadores Madsen y Grant propusieron no depender de la velocidad de cortante crítica en ambos ejes del diagrama de Shields, es por ello que determinaron el parámetro sedimento-fluido S_* , el cual relaciona al parámetro crítico de Shields y al sedimento. El nuevo parámetro, que está definido a partir de la velocidad cinemática del fluido, del diámetro de la partícula, de la gravedad y de la gravedad específica, sustituye al número de Reynolds en el eje de las abscisas del diagrama.

De la definición de θ_c obtenemos que:

$$u_{*c} = \sqrt{(s-1)gD}\sqrt{\theta_c} \quad (2.8)$$

Para obtener el parámetro S_* , se sustituye (2.8) en la siguiente ecuación:

$$Re_* = \frac{u_*D}{\nu} \quad (2.9)$$

Obteniendo así el parámetro sedimento-fluido:

$$S_* = \frac{D}{4\nu}\sqrt{(s-1)gD} = \frac{Re_*}{4\sqrt{\theta_c}} \quad (2.10)$$

La Figura 1.11 muestra la curva de Shields como función del parámetro sedimento-fluido.

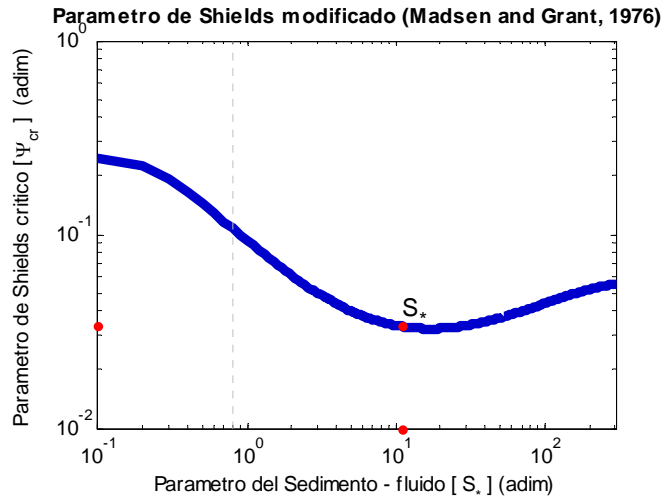


Figura 1.11 Diagrama de Shields modificado por Madsen y Grant

1.3.2 Velocidad de caída

La velocidad de caída se define como la velocidad constante que una partícula alcanza después del equilibrio entre la fuerza de arrastre, el peso propio de la partícula y el empuje de Arquímedes, considerando que la partícula comienza con una velocidad inicial cero desde la superficie del agua, (Alcérreca, 2009). La velocidad de caída se asocia a la sedimentación de las partículas, siendo la Ley de Stokes la base de todas las formulaciones, el valor de este parámetro es de gran relevancia para determinar el transporte de sedimentos.

Una expresión par estimar la velocidad de caída como una función del D_{50} es:

$$W_f = \frac{\sqrt{\left(\frac{36\nu}{D_{50}}\right)^2 + 7.5(s-1)D_{50}} - \frac{36\nu}{D_{50}}}{2.8}$$

donde ν es la viscosidad cinemática [N/m^2]; D_{50} es la mediana del tamaño de los granos; s es el radio entre la densidad del sedimento y la densidad de agua ($s=\rho_s/\rho$).

1.3.3 Modos de transporte de sedimentos

Una vez iniciado el movimiento de una partícula, ésta es transportada por el flujo; existen distintos modos de transporte de sedimento los cuales dependen de la energía del fluido y del tamaño de grano. En ingeniería se definen tres modalidades:

- Transporte de fondo: Las partículas de sedimento están en contacto con los materiales del fondo. Se mueven por tracción si su velocidad de caída es mayor a la velocidad del esfuerzo crítico.
- Transporte en suspensión: El sedimento se mueve por encima del fondo, pero puede ocurrir que cambie a transporte de fondo intermitentemente. El transporte puede ocurrir en suspensión o por saltación de las partículas. Un grano se mueve en suspensión cuando la velocidad del esfuerzo crítico es mayor o igual a la velocidad de caída.
- Transporte por lavado: Ocurre en partículas muy finas, generalmente limos y arcillas, las cuales una vez puestas en suspensión se mantienen ahí hasta que se depositan cuando la velocidad del flujo disminuye.

Para algunos autores, existen cuatro modos de transporte (Figura 1.12), los cuales se definen como (Ruiz, 2004):

- Arrastre: Parte del empuje que el agua ejerce sobre las partículas gruesas, dando lugar al arrastre del material por el flujo del agua. El sedimento al impactarse contra las partículas más pequeñas genera los procesos de abrasión y rodamiento.
- Suspensión: Se presenta únicamente cuando existen materiales muy finos, con una densidad menor a la del agua. En este tipo de transporte, se pueden encontrar partículas en todo el flujo.
- Saltación o reptación: Cuando las partículas son de un tamaño mayor al de granos finos, no pueden ir suspendidas, generalmente siguen una trayectoria parabólica ya que al ser golpeadas por el agua, éstas se levantan en dirección vertical, pero su densidad provoca un descenso nuevamente.
- Rodamiento: Generalmente este modo de transporte se presenta en materiales redondeados por medio del arrastre, ya que las aristas del grano o sus puntos de apoyo se ven alisados y así se facilita el movimiento.

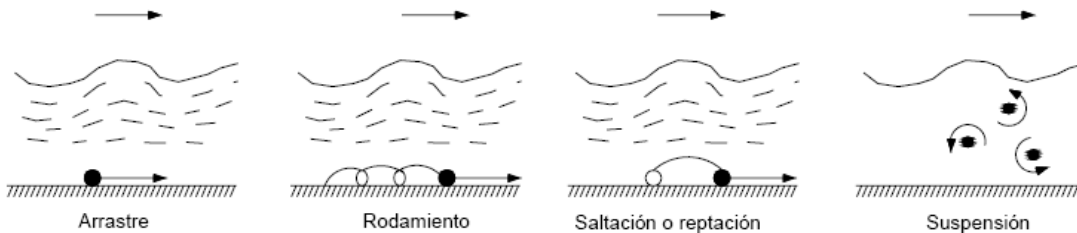


Figura 1.12 Modos de transporte de sedimentos

1.3.4 Régimen de flujo

Los rizos y otras formas del fondo son producto de materiales inconsistentes colocados por fluidos en movimiento, dichas formas están en función de los cambios en la intensidad del flujo. Es por ello que estudiar el régimen del flujo es de suma importancia. El flujo en canales se clasifica como subcrítico y supercrítico, con un flujo de transición entre los dos. Esta clasificación se basa en la configuración del fondo, el modo de transporte de sedimentos, los procesos de disipación de energía y las relaciones de fase entre el fondo y la superficie del agua (Reineck, 1980).

1.3.4.1 Flujo subcrítico

La resistencia del flujo es grande y el transporte de sedimentos es pequeño. Las ondulaciones del agua están desfasadas respecto a las del fondo, existe una separación considerable de los obstáculos. Las formas del lecho en sitios sujetos a este régimen pueden ser tanto rizos, dunas o una combinación de ambas. El modo de transporte que generalmente ocurre es el del movimiento individual de cada partícula hacia la parte trasera de los rizos o resbala por la cara de sotavento de las dunas. Debido a que es un flujo poco violento, el número de Froude es menor que la unidad.

1.3.4.2 Flujo de transición

Las formas de fondo varían entre las formas adoptadas para flujo subcrítico y supercrítico. El número de Froude es aproximadamente 1.

1.3.4.3 Flujo supercrítico

En este caso, la resistencia del flujo es pequeña y el transporte de sedimentos es grande. Las ondulaciones de la superficie del agua son simultáneas a las del fondo, la separación de los materiales es despreciable. Las formas observadas son terrazas planas o antidunas. El modo de transporte de sedimentos es mediante el rodamiento de las partículas individualmente. La saltación de los granos también puede ocurrir, pero es menos probable que en el flujo subcrítico. El número de Froude es $F > 1$, ya que es un flujo muy veloz.

1.3.5 Erosión de la costa

Si la combinación del transporte de sedimentos longitudinal y transversal a la costa resulta en una pérdida de material, se dice que la playa se erosiona, llevando a la línea de costa a un retroceso hacia tierra adentro. La mayor parte de las playas de arena en el mundo sufren de erosión, mientras que las pocas playas de depositación existen gracias a condiciones únicas. Bird (1993) identifica varias causas de la erosión en una playa a largo plazo. Estas se pueden agrupar en cuatro categorías:

- Disminución en abastecimiento de sedimento
- Pulverización
- Sumersión
- Factores antropogénicos

Las primeras tres son las causas naturales de erosión que se han manifestado a lo largo del tiempo. Únicamente en las últimas décadas, las playas han sido sometidas a la actividad humana, pero no es la única, ni siquiera la mayor causa de erosión en una playa.

La falta de sedimento en una playa puede ser explicada de la siguiente forma:

Las playas se forman a partir del movimiento de grandes volúmenes de material granular. Esto ocurre cuando los ríos erosionan cantidades significativas de arena y la transportan hacia sus deltas, así como los glaciares se derriten y dejan masas de arena que al final es arrastrada por

avalanchas. El material que llega a la costa es acomodado por medio de los cambios en el nivel de mar, especialmente los aumentos de éste. Las variaciones en el nivel del mar dependen de las eras glaciales, por lo tanto las playas actuales son el resultado de procesos recientes que dan como consecuencia costas que han perdido el abastecimiento de material hace cientos de años y que ahora en el presente, tienen escasos de sedimento y son fáciles de erosionar bajo condiciones ambientales.

El tamaño del sedimento que se encuentra en las zonas costeras, producto de los procesos hidrogeológicos que convierten la roca en limo y arcilla, no necesariamente se encuentra en su estadio final. Los cantos rodados y las arenas son sólo tamaños intermedios de material que continuarán degradándose y pulverizándose debido a la violenta acción de los procesos en la costa. Si una playa es estable y sus materiales se reducen a sedimento más fino, la playa dejará de ser estable, ya que las olas arrastrarán los materiales pequeños hacia aguas profundas o hacia una zona donde el oleaje no sea tan violento. El viento también juega un papel importante en el transporte de las partículas tierra adentro.

Otra causa de erosión es la sumersión neta de la costa, siendo ésta el resultado del hundimiento de la tierra o del aumento en el nivel del mar, el cual produce una mayor acción del oleaje cerca de la costa.

1.3.6 Procesos metaoceánicos

Los procesos metaoceánicos están directamente asociados al clima; el viento, la presión atmosférica, el oleaje, las corrientes, las mareas, son ejemplos de dichos procesos y afectan a la morfología de una costa.

1.3.6.1 Viento

El viento es generado por los gradientes de presión entre áreas adyacentes. Las variaciones en la presión son originadas por diferencias en la temperatura, cuando el aire se calienta éste se dilata y tiende a ascender dejando un lugar vacío, el cual es llenado por aire más denso de otra región o zona de alta presión. El campo de acción del viento varía en una amplia escala espacial y temporal, desde vientos en gran escala (viento permanente) hasta local (pequeño).

La hidrodinámica está directamente influenciada por la acción del viento, que es el responsable de la generación de las olas, marejadas y corrientes superficiales al transmitirle energía mediante la fricción que ejerce en la superficie del agua. El viento de una manera directa, modifica la morfología de la costa a partir del transporte y depositación de sedimentos en la playa y las dunas. En forma indirecta modifica la morfología a través de la generación de las olas que son responsables del transporte de sedimentos.

1.3.6.2 Oleaje

Las olas son el principal factor que determina la forma y la morfología de las playas, teniendo además una gran influencia en el diseño y planeación de puertos y estructuras en la costa.

Las ondas son fluctuaciones del nivel del agua acompañadas por corrientes locales, aceleraciones y fluctuaciones de presión. La forma más simple de representarlas es mediante una función sinusoidal, a continuación se describen los parámetros que caracterizan a una ola.

La cresta de una ola es el mayor nivel de agua al que llega la superficie libre, por el contrario, el valle es el menor nivel de agua al que se puede llegar. La altura de una ola, H , se define como la

distancia vertical entre la cresta y el valle. La longitud de onda, L , es la distancia entre dos crestas o dos valles consecutivos. La celeridad, c , es la velocidad a la que viaja una sola onda, mientras que el periodo, T , es el tiempo requerido para que dos crestas o dos valles pasen por el mismo punto. La frecuencia (f) es el recíproco del periodo (Kamphuis, 2000). La Figura 1.13 muestra un esquema de los parámetros descritos.

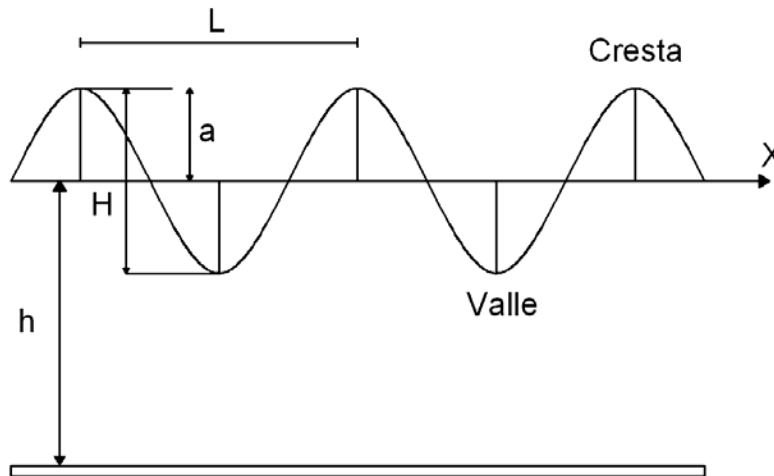


Figura 1.13 Parámetros representativos de una ola

Las ondas en el agua cubren un gran rango de fenómenos, desde las ondas capilares que cuentan con periodos muy cortos, aproximadamente de 0.1 segundos, hasta las mareas y los tsunamis (olas generadas por terremoto) los cuales cuentan con periodos de minutos o incluso de horas. Las olas también varían en su altura, desde pocos milímetros en las ondas capilares hasta varios metros en olas con grandes periodos.

Las ondas conocidas como oleaje tienen periodos desde un segundo hasta algunos minutos y son generadas por la fricción que ejerce el viento sobre la superficie del agua, siendo éste su principal fuente de energía. El oleaje contribuye al transporte a lo largo de la costa y mueve los materiales del fondo tanto fuera como dentro de la zona litoral.

Clasificación

La generación de ondas tiene como principal causa al viento, siendo su velocidad y duración las variables de las cuales depende la transferencia de energía. Cuando una ligera brisa sopla sobre el agua, los vórtices turbulentos en el campo de viento pueden tocar el agua, causando disturbios locales en la superficie. Pequeñas ondas pueden formarse, pero solo donde los vórtices tocan el agua con una velocidad del viento mínima de 0.23 m/s para poder vencer la tensión superficial del agua. La teoría demuestra que la energía del viento es transferida con mayor eficiencia cuando la velocidad del viento y del agua son iguales; generalmente la velocidad del viento es mayor a la de la ola. La región donde se lleva a cabo dicha transferencia energética, se llama zona de generación. Existen dos tipos extremos de oleaje, pero entre ambos hay un sinnúmero de estados intermedios. Estos extremos se denominan por las palabras inglesas SEA y SWELL.

Oleaje SEA

Se produce en la zona de generación costa afuera donde es difícil apreciar una misma longitud y un periodo bien definido. Las características de este tipo de oleaje son: Irregularidad ya que la

altura de la superficie libre es impredecible, son asimétricas y cuentan con un gran peralte (ver Figura 1.14).



Figura 1.14 Oleaje tipo Sea

Oleaje SWELL

Se produce cuando la ola se propaga y deja atrás la zona de generación. Es un oleaje muy regular con frentes de cresta muy grandes y las diferencias entre períodos y longitudes son mínimas (ver Figura 1.15).



Figura 1.15 Oleaje tipo Swell

1.3.6.3 Corrientes

Las corrientes ocurren en la zona de aguas profundas, sobre la plataforma continental y dentro o fuera de la zona litoral. Suelen ser poco constantes y pueden durar desde varias horas, hasta varias semanas (corrientes en océanos), o pueden ser oscilatorias con periodos de segundos (corrientes debidas al oleaje). Las corrientes se limitan a la superficie o al fondo marino, o pueden extenderse a lo largo de la profundidad. Las corrientes cercanas a la superficie, pueden tener direcciones distintas a las que van por el fondo.

Se puede hacer una clasificación de las corrientes marinas, con base en la profundidad del agua, surgiendo así las corrientes oceánicas, costeras y de plataforma. Las corrientes más grandes son las que se encuentran en mar abierto (corrientes oceánicas), las cuales están divididas por una escala global de interacción ente la atmósfera y el mar. La plataforma continental puede prolongarse desde uno hasta varios kilómetros desde la costa. Las corrientes de la plataforma, son una mezcla complicada de varios componentes dentro de los cuales existen olas internas, mareas y corrientes inducidas por viento.

Corrientes inducidas por oleaje

Las corrientes costeras generalmente son originadas por el oleaje que rompe en la playa. De hecho, cuando una ola rompe en la playa, la energía del oleaje se pierde en turbulencia generada a partir del proceso de rotura, y el momento de la ola se transfiere a la columna de agua la cual genera las corrientes costeras.

Corrientes transversales a la costa

La propagación del oleaje produce transporte de masa en esa dirección, dicho transporte se denomina deriva litoral y es dirigido hacia la costa, al igual que el agua después del rompimiento de la ola. Estas dos aportaciones suceden cerca de la superficie. Como el flujo neto debe ser cero, éstas son compensadas por un flujo de retorno en dirección costa afuera, el cual se concentra cerca del lecho (resaca).

Corrientes longitudinales

Las corrientes longitudinales se generan por el exceso de flujo de energía asociado al proceso de rotura de olas oblicuas a la costa. Dicha corriente es paralela a la costa y transporta sedimento a lo largo de la línea de costa, su valor es aproximadamente proporcional a la raíz cuadrada de la altura de ola y a $\sin(2\alpha_b)$, donde $(2\alpha_b)$ es el ángulo de incidencia al momento de romper.

Corrientes de retorno

Las corrientes de retorno se definen como las corrientes en dirección costa afuera que regresan al mar el agua transportada hacia la costa por la acción de las olas. Este tipo de corrientes causan transporte de sedimento hacia el mar, por lo tanto tienen un impacto directo en la morfología de la playa.

1.3.7 Variaciones en el nivel del mar

Las variaciones en el nivel del mar son importantes ya que determinan la localización de la zona de lavado y generan fluctuaciones en la línea de costa. Los valores extremos en los niveles de agua están asociados a eventos de inundación. Los cambios en el nivel del mar pueden dividirse en dos tipos:

- Variaciones oscilatorias regulares con periodos que van desde medio día hasta un año (marea astronómica).
- Variaciones no regulares con periodos de retorno que van desde días, hasta varios años, causadas principalmente por condiciones meteorológicas.

1.3.7.1 Marea astronómica

La marea astronómica consiste en el ascenso y descenso periódico de los niveles de agua ocasionado por la interacción gravitacional entre la Tierra, la Luna y el Sol. Estos factores determinan la marea en una locación específica, que por lo general es en aguas profundas desde donde viaja hasta aguas costeras. La altura de ola en marea en aguas profundas es normalmente menor a 0.5 metros, mientras que en aguas someras ésta es modificada por la fricción y el cambio de profundidad; en ciertos lugares la carrera de marea puede alcanzar hasta 15 metros de altura. Las condiciones de marea en determinadas zonas varían conforme los componentes de marea diurnos y semi-diurnos. Si los componentes de marea semi-diurnos en una zona son los que gobiernan la marea se denomina marea semi-diurna. Si los componentes diurnos son los que rigen, la marea se denomina marea diurna. La marea semi-diurna consta de dos niveles altos de agua y dos niveles bajos de agua cada día, mientras que la marea diurna solo tiene uno cada día.

1.3.7.2 Variaciones meteorológicas del nivel del mar

Las variaciones en el nivel del mar también son función de la acción del viento y de las variaciones de la presión atmosférica:

- La acción del viento conduce las aguas superficiales tanto dentro como fuera de la zona litoral y es el responsable de ascenso del nivel de agua en ciertas áreas sometidas al esfuerzo del mismo: cuando el agua superficial es llevada costa afuera, las aguas profundas se mueven hacia la zona litoral y viceversa.
- Los cambios climáticos (tormentas) ocasionan variaciones en el nivel del mar por los gradientes de presiones asociados. El viento que viaja desde la costa hacia aguas someras en combinación con la baja presión barométrica, provocan un aumento temporal en el nivel del mar. La marea de tormenta es el resultado de la combinación entre el impacto del viento sobre la superficie del agua y la reducción en la presión atmosférica. Este fenómeno es capaz de moldear las costas en periodos muy cortos.

CAPÍTULO 2
ANÁLISIS MECÁNICO DE SEDIMENTOS

2 ANÁLISIS MECÁNICO DE SEDIMENTOS

2.1 PROPIEDADES FÍSICAS BÁSICAS DE LA MUESTRA

Las características físicas de mayor importancia en un sedimento friccionante son las referentes a las partículas que conforman dicho sedimento. Entre las propiedades que son relevantes desde el punto de vista ingenieril se tienen la densidad, peso específico, tamaño, forma y velocidad de caída.

Sin embargo, para comprender la dinámica de los sedimentos no cohesivos no basta con estudiar únicamente las propiedades de las partículas individuales, ya que el comportamiento de un grano es muy distinto de aquel que muestra un grupo. Por lo anterior es importante estudiar las relaciones entre los pesos y volúmenes, así como la distribución de los tamaños de las partículas, velocidad de caída y ángulo de reposo. Para con ello contar con valores representativos del comportamiento de toda la masa de suelo en estudio.

Los suelos en general se clasifican de acuerdo al tamaño de grano en grupos que comparten propiedades ingenieriles similares. Los grupos más comunes son bolos, cantos, grava, arena, limo y arcilla. A continuación se presentan algunas propiedades de cada grupo.

1. **Bolos y cantos.** Son partículas de roca de redondeadas a angulosas, duras y gruesas. Los bolos tienen un diámetro mayor a 256 mm y los cantos entre 64 y 256 mm. Este grupo es muy útil para rellenos y estabilización de taludes, particularmente cuando las partículas son angulosas. Si se insertan piezas de este grupo en suelos con material de menor tamaño, se puede mejorar la capacidad del suelo para soportar cimentaciones.

2. **Gravas y arenas.** Este grupo consiste en partículas gruesas, duras y redondeadas de origen natural, o fabricadas triturando rocas de mayor tamaño. El rango de tamaño de las gravas es de 2 a 64 mm y el de las arenas de 0.062 a 2 mm; dentro de cada uno pueden definirse rangos para gruesa y fina. La grava y arena poseen prácticamente las mismas propiedades ingenieriles, solo difieren en el grado. Ambas son fácilmente compactadas, el contenido de humedad les afecta muy poco y el congelamiento tiene efectos nulos sobre ellas. Las gravas son más permeables que las arenas y generalmente más resistentes a la erosión y a la percolación. La estabilidad de ambos materiales decrece conforme la distribución del tamaño de grano es más ancha.

3. **Limos y arcillas.** Son partículas de suelo con diámetros menores a 0.062 mm que se distinguen solo por su comportamiento ante algunas condiciones. Los limos son muy inestables cuando el contenido de humedad aumenta y pueden alcanzar la licuefacción al llegar a la saturación. Los limos son difíciles de compactar, muy susceptibles de ondularse al congelarse y fácilmente erosionables. Las arcillas, por su parte, presentan un comportamiento plástico y resistencia cohesiva, la cual aumenta si el contenido de agua disminuye. Las arcillas son poco permeables, difíciles de compactar cuando están húmedas y no drenan con facilidad.

Este material es resistente a la erosión y a la percolación cuando esta compactado y no se ondula al congelarse. Sin embargo, las arcillas se expanden y contraen si el contenido de humedad cambia y esta propiedad no es deseable en rellenos.

Las propiedades ingenieriles más importantes de los suelos son la densidad, la resistencia al cortante, la compresibilidad y la permeabilidad. Estas propiedades se utilizan para determinar la estabilidad de taludes, la capacidad de carga, el asentamiento y la tasa de erosión. Algunas de las propiedades básicas pueden determinarse fácilmente en un laboratorio, otras, requieren la

correlación de parámetros del suelo con resultados previos. A continuación se discuten algunas propiedades de los suelos, sin embargo, para mayor detalle se recomienda consultar libros de ingeniería geotécnica como Krynine y Judd (1961) o Juárez y Rico (2001).

2.1.1 Resistencia al cortante

Un suelo falla cuando el desplazamiento por esfuerzo cortante ocurre a lo largo de un plano en el que se excede el límite del suelo. Con excepción de cálculos preliminares, la resistencia del suelo debe determinarse con el uso de los procedimientos adecuados ya sea en sitio o en laboratorio. Las pruebas recomendadas para la estimación de la resistencia al cortante son las triaxiales con el suelo consolidado o no consolidado y drenado o no drenado. Como resultado de estas pruebas se obtiene una curva de esfuerzo-deformación, en las que se puede hallar la resistencia al cortante como el primer máximo que se presenta durante la prueba. Estos ensayos también ofrecen información respecto de las condiciones de falla del suelo. La resistencia del suelo suele presentarse en términos del círculo de Mohr y de las envolventes de falla de Mohr. Esto permite expresar la resistencia al cortante en términos de la cohesión, el esfuerzo máximo y el ángulo de fricción interna.

Los suelos granulares no cohesivos resisten los esfuerzos por dos mecanismos: la resistencia friccionante entre las partículas que resulta de la aplicación de una fuerza normal al punto de contacto y la trabazón de las partículas cuando se les aplica una fuerza cortante. La resistencia friccionante es la principal fuente de resistencia de un suelo y depende del esfuerzo de confinamiento a que el suelo esté sometido, esto es, a mayor confinamiento, el suelo será más resistente. Del mismo modo, suelos altamente compactados serán más resistentes dado el incremento en la trabazón de las partículas.

La resistencia al cortante de rellenos y suelos con muros de contención depende, en gran medida, del contenido de humedad y la compactación del suelo. Es recomendable realizar pruebas al suelo compactado para verificar que se han alcanzado o sobrepasado las expectativas de resistencia. La resistencia de suelos cohesivos en sitio, depende de la deposición original y de los ciclos históricos de carga. Las arcillas sin modificar pueden encontrarse en estado sobre-consolidado, normalmente consolidado y sub-consolidado. La resistencia al cortante se determina con la pruebas triaxiales citadas anteriormente.

2.1.2 Compresibilidad del suelo

Este es un indicador del grado de asentamiento que ocurrirá a lo largo del tiempo para una carga dada o para un determinado cambio en la cantidad de agua del suelo. La compresibilidad de suelos no cohesivos está gobernada por su densidad relativa y la estimación de los asentamientos puede llevarse a cabo sin dificultad. En el caso de los materiales cohesivos el proceso ocurre en tres etapas. 1) Asentamiento inmediato, es la compresión de la matriz de suelo sin expulsión de agua. En esta etapa pueden ocurrir pequeños asentamientos debido a la compresión de gases. 2) Consolidación primaria, ocurre con el tiempo a medida que la presión de poro aumenta. Esta etapa continúa hasta que toda la presión de poro en exceso es liberada. El grado de consolidación depende de la permeabilidad del suelo y de las características y capacidad de drenaje de los materiales adyacentes. 3) Compresión secundaria, solo ocurre en suelos con gran plasticidad o altas concentraciones de materia orgánica. Para determinar los asentamientos de limos y arcillas es necesario llevar a cabo pruebas de consolidación como las descritas en Holtz y Kovacs (1981).

2.1.3 Permeabilidad

Este parámetro está relacionado con el flujo laminar de agua a través del suelo bajo la influencia de la gravedad. Algunos temas de interés geotécnico en las costas que son gobernados por la

permeabilidad son el drenaje en playas, la consolidación de rellenos y el asentamiento de cimentaciones. El flujo viscoso (laminar) a través del suelo se puede calcular con una relación empírica conocida como ley de Darcy, la cual es aplicable para suelos como arcillas hasta arenas gruesas. En su forma más simple, la ecuación de Darcy para flujo estacionario a través de un suelo uniforme es

$$Q = KA \frac{\Delta h}{L} \tag{2.1}$$

donde Q es el gasto, A el área de la sección transversal del suelo, L la longitud del suelo homogéneo y Δh la diferencia de cotas en la trayectoria del flujo. El coeficiente empírico K , conocido como coeficiente de permeabilidad, depende del tipo de suelo y de la porosidad, es decir, el tamaño y la distribución de las partículas gobierna el coeficiente de permeabilidad. La permeabilidad de un suelo se determina en campo con pruebas de bombeo; por su parte, la determinación en laboratorio se realiza con equipo llamado permeámetro. Existen en la literatura muchas expresiones para calcular la permeabilidad como función de parámetros como el tamaño de grano, sin embargo, estas formulaciones normalmente aplican solo para suelos compactados, limpios y de grano grueso, lo que no necesariamente representa lo que se encuentra en la realidad. La Tabla 2.1 presenta valores de permeabilidad típicos para suelos comunes, estos valores deben utilizarse como referencia para cálculos preliminares.

Tabla 2.1 Valores típicos de permeabilidad

Tipo de suelo	Rango de tamaños de grano (mm)		Diámetro efectivo (mm)	Coeficiente de permeabilidad (mm/s)
	$D_{m\acute{a}x}$	$D_{m\acute{i}n}$	D_{10}	K
Uniforme, arena gruesa	2.00	0.5000	6.000	4.00
Uniforme, arena media	0.5	0.2500	3.000	1.00
Limpio, bien graduado, arena y grava	10.0	0.0050	1.000	0.10
Uniforme, arena fina	0.25	0.0500	0.600	400×10^{-4}
Bien graduado, con limo, arena y grava	5.00	0.0100	0.200	40.0×10^{-4}
Arena limosa	2.00	0.0050	0.100	10.0×10^{-4}
Limo uniforme	0.05	0.0050	0.060	5.00×10^{-4}
Arcilla arenosa	1.00	0.0010	0.020	0.50×10^{-4}
Arcilla limosa	0.05	0.0010	0.015	0.10×10^{-4}
Arcilla	0.05	0.0005	0.008	0.01×10^{-4}

2.1.4 Mezclas de suelo

En función de la fuente de suministro, el material empleado en rellenos puede estar compuesto por una mezcla de grava, arena, arcilla o limo y una parte significativa de material orgánico como hierbas o conchuela. Las propiedades de este tipo de mezclas son muy distintas de lo que se podría esperar y por ello deben estudiarse con mucho cuidado aspectos como su resistencia y densidad a fin de asegurar que cumplen con los requerimientos de cada obra en específico. Las

mezclas con gran cantidad de materia orgánica tienden a degradarse y en general presentan resistencia al cortante muy pobre.

2.1.5 Densidad y peso específico

2.1.5.1 Densidad

El suelo es una mezcla compuesta por partículas sólidas y vacíos que se ocupan con agua y gases, el término densidad en el suelo, entonces, comprende la densidad de las partículas y la relación de vacíos. Algunos parámetros del suelo relacionados con la densidad se presentan en la Tabla 2.2. Es de notar que la gravedad específica, *G*, se determina utilizando el peso unitario del agua y toma valores entre 2.5 y 2.8. Para los casos de arena y arcilla, pueden tomarse 2.65 y 2.70 respectivamente. La relación de vacíos y la porosidad son indicadores de la compresibilidad del suelo y de su permeabilidad. El uso de la relación de vacíos es más recomendable que el volumen de sólidos por que este último permanece constante aunque el volumen del suelo cambie. El volumen de vacíos toma valores entre 0.15 para suelos bien compactados y bien graduados, hasta 4.0 para arcillas muy sueltas y mucho material orgánico. Un grupo de esferas uniforme densamente agrupadas tiene una relación de vacíos mínima de 0.35.

Tabla 2.2 Parámetros relativos a la densidad del suelo

Nombre	Símbolo	Ecuación
Parámetros básicos		
Peso de sólidos	W_s	
Peso de agua	W_w	
Volumen de sólidos	V_s	
Volumen de vacíos	V_v	
Volumen total	V	$V_s + V_v$
Unidad de peso de agua	Y_v	
Parámetros derivados		
Peso seco	Y_d	W_s/V
Suelo húmedo	Y	$W_s W_w/V$
Suelo saturado	V_{sat}	$W_s V_v Y_w/V$
Suelo sumergido	Y_{sub}	$W_s V_s Y_w/V$
Gravedad específica	G	Y_d/Y_w
Relación de vacíos	E	V_v/V_s o $n/1-n$
Porosidad	n	$V_v/V \times 100\%$ o $e/1+e$

2.1.5.2 Densidad relativa y compactación relativa

Estos parámetros dan una medida de la densidad de un suelo en un sitio específico relativo al rango de densidades posible para ese suelo. La densidad relativa se utiliza en arenas no cohesivas y la define el porcentaje dado por la ecuación

$$D_r = \frac{e_{m\acute{a}x} - e}{e_{m\acute{a}x} - e_{m\acute{i}n}} \times 100\% \tag{2.2}$$

Donde el numerador es la diferencia entre la relación de vacíos de un suelo no cohesivo en la condición más suelta, e_{max} , y una relación cualquiera e ; el denominador es la diferencia entre e_{max} y

la relación de vacíos en la condición más compacta, e_{min} . La densidad relativa es una medida de la compactación de materiales granulares empleados como rellenos o núcleos de estructuras. El procedimiento en campo para determinar la densidad relativa es con pruebas de penetración estándar o con los conos de penetración de Dutch. Sin embargo, dada la dificultad que representa establecer los estados límites de compactación de suelos no cohesivos, los valores de la densidad relativa pueden variar significativamente, por lo que no se recomienda el uso de parámetros dependientes de la misma, salvo para estimaciones preliminares. La compactación relativa es análoga a la densidad relativa pero en los casos de suelos compactados se define como la relación entre la unidad de peso seco de un material en sitio, γ_d , y la unidad de peso del mismo suelo compactado a su máxima capacidad, γ_{dmax} , esto es

$$Re = \frac{\gamma_d}{\gamma_{d \max}} \times 100 \quad (2.3)$$

2.1.6 Diámetro

El tamaño de las partículas es la característica más importante a determinar en una muestra de un material, ya que es la más utilizada para la estimación de otras propiedades. Sin embargo, de manera estricta, el tamaño de una partícula no depende de una sola dimensión y bien podría ser un concepto ambiguo. En el caso de los sedimentos naturales, los granos cuentan con una infinidad de formas que distan mucho de la forma perfecta de un cubo o una esfera. Dichas formas tan irregulares obligan a utilizar varios métodos tanto de laboratorio como estadísticos para describir y cuantificar de manera adecuada un sedimento. En términos generales, el tamaño de una partícula depende del procedimiento utilizado para obtener dicha medida.

Para determinar el tamaño de un grano, se puede utilizar alguna de las siguientes definiciones: Diámetro nominal, de cribado, de sedimentación, estándar de sedimentación o triaxial. Para los alcances de este trabajo sólo se explicará y utilizará el diámetro de cribado.

2.1.6.1 Diámetro de cribado

Se determina mediante la abertura de la malla por la cual una partícula de sedimento pasa, es un método útil para determinar tamaños en arena y gravas. En el caso de partículas alargadas que cuentan con una sección transversal angosta, esto puede significar que pase o no por una determinada malla. En caso de pasar, significa que la clasificación es de acuerdo a la menor área transversal, en caso contrario, la partícula queda clasificada según su mayor área transversal. El valor de la abertura de una malla significa el número de hilos contenidos en una pulgada.

2.1.7 Forma

La forma de una partícula describe su apariencia sin considerar su tamaño o densidad, sin embargo, es una propiedad de gran importancia debido a su relación con el movimiento del sedimento, ya sea en asentamiento o desplazamiento; además la forma es útil para determinar ciertas características en suelos no cohesivos como el ángulo de reposo, la porosidad y el poder de abrasión de cada uno de los granos.

Como se mencionó anteriormente, las partículas de materiales naturales cuentan con un sinfín de formas distintas haciendo difícil su clasificación.

A continuación se describen algunos de los parámetros utilizados para precisar la forma de las partículas.

2.1.7.1 Factor de forma, SF

El factor de forma según varios investigadores es el parámetro más adecuado para estudiar el efecto de la forma sobre la velocidad de caída de un grano y se define de la siguiente forma

$$SF = \frac{c}{\sqrt{ab}} \quad (2.4)$$

Siendo a, b y c las dimensiones de los tres ejes de una partícula. Para el caso de esferas SF=1, para otras formas SF<1.

En algunas ocasiones se utilizan gráficas que facilitan la obtención del factor de forma mediante la combinación de las dimensiones de los tres ejes longitudinales, como las mostradas en la Figura 2.1.

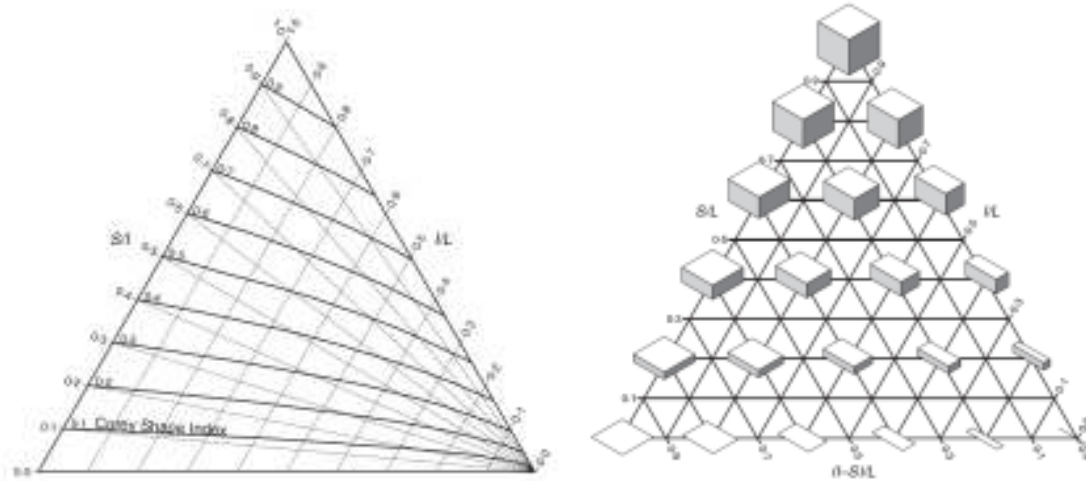


Figura 2.1 Gráfica de Corey (izq.) y gráfica de Sneed y Folk (der.), para el factor de forma.

2.1.7.2 Esfericidad, E

Wadell clasificó mediante una comparación entre una esfera y las partículas de un material sedimentario partiendo del principio donde se define a una esfera como el cuerpo que tiene la menor superficie por unidad de volumen. Él definió la esfericidad como la raíz cúbica del cociente que compara el volumen de una partícula entre el volumen de la menor esfera que la circunscribe (ecuación (3.5)).

$$\varepsilon = \left[\frac{V_p}{V_s} \right]^{1/3} \quad (2.5)$$

Una esfera por definición tiene una esfericidad $\varepsilon=1$, cualquier otra partícula será $\varepsilon<1$. La esfericidad promedio de las partículas naturales varía entre 0.6 y 0.85.

2.1.7.3 Redondez

La redondez define el contorno o los bordes de una partícula. Si se considera el área que proyecta una partícula en su posición más estable (la menor dimensión de eje), el índice de redondez se define como el cociente que resulta del radio promedio de curvatura del contorno de la superficie proyectada entre el radio del círculo máximo que puede inscribirse en el área proyectada (García & Maza, 1998).

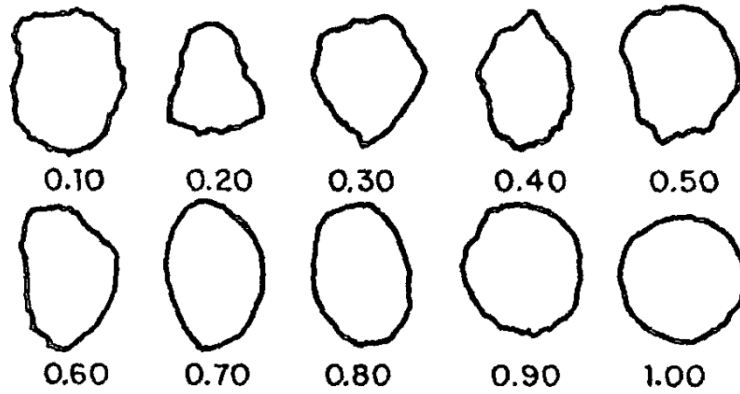


Figura 2.2 Índice de redondez de las partículas

La redondez describe que tan chatos o puntiagudos son las aristas de una partícula; si una partícula muestra angulosidades, tendrá un índice bajo de redondez, por el contrario, si muestra aristas chatas, tendrá un índice alto de redondez.

En partículas naturales la redondez varía entre 0.3 y 0.8. Para dar una idea de la apariencia que tienen los sedimentos según su redondez en la Figura 2.2 se muestran distintos contornos con los índices de redondez correspondientes.

2.1.8 Velocidad de caída

Cuando una partícula de sedimento cae dentro de un líquido en reposo, el peso de ésta tiende a equilibrarse con la fuerza del líquido que se opone a su caída. Al momento de equilibrarse, la partícula alcanza su velocidad de caída final ya que en ese instante comienza a caer con una velocidad uniforme.

2.1.8.1 Partículas esféricas

La velocidad de caída se calcula mediante la siguiente expresión

$$\omega = \left[\frac{4}{3} \frac{1}{C_D} \left(\frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma} \right) g D \right]^{1/2} \quad (2.6)$$

Donde γ_s y γ representan el peso específico de la fase sólida de la partícula y la del líquido respectivamente, g es la aceleración de la gravedad, D es el diámetro de la partícula y C_D es el coeficiente de arrastre, el cual depende del número de Reynolds.

$$R\omega = \frac{\omega D}{\nu} \quad (2.7)$$

Para determinar analíticamente la velocidad de caída de una partícula de diámetro y densidad conocidos se debe proponer un coeficiente de arrastre y se calcula ω con la ecuación (2.6) y el número de Reynolds con la ecuación (2.7). Finalizado esto, se obtiene un nuevo valor del coeficiente de arrastre y se repite el cálculo. Este es un método iterativo, por lo que finalizará cuando el coeficiente de empuje con el que se inicia el cálculo sea igual al obtenido al final.

2.1.8.2 *Partículas naturales*

La velocidad de caída de este tipo de partículas debe determinarse en el laboratorio, sin embargo, cuando esto no es posible, se deben utilizar ecuaciones o criterios empíricos para el cálculo.

2.1.8.3 *Ecuación de Rubey*

Rubey propuso la siguiente ecuación para obtener la velocidad de caída

$$\omega = \left[\frac{2}{3} \left(\frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma} \right) gD + \frac{36\nu^2}{D^2} \right]^{1/2} - \frac{6\nu}{D} \tag{2.8}$$

La velocidad de caída de las partículas de cuarzo varía en función de la temperatura del agua y del tamaño o diámetro de las partículas.

2.2 CLASIFICACIÓN DEL TAMAÑO DEL SEDIMENTO

Los sedimentos existen en un amplio rango de tamaños, se pueden hallar desde microscópicos como las arcillas, hasta de varios centímetros como los bloques de piedra que sirven como rompeolas. El diámetro es el parámetro más importante de todos, el resto se determinan mediante índices geométricos de redondez.

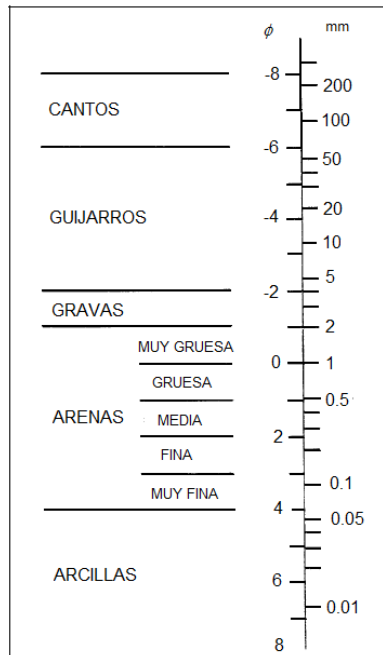


Figura 2.3 Clasificación de Wentworth según el tamaño de los sedimentos en unidades phi y mm. (Tomado de CERC, 1992)

La clasificación del sedimento en función de su tamaño se basa en la suposición de que el sedimento es aproximadamente circular y que el diámetro del mismo puede ser tomado a partir de un corte transversal del grano. Las clasificaciones más usadas son las escalas de Wentworth (1992) y Krumbein (1936). Wentworth hace una división de las partículas según su diámetro en cuatro grupos (Figura 2.3): fango (menos de 0.06 mm), arena (entre 0.05 y 2 mm), grava (entre 2 y 64 mm), canto rodado (mayor a 64 mm). La estadística ha demostrado que el rango de tamaños de

las partículas tiene una distribución logarítmica con base dos, es por ellos que Krumbein propuso un sistema alterno llamado “escala phi” en donde el diámetro es expresado como sigue:

$$\varphi = -\log_2(D) \quad (2.9)$$

D es el diámetro de la partícula en mm.

Para convertir de unidades phi a milímetros, se usa la ecuación inversa:

$$D = 2^{-\varphi} \quad (2.10)$$

Las ventajas de utilizar la escala phi incluyen:

1. Maneja números enteros
2. Permite comparar la distribución de tamaños la ser adimensional.

Las desventajas de las unidades phi son:

1. Conforme el diámetro aumenta, el número phi disminuye, lo que puede provocar confusión
2. Es difícil interpretar las unidades phi físicamente si no se cuenta con experiencia suficiente.
3. Las unidades phi no representan una unidad de longitud ya que son adimensionales. (CERC, 1995).

A continuación se muestra una tabla que compara las escalas de Wentworth y Krumbein:

Tabla 2.3 Escalas de Wentworth y Krumbein

	Categorías	Milímetros	phi
Grava	Canto rodado	> 64	< -6
	Guijarro	64 - 4	-6 - -2
	Grava muy fina	4 -2	-2 - -1
Arena	Gruesa	2 - 0.5	-1 - 1
	Media	0.5 - 0.25	1 - 2
	Fina	0.25 - 0.06	2 - 4
Fango	Limo	0.06 - 0.002	4 - 9
	Arcilla	< 0.002	> 9

Una vez finalizado el análisis por cribado, es posible graficar los pesos de los sedimentos que quedaron en cada tamiz, cada peso es dividido entre el peso total de la muestra para calcular su porcentaje. La frecuencia acumulativa para cada tamaño de grano se obtiene sumando el peso retenido en la malla mas los pesos retenidos en las mallas arriba en la pila. La naturaleza del sedimento puede ser descrita mediante el uso de un histograma en el cual se puede observar la distribución del sedimento a lo largo de los distintos tamaños. Las muestras mal seleccionadas

pueden llegar a tener múltiples picos, mientras que las bien seleccionadas contarán solo con un pico (unimodal).

Para caracterizar una muestra de sedimentos se deben determinar ciertos valores como lo son la mediana del diámetro de las partículas (diámetro que divide a la curva del peso acumulativo por la mitad) y el diámetro medio M_φ . La mediana se define como:

$$M_{d\varphi} = d_{50}$$

Para determinar el diámetro medio y algunos valores que describen la distribución granulométrica de las muestras se utilizan dos métodos: el método de los momentos (Moussa, 1977) y el método gráfico de Folk (Folk, 1974).

2.2.1 Método de los momentos

Matemáticamente se puede determinar el tamaño de los sedimentos utilizando un método estadístico llamado "método de los momentos".

El momento estadístico es el momento de una cierta clase de tamaño con respecto a un punto arbitrario, en el caso de las distribuciones en el diámetro de los sedimentos, es el momento por unidad de frecuencia. Se determina mediante la sumatoria del momento de cada tamaño de partícula (la frecuencia del porcentaje de cada tamaño por la distancia de cada uno desde el origen) dividido entre 100.

El primer momento define al diámetro medio de la muestra (M_φ) y se calcula de la siguiente manera:

$$M_\varphi = \frac{\sum_{i=1}^n f_i m_{\varphi i}}{100}$$

donde: n es el número de clases, f_i es la frecuencia en porcentaje para cada una de las clases y $m_{\varphi i}$ es el punto medio de cada una de las clases.

El segundo momento describe la distribución de los valores alrededor del diámetro medio, es entonces la desviación estándar y se calcula por medio de la siguiente expresión:

$$\sigma_\varphi = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n f (m_{\varphi i} - M_\varphi)^2}{100}}$$

El tercer momento define la simetría de la distribución:

$$\alpha_\varphi = \frac{\sum_{i=1}^n f (m_{\varphi i} - M_\varphi)^3}{100\sigma^3}$$

El cuarto momento representa la curtosis de la distribución de los sedimentos y se determina por medio de la siguiente expresión:

$$K_\varphi = \frac{\sum_{i=1}^n f (m_{\varphi i} - M_\varphi)^4}{100\sigma^4}$$

2.2.2 Método gráfico

Una manera muy simple de calcular la distribución de los granos de una muestra es graficando los puntos obtenidos en un papel cuyo eje de las abscisas representa el tamaño de grano, contra la frecuencia acumulada en el eje de las ordenadas en escala logarítmica.

La curva que se obtiene muestra tres puntos importantes:

- El 50° percentil φ_{50} (la mediana de la muestra)
- El 16° percentil φ_{16}
- El 84° percentil φ_{84}

Para calcular la desviación estándar son necesarios otros puntos como el 5° y 95° percentiles representados por φ_5 y φ_{95} respectivamente.

Para obtener el valor del diámetro medio se utiliza la siguiente expresión:

$$M_{\varphi} = \frac{\varphi_{16} + \varphi_{50} + \varphi_{84}}{3}$$

La desviación estándar se calcula mediante la formulación de Folk (Folk, 1974):

$$\sigma_{\varphi} = \frac{\varphi_{84} - \varphi_{16}}{4} + \frac{\varphi_{95} - \varphi_5}{6.6}$$

El siguiente parámetro estadístico de gran importancia es el de simetría, el cual refleja una medida de cuanto se aleja la curva de distribución granulométrica de una distribución normal y se obtiene mediante la siguiente expresión:

$$\alpha_{\varphi} = \frac{\varphi_{16} + \varphi_{84} - 2\varphi_{50}}{2(\varphi_{84} - \varphi_{16})} + \frac{\varphi_5 + \varphi_{95} - 2\varphi_{50}}{2(\varphi_{95} - \varphi_5)}$$

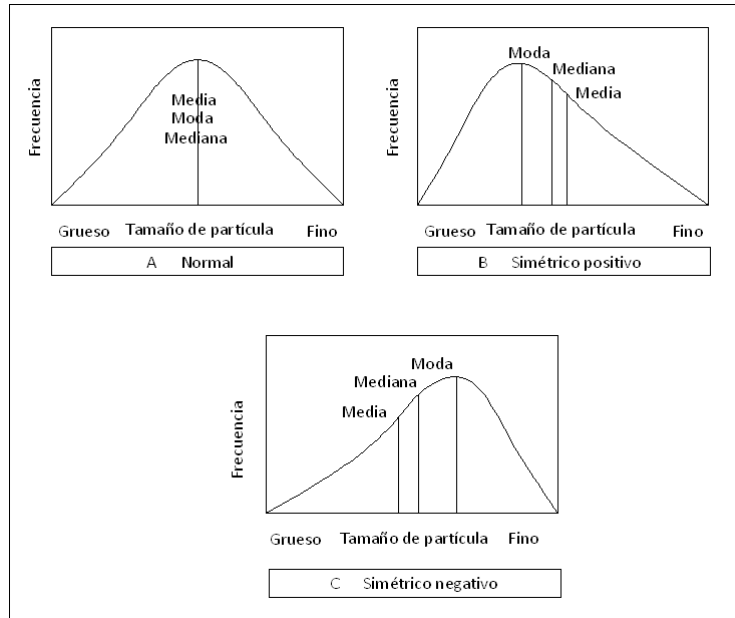


Figura 2.4 Curvas de frecuencia mostrando la media, moda, mediana y la diferencia entre una curva normal y asimétricas.

Los valores de la simetría varían entre -1 y 1, siendo el valor 0 la distribución perfecta de granos en la muestra. Cuando una curva es negativa, representa que existe una predominancia en los sedimentos finos, por otro lado, cuando la curva es positiva, refleja una mayor cantidad de partículas gruesas. La Figura 2.4 muestra ejemplos de las curvas con valores negativo, nulo y positivo en la simetría.

Rango Phi	Descripción:
	Desviación estándar:
< 0.35	Muy buena clasificación
0.35 – 0.50	Buena clasificación
0.50 – 0.71	Moderadamente bien clasificada
0.71 – 1.00	Clasificación moderada
1.00 – 2.00	Clasificación pobre
2.00 – 4.00	Clasificación muy pobre
> 4.00	Clasificación extremadamente pobre
	Sesgo:
< -0.3	Sesgo muy grueso
-0.3 a - 0.1	Sesgo grueso
-0.1 a 0.1	Cercanamente simétrico
0.1 a 0.3	Sesgo fino
> 0.3	Sesgo muy fino
	Curtosis:
< 0.65	Muy platicúrtico (plano)
0.65 – 0.90	Platicúrtico
0.90 – 1.11	Mesocúrtico
1.11 – 1.50	Leptocúrtico
1.50 – 3.00	Muy leptocúrtico
> 3.00	Extremadamente leptocúrtico

Figura 2.5 Distribución de rangos para la desviación estándar, el sesgo y la curtosis

Por último, otro parámetro de gran utilidad es la curtosis, la cual es una medida de la agudeza de una curva, relaciona el grado de clasificación en la parte central de la curva de distribución granulométrica respecto a los extremos de la misma y se calcula de la siguiente manera:

$$K_{\phi} = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2.44(\phi_{75} - \phi_{25})}$$

Los investigadores King y Galvin (2002) definieron los rangos de la distribución de sedimentos para la desviación estándar, el sesgo y la curtosis (Figura 2.5) con el fin de facilitar las conclusiones basadas en el grado de clasificación y el posible mecanismo de depósito.

Es común pensar que los granos finos se encuentran alejados de su área-fuente, mientras que los granos gruesos se encuentran cerca de ella. Los estudios indican que en los distintos ambientes de depósito los sedimentos se hacen más finos al alejarse de su fuente, pero existe mucha variabilidad en los cambios que solo mediante estudios muy detallados de campo y laboratorio pueden determinarse. El tamaño de grano está relacionado con la energía de la corriente en el lugar de depósito y del tamaño original de las partículas, mas no de la distancia.

La energía proporcionada a los sedimentos depende a su vez de la velocidad de la corriente o de la turbulencia del medio de transporte. Una vez que se han tomado en cuenta las limitaciones del material de las partículas, se puede aplicar la regla de que los sedimentos tienden a disminuir su tamaño en la dirección del transporte (Folk, 1969). Esto sucede no por la abrasión, sino por la clasificación selectiva en la cual los granos más pequeños adelantan a los más grandes y pesados.

Las partículas reducen su tamaño conforme la energía del medio de transporte disminuye, por ejemplo, en las zonas donde la acción de las olas gobierna, los sedimentos más finos se localizan en aguas profundas. A su vez, las zonas donde las corrientes son predominantes como en los canales de marea, los granos más gruesos se encuentran en aguas profundas, debido a la acción de éstas sobre el fondo.

El grado de clasificación es un parámetro que depende de la granulometría del material, del tipo de depósito y de la ocurrencia de las corrientes. Se ha encontrado que la clasificación de los sedimentos depende del tamaño de las partículas, si se grafica el tamaño medio contra el grado de clasificación, se obtiene un senoide distorsionado de dos ciclos. Las arenas de playa con tamaño promedio entre 1 y 3 ϕ cuentan con grados de clasificación entre 0.25 y 0.5 ϕ . Los sedimentos de playa originarios del derrumbe de los acantilados suelen tener una mala clasificación debido a la continua aportación de detritos que no alcanzan a ser seleccionados por las olas.

CAPÍTULO 3
TRABAJO DE CAMPO Y LABORATORIO

Equation Chapter 3 Section 1

3 TRABAJO DE CAMPO Y LABORATORIO

3.1 PROCEDIMIENTOS EN CAMPO

Para conocer las características y distribución de los sedimentos a lo largo de la zona litoral, es necesario contar con una buena estrategia de muestreo. Para lograr esto, los sitios deben ser cuidadosamente seleccionados con base en la morfología de la zona y en los cambios que sufre la línea de costa según la estación del año y/o debido a estructuras naturales o artificiales.

El número de muestras a recolectar depende de los objetivos que se persigan en la investigación específica:

- Si solo se desea indagar la tipología promedio del sedimento una o varias celdas litorales, de manera independiente, con unas pocas muestras puntuales basta. La separación longitudinal entre muestras puede ser del orden de kilómetros.
- Si el estudio requiere caracterizar un sitio completo en el contexto de las variaciones morfológicas entre varias celdas litorales, se necesita una amplia variedad de muestras. Según Hobson (1977), si se cuenta con un buen muestreo a lo largo de distintos trayectos de playa, esto puede reducir las altas variabilidades en la distribución de tamaños de grano. En este caso la separación longitudinal entre muestras puede ser del orden de las centenas de metros.
- Si lo que se pretende es analizar las diferencias entre celdas litorales y al interior de cada una, se requiere un mayor número de muestras. La separación longitudinal en este caso puede ser del orden de las decenas de metros o incluso menor.

En todos los casos es de gran importancia localizar los sitios a muestrear, de acuerdo con Stauble y Hoel (1986), a lo largo del perfil se debe obtener una muestra en cada cambio brusco en la morfología del lugar: duna, berma, nivel de pleamar, nivel de bajamar y a intervalos de 3 metros en la zona sumergida hasta llegar a la profundidad de cierre. Si el muestreo es a lo largo de la costa, éste debe coincidir con líneas de auxilio con la finalidad de identificarlas en el espacio y relacionarlas con la morfodinámica e hidrodinámica de la zona (USACE, 1995).

Para este trabajo, se seleccionaron las tres zonas más representativas del perfil de la playa:

- Zona sumergida (Ps): La muestra fue tomada a una profundidad de 1.50 m y para el caso de las playas del Estado de Yucatán, se tomó a 0.50 m.
- Zona de lavado (PI): Abarca el material en la zona de rompiente y la zona donde se disipa la energía del oleaje.
- Zona seca o berma (Pb): Como su nombre lo indica, la muestra es tomada de la parte final de la línea de playa.

A lo largo de toda la línea de costa de la Península de Yucatán se muestrearon 51 sitios distintos, cada uno con dos, tres o cuatro muestras a lo largo del perfil de playa, lo que hace un total de 145 puntos de muestreo analizados (Figura 3.1).

Es importante registrar la posición de donde se tomó cada una de las muestras, si bien, en ocasiones es suficiente con hallar marcas o edificaciones cercanas, hay zonas donde la infraestructura es muy cambiante o simplemente no es posible detectar un lugar fijo que permita

recuperar la posición. En estos casos, el uso de un equipo GPS es de gran utilidad. Se recomienda ampliamente el uso del sistema de referencia conocido como Universal Transverse Mercator (UTM) dada su generalidad y precisión.



Figura 3.1 Toma de muestras, zona seca (izq.) y zona de lavado (der.)

El sistema internacional de coordenadas UTM fue desarrollado por el Ejército Estadounidense, extendiéndose alrededor de la Tierra desde 84 grados Norte hasta 80 grados Sur. El mundo está dividido en 60 zonas en el Hemisferio Norte y 60 zonas correspondientes al Hemisferio Sur; cada zona cubre 6 grados de longitud, 3 grados hacia el Este y 3 grados hacia el Oeste desde el meridiano central. Las zonas son numeradas desde el Oeste hacia el Este a partir del meridiano de 180 grados.

Para especificar una localización en coordenadas UTM se requiere conocer el elipsoide de referencia y la zona UTM donde se encuentra el sitio. En la Figura 3.2 se muestran las zonas UTM de la República Mexicana.

Las coordenadas UTM son expresadas por medio de valores Este y Norte. El metro es la unidad estándar de las mediciones en coordenadas UTM.

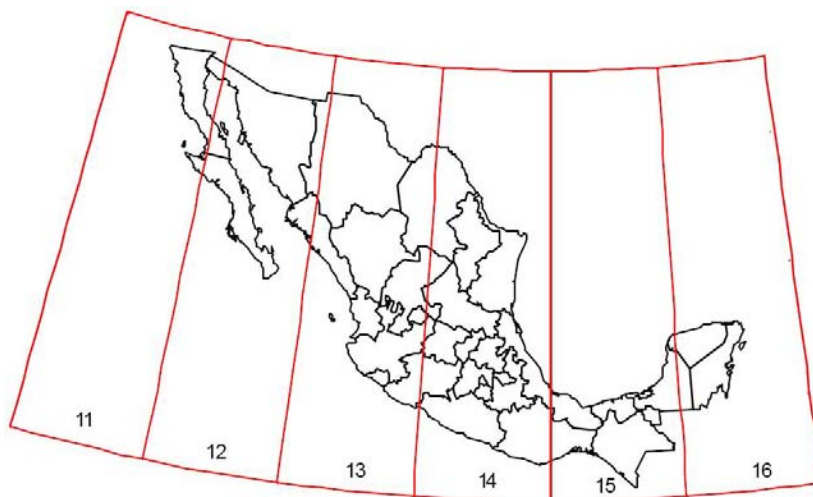


Figura 3.2 Zonas UTM de México

3.2 PROCEDIMIENTOS EN EL LABORATORIO

3.2.1 Análisis granulométrico

Para conocer la distribución de los tamaños de las partículas en una muestra determinada, es necesario separar dicha muestra en fracciones, para ello se utilizan métodos mecánicos que facilitan el proceso; el cribado por mallas y el análisis del suelo con hidrómetro son los métodos más utilizados. Los tamices ayudan a la obtención de las fracciones de materiales gruesos como son las gravas y las arenas. Por su parte, el hidrómetro determina las fracciones referentes al material fino como las arcillas y los limos. Para fines de este trabajo, únicamente se describirá el proceso de cribado por medio de mallas, dado que el porcentaje de finos es muy bajo.

El cribado por medio de tamices consiste en hacer pasar una muestra de sedimento a través de una pila de mallas y pesar el material retenido en cada una de ellas. El análisis estadístico básico que aquí se emplea, relaciona a las aberturas de las mallas con el peso retenido; así se obtiene una tabla de distribución de frecuencias, en otras palabras, se obtiene la representación tabular de la distribución de los tamaños de las partículas.

A continuación se describe el proceso empleado en esta Tesis para el análisis de las muestras de la Península de Yucatán:

1. Se obtiene una muestra de material *in situ*, la cual es colocada en un horno para desecarla totalmente (eliminar el peso del agua) a una temperatura recomendada de 240°C por 24 horas (Figura 3.3). Una vez seco el material se pesan 500 gramos de la muestra.
2. Mediante un análisis visual de los distintos tamaños de las partículas de la muestra, se seleccionan los tamices apropiados a utilizar según la abertura de la malla (Figura 3.4). En caso de tener una muestra con muchas partículas o granos gruesos y dependiendo de la capacidad de la cribadora, es probable que los sedimentos se criben en dos tandas.



Figura 3.3 Proceso de desecado de muestras



Figura 3.4 Análisis visual y selección de tamices

3. Una vez seleccionadas las mallas necesarias, éstas se apilan en orden descendente según su abertura. En la base de la pila se coloca una charola que recolecta el material fino.



Figura 3.5 Proceso de agitación mediante una cribadora

4. La muestra seca, previamente pesada, se vierte sobre la pila de mallas con la finalidad de que el material pase a través de las aberturas de los distintos tamices y que éste sea retenido según su diámetro. Una vez depositado el material dentro de los tamices, se coloca una tapa sobre el de mayor abertura para comenzar la agitación. Para el caso específico de arenas, se recomienda que el tiempo sea de cinco minutos como mínimo. El proceso de agitación puede ser efectuado mediante el uso de una cribadora (Figura 3.5) o dispositivo mecánico especial (ro-tap).
5. Finalizada la agitación del material, se procede a pesar el sedimento que ha quedado retenido en cada malla y en la charola final (Figura 3.6); se debe procurar que no existan partículas obstruyendo las aberturas de los tamices, ya que éstas pueden alterar los resultados. Una vez concluido esto, se suman todos los valores obtenidos y se comprueba que el resultado sea semejante al peso original, se acepta como máximo el 1% de error.



Figura 3.6 Material separado después del cribado

Las aberturas de malla recomendadas por la American Society for Testing Materials (ASTM) son las siguientes: 7/16' (11.2 mm), 5/16' (8 mm), 5x5 (4 mm), 8x8 (2.36 mm), 10x10 (2 mm), 14x14 (mm), 18x18 (mm), 25x25 (0.71 mm), 35x35 (0.50 mm), 45x45 (0.355 mm), 60x60 (0.250 mm), 80x80 (0.180 mm), 120 (0.125 mm), 170 (0.090 mm), 230 (0.063 mm) y 270 (finos) (0.053 mm).

3.2.2 Peso volumétrico

El peso volumétrico se define como la masa por unidad de volumen. Para determinar la densidad mediante un método experimental, fue necesaria la utilización de una cápsula con volumen conocido y relleno a ras sin dejar huecos (Figura 3.7). Finalizado esto, se procede a tomar el peso y restar el peso de la cápsula vacía. Con el peso obtenido y el volumen se calcula la densidad en kg/m^3 , al multiplicar la densidad por la gravedad se obtiene el peso específico.



Figura 3.7 Cápsula con material para la estimación del peso volumétrico

3.2.3 Densidad relativa

Para obtener la densidad relativa se debe comparar, mediante un cociente, las densidades de dos sustancias. En la práctica, se suele tomar la densidad de una sustancia determinada y compararla contra una densidad de referencia, que para el caso de líquidos y sólidos, suele ser la del agua a una temperatura de 4 °C y a presión de 1 ATM. Por tal motivo, la densidad relativa es un parámetro adimensional y se denota como S_s .

A continuación se describe el procedimiento que se utilizó para determinar la densidad relativa de las muestras de la Península de Yucatán:

1. Se separa del análisis granulométrico la porción de muestra cuyo peso retenido en las mallas sea el mayor, es decir, se separa la *moda* de los diámetros ya que funge como la parte más representativa de la muestra.
2. Son necesarios dos matraces de aforo de vidrio calibrados, uno de 100 ml y otro de 50 ml. Es importante utilizar este tipo de matraz, ya que debido a sus características de cuello angosto y largo, es fácil tener una gran exactitud en cuanto al volumen de agua colocado, un cambio en el volumen se traduce en aumento en la altura del líquido.
3. Una vez pesados los matraces vacíos, se vierte agua destilada hasta la marca del menisco para tomar el peso nuevamente de cada uno de ellos (Figura 3.8).



Figura 3.8 Matraz con agua destilada

4. Se debe vaciar el matraz para colocar el material seco; se colocan 50 gramos en el matraz de 100 ml y 25 gramos en el de 50 ml.
5. Se vierte nuevamente agua destilada a cada matraz, sin retirar el material seco. Se debe tener cuidado en no sobrepasar el menisco con agua (Figura 3.9).



Figura 3.9 Matraces con agua y material

6. Finalizado este proceso, se colocan los matraces a “baño María” a una temperatura de 120 °C aproximadamente por 15 minutos. Esto con el objeto de eliminar el volumen de aire que queda atrapado entre las partículas de arena (Figura 3.10).



Figura 3.10 Matraces a baño María

7. Los matraces deben dejarse enfriar hasta que lleguen a la temperatura ambiente, el tiempo de espera es alrededor de 3 horas. Para evitar el “choque térmico” es recomendable colocarlos sobre madera o algún material aislante (no metálico).
8. Una vez que el agua está a temperatura ambiente, generalmente el nivel alcanzado por la misma es debajo del menisco debido al volumen de aire liberado. Se debe colocar el agua faltante y finalmente tomar el nuevo peso para hacer los cálculos pertinentes.

La densidad relativa se calcula con la siguiente expresión:

$$S_s = \frac{W_s}{W_s + W_{fw} - W_{fsw}} \quad (3.1)$$

Donde: S_s es la densidad relativa [1]

W_s es el peso del material seco [g]

W_{fw} es el peso del matraz mas el agua [g]

W_{fsw} es el peso del matraz mas el agua mas el material seco [g]

3.2.4 Ángulo de reposo

Al dejar caer partículas o granos de cualquier tipo sobre una superficie horizontal, éstas tienden a apilarse en forma de cono, al estabilizarse por sí mismas se dice que el ángulo que se forma entre la horizontal y la generatriz del cono es el ángulo de reposo, este valor determina el talud natural de un material.

Analizando los valores del ángulo de reposo, se puede determinar qué tipo de material es el que predomina en una playa. Por ejemplo, las muestras con altos contenidos de grava o conchas

tienden a formar ángulos de reposo que varían entre los 40 y 48 grados. A su vez, las muestras con mayor porcentaje de arena suelen tener valores más bajos, generalmente entre 31° y 40°.

Para determinar el ángulo de reposo en el laboratorio, se diseñó una caja de acrílico de 10 x 10 cm con uno de los lados deslizables para liberar el sedimento. La caja fue colocada a una cierta altura para permitir el libre paso de las partículas. Uno de los lados cuenta con un transportador que mide el ángulo de inclinación de los granos que quedan dentro de la caja (Figura 3.11). El experimento se debe repetir varias veces (entre seis y diez) para obtener un promedio de las lecturas y determinar el valor final.



Figura 3.11 Caja de acrílico con transportador adaptado

Cabe aclarar que los procedimientos aquí descritos responden a prácticas de uso común y ofrecen resultados con precisión suficiente para la práctica de la ingeniería, sin embargo, la medición de estos mismos parámetros cuando se requiere mayor precisión, debe hacerse cumpliendo con la normatividad vigente y, de preferencia, en un laboratorio certificado.

3.2.5 Forma

Para determinar el factor de forma en el laboratorio, es común emplear la fórmula de Corey, la cual es función de las dimensiones (largo, ancho y profundo) de los granos de material determinadas mediante un análisis fotográfico de las partículas y con la ayuda de una malla dibujada con aberturas de 1 mm para facilitar la medición.

CAPÍTULO 4
RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos después del análisis granulométrico y del cálculo de los parámetros físicos que caracterizan un sedimento. La combinación de esta información con los datos geográficos de toma de muestras es, efectivamente, lo que permite llevar a cabo una zonificación de la península y clasificar los sitios según las características estimadas en el laboratorio. La Figura 4.1 es un mapa con los sitios muestreados, donde se puede observar que el análisis abarca toda la Península de Yucatán, teniendo mayor número de muestras en el Estado de Quintana Roo, especialmente en la barra de Cancún, lo cual obedece al interés por estudiar de manera detallada los procesos de erosión debida a la ocurrencia de tormentas y el comportamiento de los rellenos de playa de los años 2006 y 2009-2010.

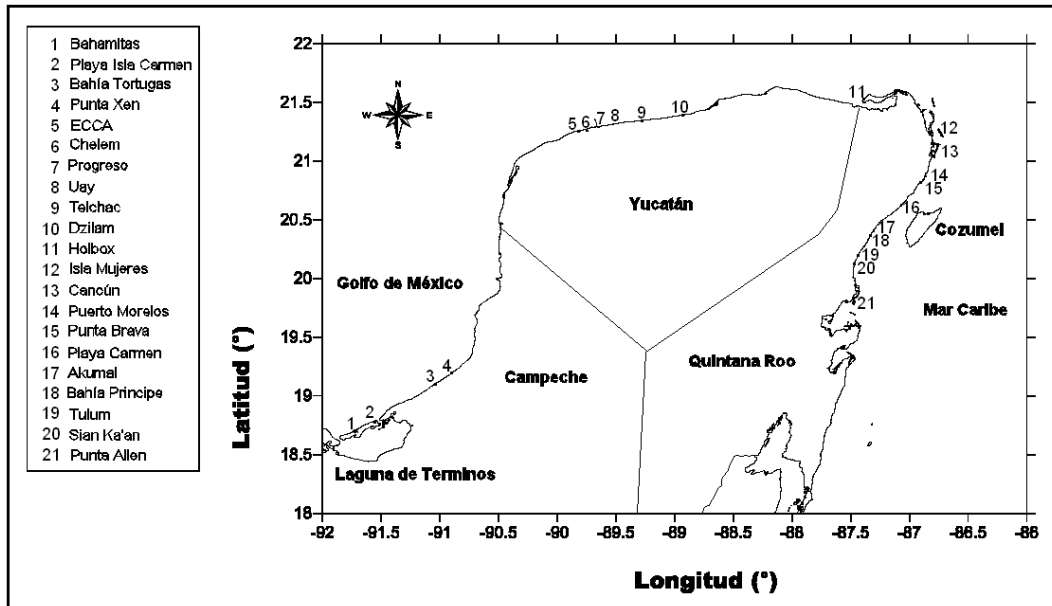


Figura 4.1 Distribución geográfica de los sitios muestreados

Para definir las clases en que se agruparon los sedimentos se seleccionó la escala de Wentworth (1992). En ella, las arenas son clasificadas, según su D_{50} , como gruesas (0.5 – 2 mm), medias (0.25 – 0.5 mm) y finas (0.06 – 0.25 mm), a su vez, cada uno de los tres grupos se subdividió en dos categorías en función del factor de forma. Los rangos de valores seleccionados son de 0.4 – 0.7 donde la partícula tiene una forma semejante a una hojuela y de 0.7 – 1.0 donde la partícula comienza a parecer un cubo. Dichos rangos son útiles para presentar un primer diagnóstico referente a la estabilidad de la playa, ya que la forma del sedimento indica qué tan fácil es para el flujo transportar las partículas de un lugar a otro. Esto es, mientras más aplanado es un grano de arena, es más fácil que se ponga en suspensión y, por tanto, la playa se puede inestabilizar con oleaje de menor energía. En cambio, si el sedimento es redondo, se necesita un esfuerzo mayor por parte del oleaje para moverlo.

De acuerdo con las clases definidas en el párrafo anterior, se tienen un total de seis grupos, la pertenencia a los cuales se fijó a partir del sedimento tomado en la zona de lavado en cada uno de los sitios de muestreo. Esta discriminación se debe a que tradicionalmente las playas de la península se han considerado como gobernadas por el oleaje y de ser así, se espera encontrar los mayores diámetros en la zona de estrán. En caso que en algún punto de muestreo el mayor

tamaño se encontrara en la duna o en la zona sumergida, se considera que dicha playa fue recientemente afectada por un evento extraordinario o porque la misma es inestable. En los siguientes apartados se presenta una descripción de los resultados hallados a partir de la clasificación sedimentológica y geográfica para cada uno de los estados de los que se han tomado muestras de arena.

4.2 COSTAS DE QUINTANA ROO

El análisis comienza en la parte norte de Quintana Roo con Isla Mujeres y el Punto G (Figura 4.2), ambos sitios son los únicos muestreados en esa área y se encuentran relativamente lejos del resto de los muestreos, por lo que no es práctica una comparación entre ellos. Las muestras obtenidas en las tres zonas del perfil de Isla Mujeres reflejan diámetros muy pequeños, siendo el encontrado en la playa seca el de mayor tamaño. Las particularidades morfológicas del sitio de muestra se relacionan directamente con las características encontradas en los sedimentos; dicha zona se ubica en la parte posterior a la isla, donde existe un oleaje muy poco energético que no mueve las partículas y, dada su baja energía, no es capaz de llevar hasta la playa material de tamaños mayores, por lo que únicamente en época de tormenta se puede considerar un aporte de sedimentos depositados en las dunas donde se aloja el mayor diámetro debido a la misma razón.

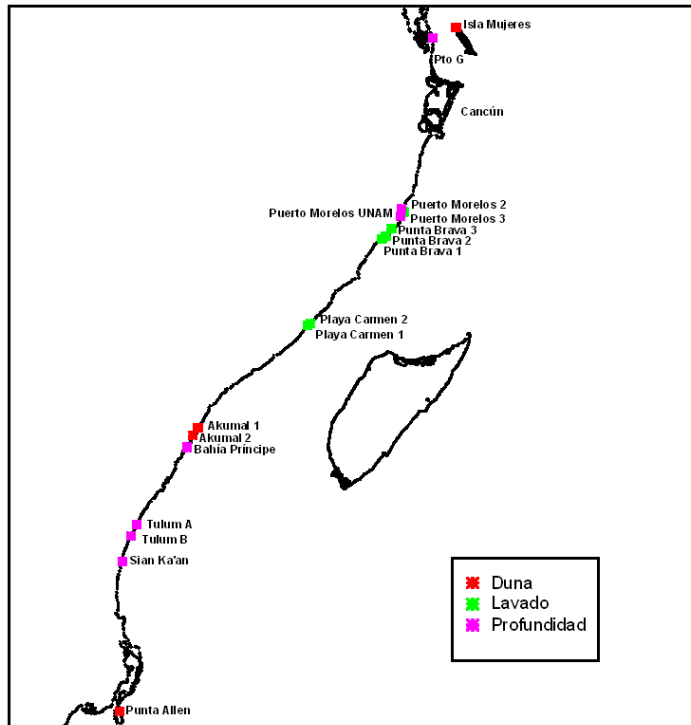


Figura 4.2 Ubicación, en el perfil de cada sitio de Quintana Roo, del mayor tamaño de grano

En cuanto al Punto G, que corresponde a punta Sam, únicamente se puede hablar de contaminación de las muestras y de una inestabilidad de la zona provocada por las construcciones que se estaban llevando a cabo cuando se tomaron las muestras.

Respecto del resto de las muestras, la variabilidad espacial del diámetro mayor a todo lo largo del perfil se presenta en la Figura 4.3. En ella se observa que los mayores tamaños de sedimento se encuentran en los sitios que no están protegidos por el arrecife, recibiendo de forma directa la energía del oleaje, como es el caso de Punta Brava. Esto coincide con los resultados en el mapa (Figura 4.2), ya que dichos diámetros se localizan en la zona de lavado. En cuanto a los diámetros

menores, éstos se relacionan con las discontinuidades del arrecife, que al producir refracción y difracción afectan la selección de las arenas, como es el caso de Tulúm.

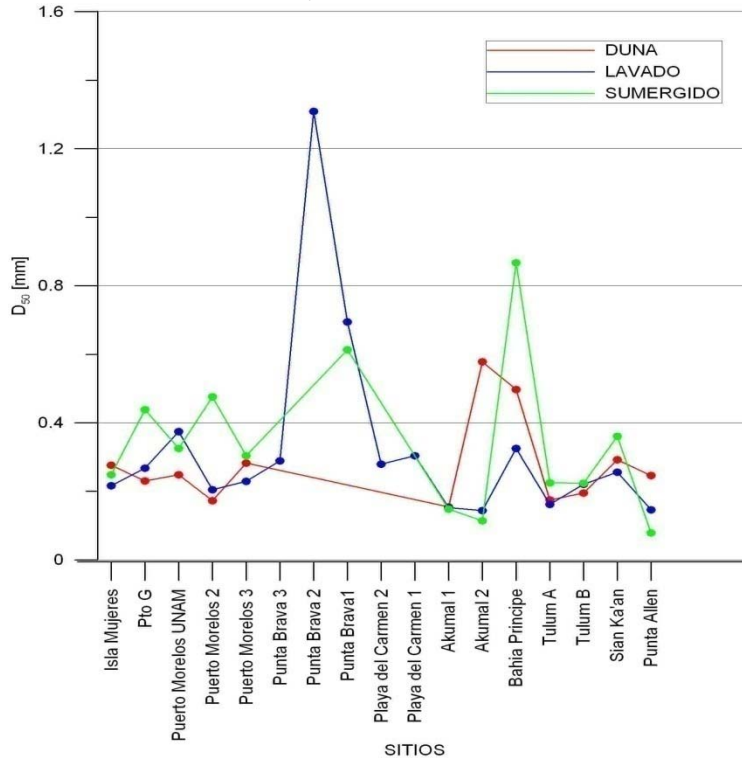


Figura 4.3 Variabilidad del diámetro representativo en Quintana Roo

Adicionalmente a la existencia del arrecife, otros factores intervienen en la distribución de los tamaños de las arenas en las costas de Quintana Roo, uno de ellos es la isla de Cozumel, que influye directamente en las propiedades mecánicas de los sedimentos de los sitios que quedan en su zona de sombra, como Akumal y Playa del Carmen. En estos sitios es interesante observar que el ángulo de incidencia del oleaje, que en aguas profundas tiene dirección SE-E (ver Figura 4.4), no puede llegar de manera directa sobre la costa y, la combinación de este efecto con la existencia de arrecife, deriva en un estado de muy poca energía del oleaje. Una consecuencia de este arreglo natural es el color rosado de los sedimentos en la zona de Akumal, misma que se puede apreciar en la Figura 4.5.

Rosa de oleaje

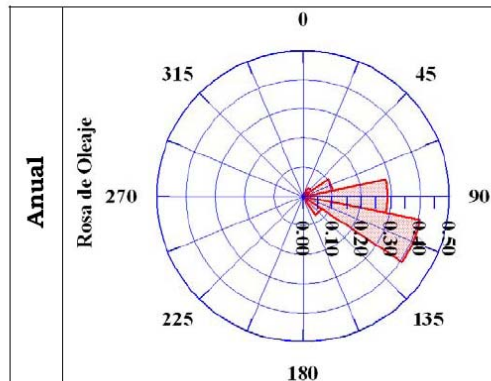
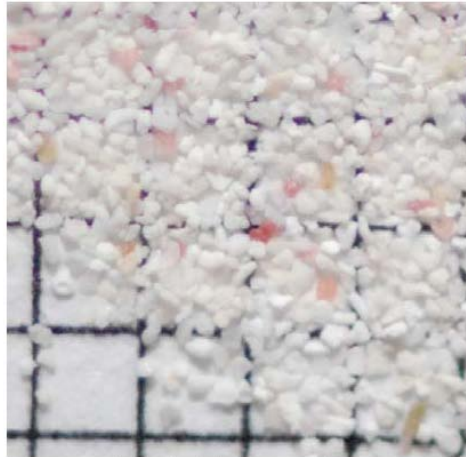


Figura 4.4 Rosa de oleaje de la zona de Cozumel



Retícula de la imagen: 1 mm

Figura 4.5 Evidencia de la existencia del arrecife en Akumal

El caso particular de Playa del Carmen merece una mención aparte, ya que en ella se halló arena media, un poco más fina que en Punta Brava que está al norte, pero más gruesa que en Akumal que se encuentra al sur. Esta playa es un caso interesante puesto que debido a los fenómenos de difracción tanto al norte como al sur de Cozumel, Playa del Carmen es el punto donde se deposita el sedimento de los dos extremos (similar al efecto de la creación de un tómbolo), lo que genera una distribución de tamaños que no responde a la dirección predominante del oleaje sino al efecto de la isla.

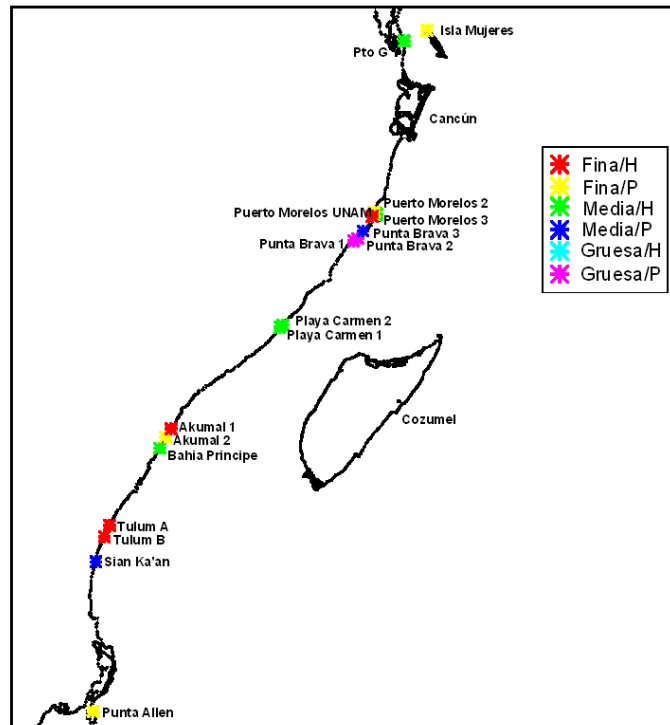


Figura 4.6 Clasificación de los sitios de muestreo de Quintana Roo por tamaño y factor de forma

La distribución de los tamaños del sedimento a lo largo del perfil, aporta información relevante respecto de la estabilidad y procesos que gobiernan la hidro-morfodinámica de las playas. Si bien, como se estableció antes, las playas de la península se han considerado gobernadas por el oleaje, a continuación se detallan algunas de las características del perfil de algunos de los sitios de muestreo y se relacionarán con los resultados obtenidos en planta a fin de verificar si dicha hipótesis es verídica.

De acuerdo con la Figura 4.6, en el tramo de playa entre Sian Ka'an y Bahía Príncipe, el sedimento más grueso, a lo largo del perfil transversal, se localiza en la zona sumergida, siendo así un tramo potencialmente inestable. El factor de forma del mismo tramo, tiene valores entre 0.4 y 0.7 (llamado "hojuela" y denotado en la imagen con la letra *H*), lo que bien puede confirmar la teoría de una playa inestable.

En el tramo de playa que va desde Playa del Carmen hasta Punta Brava, se observa el efecto del oleaje, como se mencionó en párrafos anteriores. Ahora el diámetro mayor se aloja en la zona de lavado, de ahí que el oleaje sea principal proceso que moldea las playas de dicho tramo. En cuanto al factor de forma, se obtuvieron, en la mayoría de los casos valores que tienden a la forma equidimensional (valores entre 0.7 – 1.0 denotados con la letra "*P*"), la combinación del factor de forma y la distribución del diámetro de los sedimentos en el perfil, hacen suponer que este tramo presenta una cierta estabilidad, pero en la realidad no es así. Playa del Carmen tiene un potencial de erosión muy grande, producto de la actividad humana que se presenta en sus playas.

Punta Allen es un sitio donde también se observan diámetros pequeños, sin embargo, es difícil hacer una comparación con el resto de las muestras de Quintana Roo, ya que esta zona fue muestreada en la parte donde se encuentra una punta arenosa, es decir, estas muestras se asemejan más al sedimento de una isla que de un continente y la dinámica a la que están sujetas es muy distinta. Este mismo fenómeno se observa en el otro extremo, al norte del estado, en Holbox, el cual es un sitio formado por una saliente de arena con sedimento que difiere totalmente de los sitios cercanos tanto en el estado de Yucatán como de los cercanos a Isla Mujeres. Este tipo de morfología es muy común en Quintana Roo incluso revisando los mapas geológicos, se percibe que Cancún fue una barrera similar, pero con el tiempo y como resultado de procesos de sedimentación y consolidación, se cerró dejando una laguna en su interior.

La Figura 4.7 muestra la distribución de los valores de la densidad relativa de las arenas a lo largo del estado; se encontró que los valores son constantes y muy similares en las tres zonas muestreadas. La única diferencia importante se observa en Akumal, contando con el menor valor de todo el Estado con 2.259, mientras que el valor promedio es de 2.594.

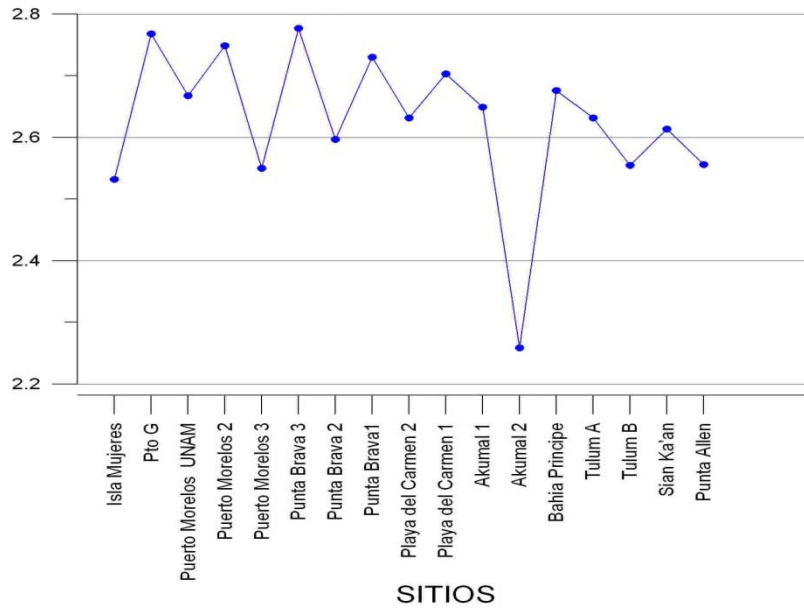


Figura 4.7 Distribución de la densidad relativa a lo largo de Quintana Roo

Por lo que toca a los valores de la desviación estándar no se puede hacer una zonificación ya que todas las muestras caen en el rango de “muy bien clasificadas” (ver figura 3.4), a pesar de las variaciones que se pueden observar (Figura 4.8), sin embargo, se puede comentar que Akumal vuelve a mostrar un comportamiento distinto al resto de las muestras obtenidas.

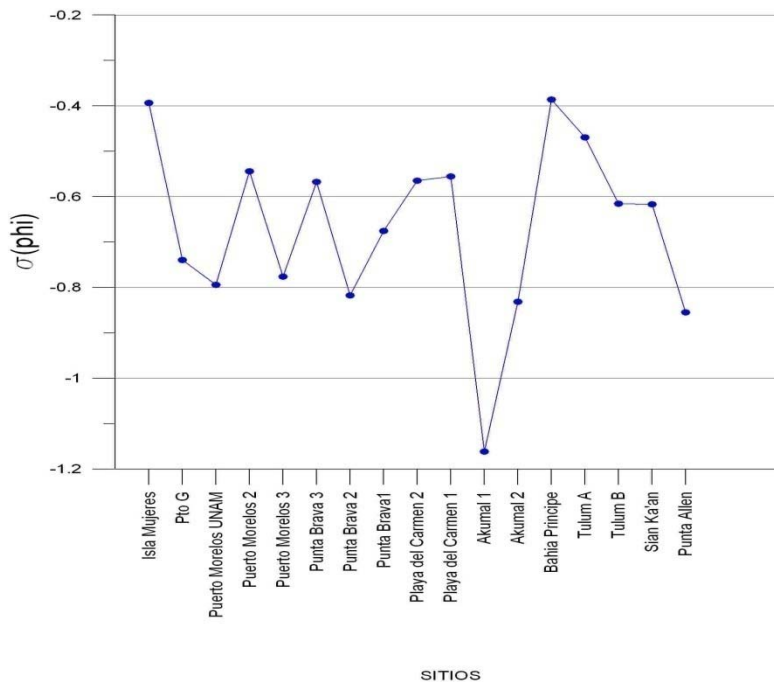


Figura 4.8 Variación de la desviación estándar a lo largo de Quintana Roo

4.2.1 Cancún

La barra de Cancún se analiza, para fines de este trabajo, de forma independiente al resto del estado de Quintana Roo, el motivo de esto es por el relleno que fue colocado en el 2006 después

del paso del Huracán Wilma. Por obvias razones con la llegada del nuevo sedimento cambiaron los procesos que se daban lugar en ese sitio de forma temporal. Por ejemplo, una vez colocado el relleno, la rompiente de las olas cambió debido a la nueva pendiente con al que contaba el perfil de la playa. Con el paso del tiempo, aproximadamente tres años, el mar volvió a modelar la playa y a seleccionar la arena en su intento por estabilizarse, pero por motivos atropicos, es muy difícil que el sistema alcance el equilibrio ya que los grandes hoteles fueron construidos sobre la duna logrando una erradicación de los almacenes naturales con los que cuentan las playas, provocando al fin la pérdida del material de relleno.

Todos los puntos de Cancún fueron muestreados inmediatamente después de terminado el relleno, con excepción de las muestras de playa Marlin, playa Delfines y frente al hotel Sun Palace, que fueron tomadas poco antes de la colocación del nuevo relleno en el 2009. Dichas muestras servirán como comparación para evaluar la auto-recuperación del sistema, más no servirán para el análisis de resultados ya que son pocas muestras y no se puede concluir sobre ellas.

Dejando de lado dichas muestras, se puede hacer una división en la barra principal, aproximadamente en el punto 7 (ver Figura 4.9) el cual se puede entender como punto de inflexión en lo que al sentido de transporte del sedimento se refiere; esto quiere decir que a partir de dicho punto el sedimento parte del material viaja hacia el sur y el resto hacia el norte. Analizando los diámetros tanto en duna como lavado y zona sumergida, se observa una disminución en el tamaño del grano conforme se avanza en la distancia hacia el sur. Esto habla de un transporte por medio del oleaje que deposita primero los granos más gruesos hasta llegar a los más finos en la punta sur de Cancún que coincide con la muestra 10, ahí los granos más finos son protegidos por la saliente que representa punta Nizúc. El punto 7, entonces, es una zona de depositación ya que es donde se encontró el mayor diámetro de toda la barra.

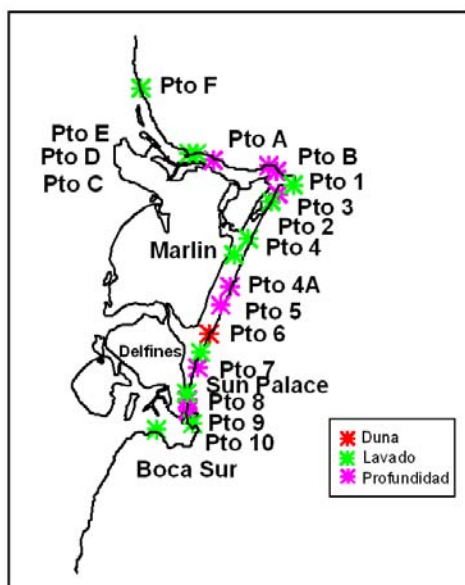


Figura 4.9 Ubicación, en el perfil de cada sitio de Cancún, del mayor tamaño de grano

En la Figura 4.10 se muestra la variación espacial del diámetro representativo en Cancún, en los tres puntos de muestreo de cada perfil. Es fácil identificar lo mencionado antes en cuanto al análisis del punto 7, el que tanto en zona seca, como lavado y sumergida cuenta con el mayor diámetro de sedimento y a partir de este punto tanto al norte como al sur, se observa la disminución del mismo.

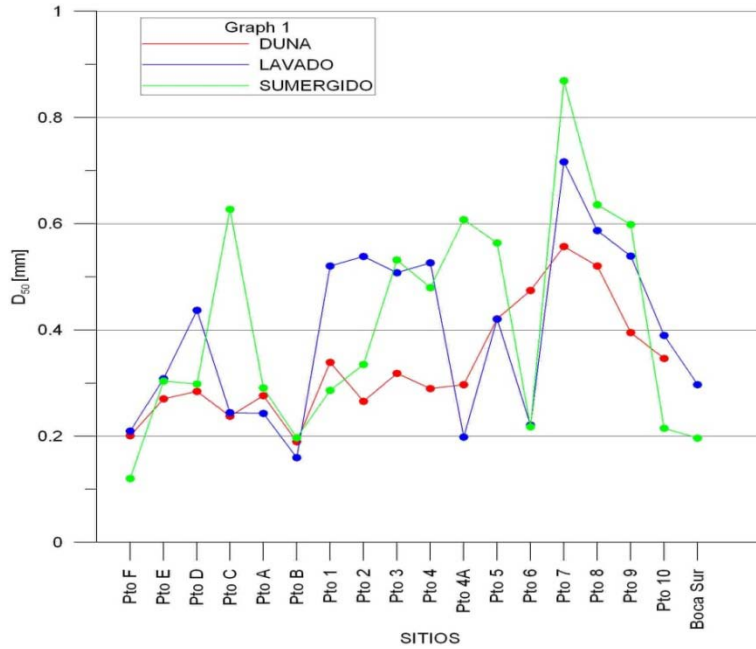


Figura 4.10 Variabilidad del diámetro representativo en Cancún

En la Figura 4.10 destacan algunas zonas en la barra donde el diámetro representativo disminuye drásticamente respecto a los demás diámetros, lo que puede indicar zonas de erosión, como por ejemplo el punto 6, el cual cuenta con valores muy bajos en cuanto al diámetro en zona de lavado y sumergida. Si se utilizan las fotos de satélite como herramienta de apoyo, es fácil observar que justo frente al punto 6 se localiza el hotel Omni Cancún, cuya construcción sobresale del límite de los demás hoteles, dejando sin duna a este tramo de playa.

En la Figura 4.11 se observa que el hotel se encuentra sobre la berma, dejando así, un tramo muy pequeño y vulnerable de playa seca.

Otro punto interesante de analizar con más detalle es el número 5 el cuál fue tomado frente a una zona perteneciente al Hotel Ritz, que no cuenta con construcción alguna, aquí es evidente el incremento de diámetro desde el punto 6 hasta este sitio (Figura 4.10). A nivel local esta playa tiene la capacidad de regenerarse con facilidad un vez que haya pasado una tormenta, debido a que dicha duna es capaz de aportar material para la auto-recuperación (Figura 4.12). En términos de distribución de sedimento a lo largo del perfil, este comportamiento se asocia con valores del tamaño de los granos muy parecidos en las zonas de duna y lavado.

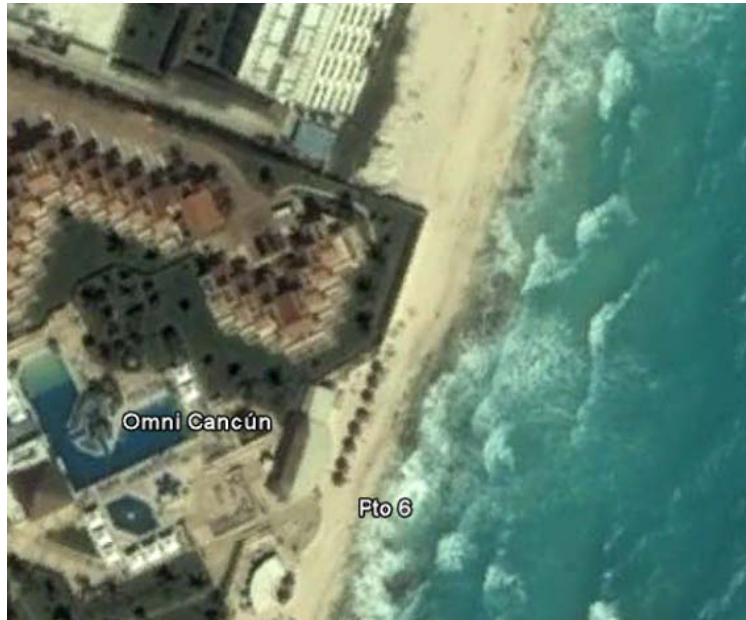


Figura 4.11 Construcción del Hotel Omni Cancún sobre la berma



Figura 4.12 Duna existente frente al Punto 5

Un rasgo característico que es posible observar a lo largo de la barra principal de Cancún, es que el sedimento más grueso se aloja en la zona sumergida, lo que es distintivo de playas inestables. Esta característica es atribuible al material de relleno, el cual fue tomado de un sitio incompatible con el material nativo e incompatible con el material contemplado en los cálculos del diseño del relleno. Haciendo un análisis de las muestras (Marlín, Delfines y Sun Palace) tomadas tres años después del Huracán Wilma, se puede observar que el diámetro mayor cambió de posición, albergándose en la zona de lavado (Figura 4.9), lo cual indica que la barra fue reconfigurada por el oleaje con el paso del tiempo y llevada a un estado de equilibrio temporal.

Analizando el diámetro representativo de las muestras se confirma el comportamiento y evolución de la playa que se expresó en el párrafo anterior; los procesos hidrodinámicos que ocurren en la barra de Cancún tienen el efecto a largo plazo de regresar a las condiciones originales antes del relleno. Las muestras más recientes tienen mayor diámetro representativo y menor factor de forma, indicando así que aún cuando el sistema intentó reacomodar el material a fin de ser más estable, no lo logró, ya que a partir de noviembre de 2009 se iniciaron las obras de colocación de un nuevo relleno.

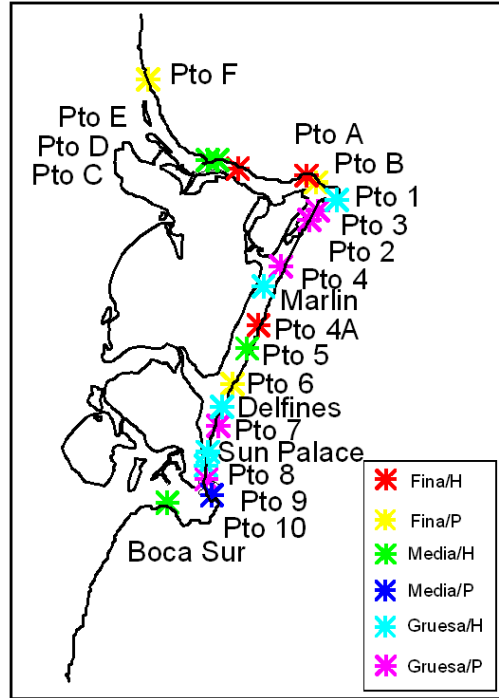


Figura 4.13 Clasificación de los sitios de muestreo de Cancún por tamaño y factor de forma

La densidad relativa es constante en todo Cancún tanto en las muestras del 2006 como en las del 2009, siendo este parámetro el único que se cumplió correctamente en la selección de la arena de préstamo para el relleno. En cuanto al ángulo de reposo, la mayoría de los valores caen en el rango especificado por Van Rijn (1993) con valores entre 31° y 40°.

Respecto al factor de forma de las muestras tomadas en Cancún (Figura 4.14), se encontró una amplia variabilidad. Dietrich (1982) recomienda que para arenas, el valor de 0.7 es el indicado para favorecer la estabilidad y en Cancún se observa que hay valores mayores y menores, es decir, no se tuvo cuidado de seleccionar material similar al local para el relleno. Se sabe que las partículas más susceptibles al movimiento son aquellas cuyo factor de forma es menor a 0.7. De las muestras analizadas, las más recientes tienen valores del factor de forma entre 0.63 y 0.66, que corresponden a la categoría de “subalargada”. Por su parte las muestras de 2006 caen en la categoría de “casi equidimensionales” (Folk 1969, ver Figura 3.1) con valores que van desde 0.69 a 0.72. De ahí que tras el análisis de éste parámetro, no se cumple lo esperado respecto al intento del mar por recuperar el equilibrio; recordando párrafos anteriores, mientras más alto sea el factor de forma, se requiere más esfuerzo para poner en suspensión a las partículas.

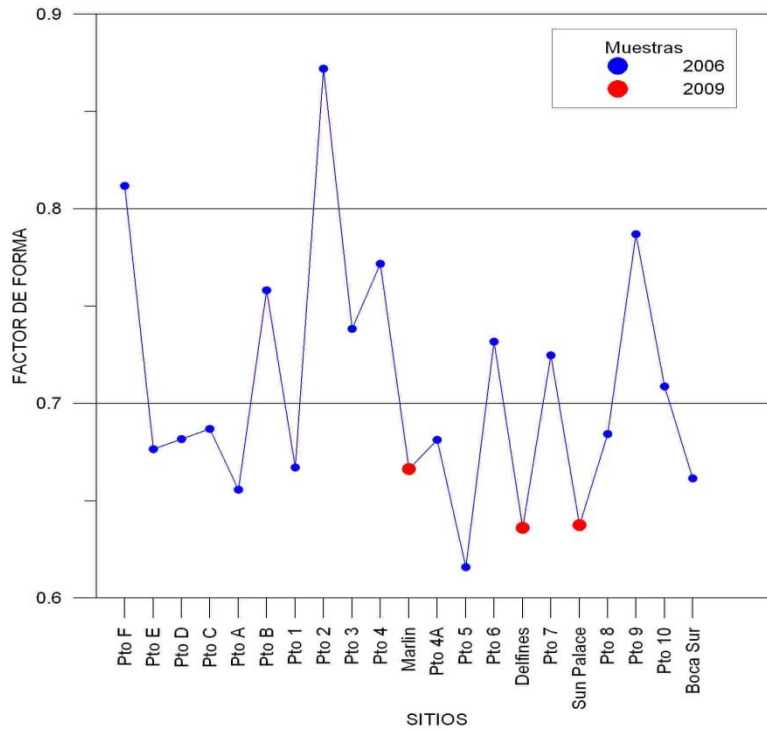


Figura 4.14 Variabilidad del factor de forma en Cancun

4.3 COSTAS DE YUCATÁN

El análisis del sedimento del Estado de Yucatán no pretende relacionar la energía del oleaje como se hizo para los sedimentos del Estado de Quintana Roo, debido a que no se cuenta con barreras naturales ni alta densidad de construcciones como en la barra de Cancun.

Rosa de oleaje

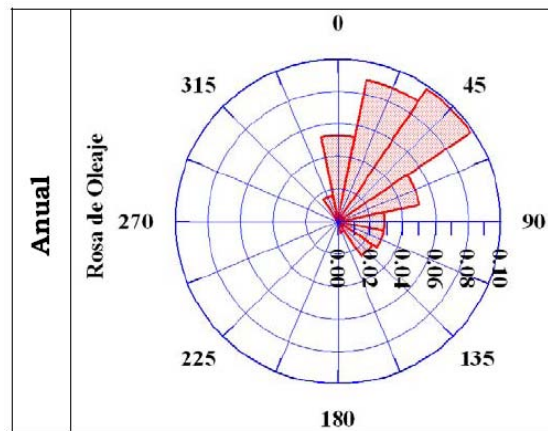


Figura 4.15 Rosa de oleaje del Estado de Yucatán

En Yucatán predomina un oleaje con ángulo de incidencia de 45° con dirección NE (Figura 4.15) que domina el transporte de sedimentos a lo largo de la costa. Dicho oleaje es muy poco energético, pero conserva la capacidad de mover partículas inestables como lo son las que cuentan con un factor de forma menor a 0.7. Por ello, en Puerto Progreso se encuentra el sedimento con el menor factor de forma. Mientras más equidimensional sea una partícula, tenderá a depositarse, mientras que las menos equidimensionales tenderán a ser transportadas

(Pettijohn, 1957). En el caso específico de la costa de Yucatán son transportadas hasta llegar a Progreso donde el obstáculo que representa el puerto crea una zona de calma y depositación. Pasado el puerto, el comportamiento del sedimento sigue la tendencia de transporte hacia el oeste por efecto del oleaje incidente (Figura 4.16), contando además con una marina llamada Yukalpetén antes de Chelem la cual es un cuerpo de agua que aporta sedimento, marcando así, la diferencia en el porcentaje de finos en las zonas sumergidas de Chelem.

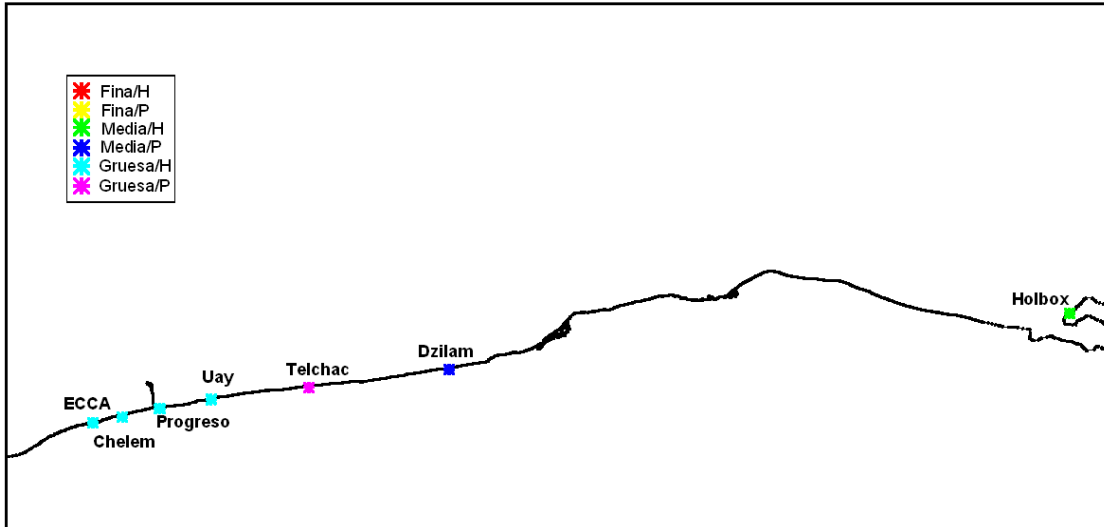


Figura 4.16 Clasificación de los sitios de muestreo de Yucatán por tamaño y factor de forma

En una vista en planta se observa que a pesar de encontrar material grueso en Progreso y Uay, la forma es la que influye y es la que hace a las partículas más susceptibles a la acción de las olas. Al este de Uay se encuentra el sitio de Telchac donde la arena es gruesa pero se depositó antes de llegar a Progreso debido al factor de forma, que es mayor a 0.7.

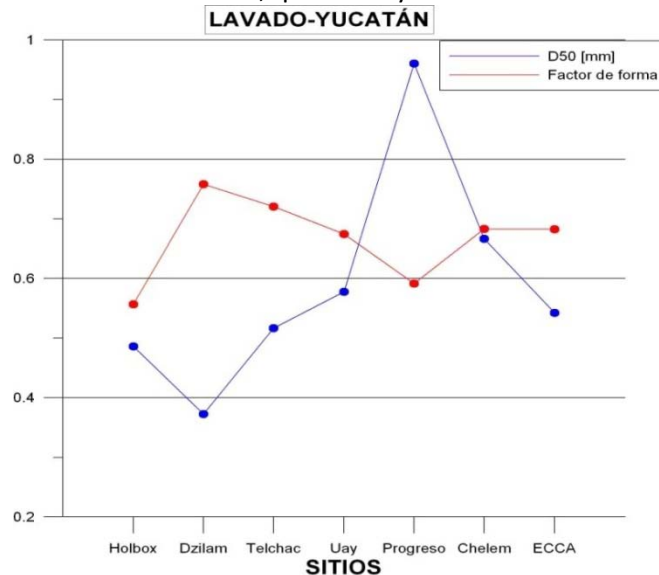


Figura 4.17 Distribución espacial del diámetro representativo y factor de forma en Yucatán

Se dijo antes que puerto Progreso, debido a su gran longitud de aproximadamente 6.5 km mar adentro, funge como una barrera para el transporte de sedimentos. Una forma fácil de visualizar esto es mediante la tendencia del factor de forma a disminuir a partir de Dzilam hacia el oeste,

pero una vez que se llega a Puerto Progreso, el sedimento en vez de seguir dicha tendencia, aumenta el valor del factor de forma hasta llegar a ECCA (Figura 4.17).

El proceso que gobierna las costas del estado es el oleaje, lo cual es evidente en el análisis del perfil transversal de los sitios muestreados, donde el diámetro mayor se localiza en la zona de lavado, a excepción de Dzilam donde se localiza a una profundidad de 1.5 metros (Figura 4.18). Dzilam es un lugar inestable, donde es evidente el movimiento del sedimento hacia profundidad haciéndolo un sitio de erosión; otro indicio de esto es el valor del diámetro representativo el cual es el menor del estado. A su vez, puerto Progreso cuenta con el mayor diámetro representativo identificando la zona como lugar de depositación.

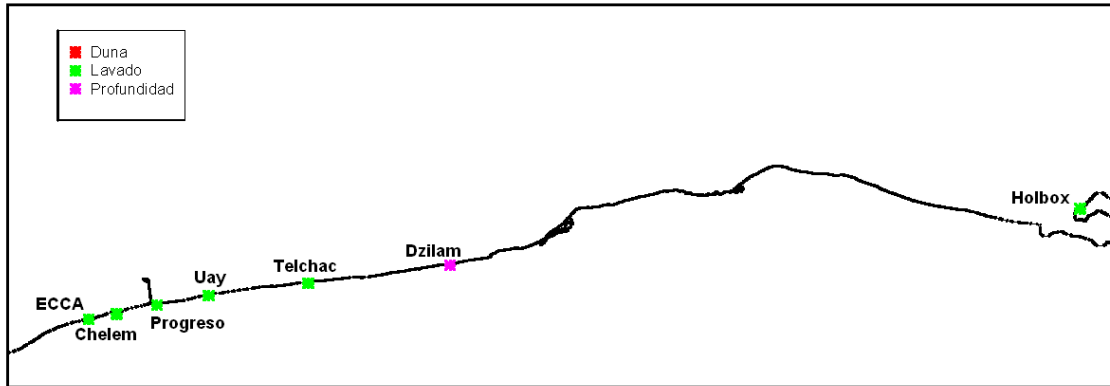


Figura 4.18 Ubicación, en el perfil de cada sitio de Yucatán, del mayor tamaño de grano

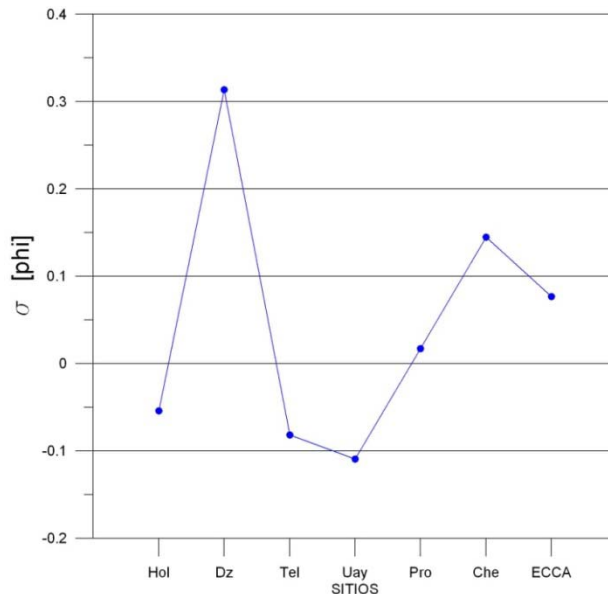


Figura 4.19 Variación de la desviación estándar a lo largo de Yucatán

Los valores de la desviación estándar se relacionan con los niveles de energía que actúan en un sistema. Cuanto más pequeña es la desviación estándar, existe más energía en la zona, ya que se hace una selección muy drástica debida a la resistencia del grano para soportar el esfuerzo que actúa sobre él. A pesar de que, en toda la Península de Yucatán, los resultados de la desviación estándar son los mismos (muy buena clasificación, lo que implica una muy mala graduación) indicando que existe uniformidad en los granos, aún se puede comentar sobre los valores de la misma. En Dzilam, es donde se encontró el mayor valor de dispersión (Figura 4.19) de todo el Estado, teniendo granos mejor graduados que el resto de los sitios.

4.4 COSTAS DE CAMPECHE

El análisis de las playas del Estado de Campeche se llevó a cabo un tanto distinto al resto de la Península debido a la falta de muestras. Es imposible determinar el comportamiento del sedimento en un área tan grande con solo cinco muestras, es por ello que se discutirá respecto de las características del perfil transversal de los cinco sitios.

El objetivo de este análisis, entonces, es observar el cambio en el perfil entre una estación y otra; de las 5 muestras, tres fueron tomadas en verano y dos en invierno. Además el sitio de bahía de Tortugas fue muestreado en ambas estaciones, lo que dará una idea más aproximada del comportamiento de la playa ante las distintas direcciones del oleaje que actúan en Campeche.

El siguiente análisis se enfoca en la zona de lavado del sitio de bahía Tortugas, como se ha mencionado anteriormente, la Península de Yucatán es gobernada por las acciones del oleaje, luego, el material de mayor tamaño se encuentra en la zona de lavado de los perfiles, así que dicha zona es donde se concentra la información relevante para este trabajo.

El oleaje más energético llega a las playas de Campeche en invierno desde el norte, golpeando así de forma directa la costa del Estado, provocando depositación de materiales gruesos en la zona seca de la playa (perfil típico de tormenta). A su vez, en verano, el oleaje es menor con una dirección NE-E, dicho decremento en la intensidad del oleaje se puede asociar a que la misma península protege la zona de Campeche (Figura 4.20).

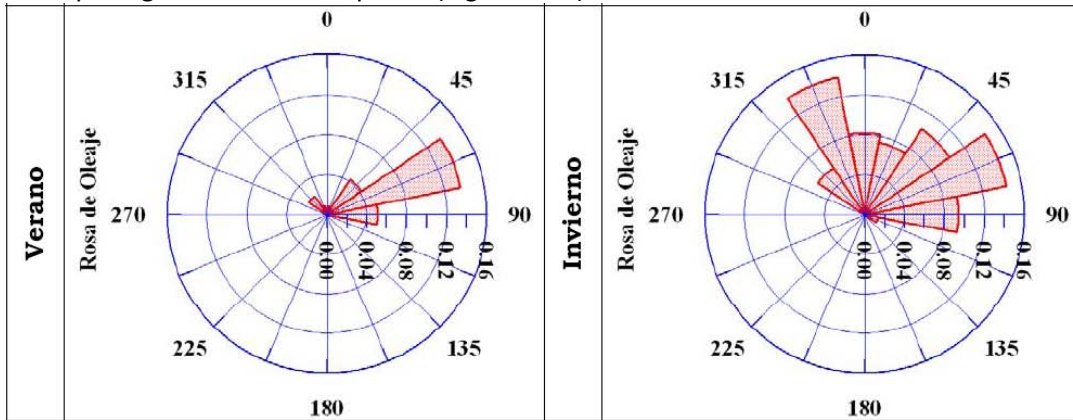


Figura 4.20 Rosa de oleaje del Estado de Campeche, en verano (izq.) y en invierno (der.)

Estos cambios de dirección y energéticos en las estaciones del año son reflejados en la distribución de sedimentos y en las características físicas del material. Comparando el diámetro representativo de la arena, el ángulo de reposo y el factor de forma de bahía Tortugas se obtienen los siguientes resultados de la Tabla 4.1.

Tabla 4.1 Comparación de parámetros entre las dos estaciones

Parámetro	Tortuga Verano		Tortuga Invierno	
	Duna	Lavado	Duna	Lavado
D50	0.43565	0.98078	0.33075	0.49413
Ángulo de reposo	35	42	35	38
Factor de forma	0.63635	0.76259	0.72610983	0.94615894

El diámetro en la muestra de verano es de 0.98 mm mientras que en invierno es de 0.49 mm, lo cual representa un cambio estacional muy fuerte en cuanto al tamaño de los granos. El ángulo de reposo es mayor en verano que en invierno, con valores de 42° y 38° respectivamente, lo que

coincide perfectamente con la variación de diámetros, ya que mientras más grande sea el material o mientras mayor sea el contenido de conchas, mayor será el ángulo de reposo. Respecto al factor de forma, en invierno se cuenta con granos con casi la misma dimensión en los tres ejes de la partícula, experimentalmente se obtuvo 0.94, mientras en verano se tienen valores de 0.76 aproximadamente, nuevamente coincide con los valores del ángulo de reposo, ya que mientras más pequeño sea el valor del factor de forma, más grande será el ángulo de inclinación del material (García y Maza, 1998).

Sabiendo que el oleaje es más intenso en invierno, se puede concluir que el movimiento del sedimento, específicamente las arenas en la Península de Yucatán obedece primero al factor de forma que al tamaño del grano, esto se observa en verano cuando el sedimento es grueso y con valor de factor de forma un poco lejano de 1, pero una vez en invierno, cuando el oleaje tiene la facilidad de seleccionar únicamente los granos más resistentes a su energía, deja a los que cuentan con una forma más estable a pesar de ser arenas medias.

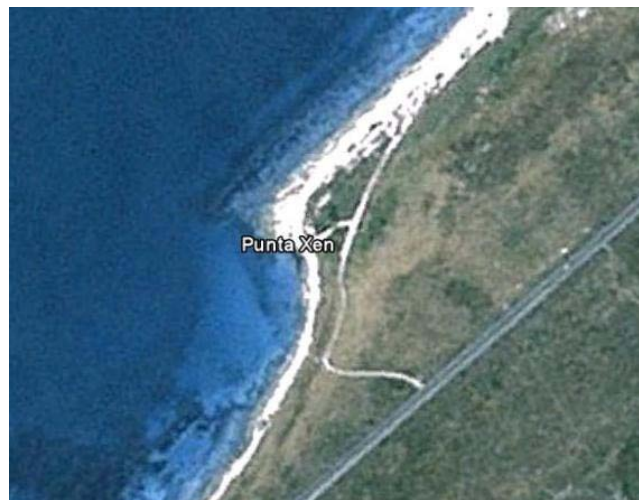


Figura 4.21 Saliente en Punta Xen

La muestra tomada en Punta Xen corresponde a una saliente que forma una pequeña playa encajada, precisamente el material fue tomado en la curvatura donde tiende a ser más estable la playa, ya que los efectos de difracción y refracción que se presentan obligan a que la rompiente se atenúe completamente. En la Figura 4.21 se puede observar la saliente que actúa como protección del material contra el oleaje incidente que tiene dirección NE en la época de verano.

Otro sitio muestreado en el cual se observan datos interesantes es el de Bahamitas, ubicado en isla del Carmen. El material fue obtenido en invierno justo después de un norte. En el análisis granulométrico se obtuvo más del 44% de conchas en la muestra de duna y más del 28% de conchas en la muestra de lavado. Por tal motivo, se cribó doblemente la muestra para eliminar las partículas mayores a 2 mm.

El contenido de conchas se vio reflejado en los valores de varios parámetros, como por ejemplo el del ángulo de reposo, 46.5° en duna y 46° en lavado. Dichos valores sobrepasan los de la arena normal, coincidiendo también con un bajo valor del factor de forma. La densidad relativa también se ve afectada por el porcentaje de conchas, siendo ésta de 2.809 para las dos muestras. La Tabla 4.2 muestra dichos resultados.

Tabla 4.2 Comparación de parámetros en playa seca y zona de lavado

Parámetro	Duna	Lavado
Ss	2.809	2.809
Ángulo de reposo	46.5	46
% conchas	44	28
Factor de forma	0.63635	0.76259

Una posible explicación del comportamiento del sedimento en este sitio es el efecto que tienen los dos salientes de la laguna de Términos hacia el mar. Tomando en cuenta que en un norte se presenta lluvia, la consecuencia radica en el aumento del nivel de agua en la laguna y la velocidad del flujo en las bocas aumenta al disminuir el área. Esto provoca un confinamiento del sedimento en la isla, es decir, una vez que el mar lleva material grueso a las playas de la barrera, éste no puede viajar a ninguna otra zona que no sea la isla.

A manera de comparación, las muestras obtenidas del punto Playa Isla del Carmen que fueron tomadas en verano, no muestran porcentajes tan elevados en cuanto a material grueso, en este caso las conchas. Sin embargo, los sedimentos tienen características similares como el ángulo de reposo y el factor de forma que en la barra puede decirse que tiende a ser bajo.

En resumen, las playas de la península suelen ser sistemas gobernados por la energía del oleaje que, en estado natural, presentan arenas de medias a finas con factores de forma relativamente altos y los perfiles tienden a ser estables, aunque sujetos a ciclos de erosión/depositación. De ahí que estas playas se hayan convertido en un atractivo turístico. La actividad humana y los agentes naturales (tormentas y huracanes) han sido los factores de alteración de estas playas, al grado que sistemas que eran naturalmente saludables, hoy son sujetos de franca erosión. En otros casos se han modificado los patrones de transporte de sedimentos y ello ha repercutido en la distribución del sedimento a lo largo de las costas.

En algunos casos (e.g. Cancún) se ha intentado solucionar los problemas ocasionados por la actividad humana con nuevas acciones artificiales, como los rellenos de playa, y lo único que se ha logrado es dañar permanentemente los sistemas al modificar todas las condiciones sedimentológicas, lo que se traduce en respuestas morfológicas distintas de las naturales, de las que difícilmente el sistema logrará recuperarse por sí mismo.

CAPÍTULO 5
CONCLUSIONES

5 CONCLUSIONES

Las playas de la Península de Yucatán en general muestran características similares tanto sedimentológicas como hidrodinámicas (oleaje medio de baja energía, régimen micromareal, alta ocurrencia de tormentas). Se pudo observar que la energía del oleaje gobierna respecto a los demás procesos que ocurren en las playas, donde existe una predominancia de arenas con tamaño medio y con valores altos de factor de forma. Naturalmente, todas las playas de la península deberían presentar ese comportamiento, pero la actividad tanto humana como ambiental han modificado la capacidad de auto-regeneración y esto se hace evidente en los sitios densamente poblados o vulnerables a la llegada de eventos naturales extremos.

A lo largo de este trabajo, se ha precisado la importancia de conocer las características de un sedimento al analizar un sistema costero. Es casi imposible conocer el funcionamiento del mismo si se deja de lado una parte fundamental. Usualmente, al analizar una costa, se procura estudiar más la hidrodinámica que la conformación de las playas, lo que conlleva a errores en lo que se refiere a la ingeniería aplicada a las mismas.

En este trabajo se menciona el error de diseño del relleno en las playas de Cancún, donde no se tomaron en cuenta parámetros y aspectos sumamente relevantes para hacer de éste un buen trabajo de ingeniería. Entre los problemas existentes se tiene el mal cálculo de la vida útil del relleno y el factor de sobre-relleno que se define como la cantidad de metros cúbicos necesarios para retener un metro cúbico de arena. El último depende directamente del diámetro representativo y de la distribución del sedimento, tanto el nativo como el de préstamo. Para considerar dos muestras de sedimento como compatibles, la distribución de partículas en ambas debe ser muy similar o por lo menos el diámetro del sedimento de préstamo debe ser mayor para evitar la erosión a temprana edad del relleno. Sin embargo, en este trabajo se demostró que el factor de forma es un parámetro que debe ser analizado obligatoriamente y considerado en todos los cálculos relacionados con la península.

El correcto análisis de los distintos bancos de arena en las zonas aledañas a Cancún puede evitar problemas de erosión y una disminución en el costo de colocación de cada metro cúbico, ya que mientras más compatible es el sedimento, el factor de sobre-relleno es menor.

El sedimento a todo lo largo de la Península de Yucatán es muy similar en cuanto a sus características, los cambios importantes se presentan en zonas con alta erosión o en zonas con probable aporte de sedimentos terrígenos. Los valores de densidad relativa son los mismos, el ángulo de reposo oscila entre los valores adecuados para arenas y la desviación estándar define a todas las muestras como muy bien clasificadas, esto quiere decir que en la Península de Yucatán los sitios cuentan con un mismo tamaño de grano.

Generalmente se piensa que el tamaño de grano de los sedimentos es el que rige sobre los demás parámetros, pero no en todos los casos es así. En las muestras analizadas de la Península de Yucatán se observa que el factor de forma es el parámetro que rige en la depositación o erosión de una playa. La estabilidad de un grano radica en qué tan semejantes son los tres ejes transversales de una partícula, es decir, no importa qué tan grande sea una partícula, si el factor de forma es bajo, existe una probabilidad mayor de ser removida de su sitio que una partícula pequeña con valor de factor de forma cercano a uno.

5.1 FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN

Debido a que el estudio sedimentológico de la Península de Yucatán es muy extenso y no se puede conformar con un análisis instantáneo, es necesaria la realización de un monitoreo permanente en periodos de tiempo definidos para conocer la dinámica de cada sitio. Esto requiere del conocimiento de las condiciones de oleaje y viento cercano a la costa, ya que para éste trabajo se utilizaron dichas condiciones pero de aguas profundas. También es necesaria una buena planeación de campañas de campo para la recolección y posterior análisis de muestras de arena.

Otra actividad a realizar en un futuro es la investigación de aportes terrígenos a lo largo de la Península de Yucatán, tanto superficial como subterráneo ya que en esta ocasión fue considerado casi nulo, pero no se sabe con certeza cuál sea la tasa de depositación en las costas de este tipo de partículas.

Finalmente, se requiere tomar muestras especialmente en los Estados de Campeche y Yucatán para completar las grandes distancia en las que no se cuenta con información alguna. Una vez que se cuente con toda la información necesaria, con una cantidad de sitios suficiente y con distancias cortas entre cada uno de ellos, se puede comenzar un análisis a fondo de los patrones del transporte de sedimentos e incluso se puede determinar el sentido de transporte.

REFERENCIAS

- Alcérreca, J.C.H. (2009). *Determinación de la velocidad de caída de sedimentos costeros de la Península de Yucatán, México*. Tesis de licenciatura, UNAM, México.
- Benassai, G. (2006). *Introduction to coastal dynamics and shoreline protection*. WIT Press, Southampton.
- Bird, E.C.F. (1993). *Submerging coasts: The effect of a rising sea level on coastal environments*. John Wiley & Sons, Chichester.
- Cowell, P.J. and Thom, B.G. (1994). *Morphodynamics of coastal evolution*. In: R.W.G Carter and C.D. Woodroffe (Editors). *Coastal Evolution, Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*. Cambridge University Press, UK.
- Davies, J.L. (1964). *A morphogenic approach to world shorelines*. Zeitschrift für geomorphology, 8:27-42.
- Dean, R.G. (1987). *Coastal sediment processes: Toward engineering solutions*. Proc. Coastal sediments, ASCE, 1-24.
- Dean, R. & Dalrymple, R. (2001). *Coastal Processes with engineering applications*. Cambridge University Press, UK.
- Dietrich, W. (1982). *Settling velocity of natural particles*. Water Resources Res., 18(6):1615-1626.
- Folk, R.L. (1969). *Petrología de las rocas sedimentarias*. Traducción del inglés por Carmen Schlaepfer y Rebeca M. de Schmitter. 405 p.
- Folk, R.L. (1974). *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill Publishing Company, Austin, TX.
- García, M.F. & Maza, J.A.A. (1998). *Origen y propiedades de los sedimentos*. Capítulo 7 del Manual de Ingeniería de Ríos, Series del Instituto de Ingeniería, UNAM, México.
- Hayes, M.O. (1979). *Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime*. Barrier Island from the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico, S. P. Leatherman, ed., Academic Press, New York, NY.
- Hjulström, F. (1935). *Studies in the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris*. Geol. Inst. Univ. Upsala, Bull. 25, 221-528.
- Hjulström, F. (1939). *Transportation of detritus by moving water*. In: Trask, P.D., ed., Recent Marine Sediments. Am. Assoc. Petrol. Geol. P. 5-31.
- Hobson, R.D. (1977). *Review of design elements for beach-fill evaluation*. Technical memorandum TM-77-6, Coastal Engineering Research Center, U.S. Army Engineer waterways experiment station, Vicksburg, MS.

- Holtz, R. & Kovacs, W. (1981). *An Introduction to Geotechnical Engineering*. Prentice Hall. 733 p.
- Juárez, E. & Rico, A. (2001). *Mecánica de suelos T.1 Fundamentos de la mecánica de suelos*. Limusa. 703 p. México.
- Kamphuis, J. (2000). *Introduction to coastal engineering and management*, vol. 16 of advanced series on ocean engineering, World Scientific, Singapore.
- King, C.A.M. (1972). *Beaches and coasts*. 2nd ed., Edward Arnold, London, UK.
- King, D. & Galvin, C. (2002). *Coastal sediment properties*. Vincent, L. and Demirbilek, Z., editors, *Coastal Engineering Manual*, Num.1110-2110, cap. III-I. U.S. Army Corps of Engineers, Washington, DC.
- Krumbein, W.C. (1936). *Application of logarithmic moments to size frequency distribution of sediments*. Journal of sedimentary petrology, 6(1):35-47.
- Krynine, D. P. & Judd, W. R. (1961). *Principios de geología y geotecnia para ingenieros*. Omega. 629 p. Barcelona.
- López, E. (1973). *Estudio geológico de la Península de Yucatán*. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 25(1-3):23-73.
- Madsen, O.S. & Grant, W.D. (1976). *Quantitative description of sediment transport by waves*. Proceedings, Fifteenth International Coastal Engineering Conference, American Society of Civil Engineers, Vol 2.
- Moussa, T.M. (1977). *Phi mean and phi standard deviation of grain size distribution in sediments: Method of moments*. Journal of sedimentary petrology 47(3):1295-1298.
- Nummedal, D. & Fischer, I.A. (1978). *Process-Response models for depositional shorelines: The German and the Georgia bights*. Proceedings of the sixteenth Conference on Coastal Engineering, American Society of Civil Engineers, New York, NY.
- Pettijohn, F.J. (1957). *Sedimentary rocks*, 718 p. New York: Harper & Row.
- Reineck, H.E. (1980). *Depositional sedimentary environments*. Springer, 549 p. Berlin.
- Ruiz, G.M. (2004). *Modelos para determinar la geomorfología de la línea de playa en costas en equilibrio*. Tesis de maestría, IPN, México.
- Ruiz, G.M. (2010). *Determinación del estado morfodinámico de segmentos de playa que poseen obstáculos sumergidos y emergidos*. Tesis de doctorado, UNAM, México.
- Shepard, F.P. (1937). *Revised Classification of Marine Shoreline*. Journal of Geology, 45:602-624.

- Shepard, F.P. (1952). *Revised nomenclature for depositional coastal features*. American Assoc. Petroleum Geologists Bulletin no. 36
- Shepard, F.P. (1963). *Thirty-five thousand years of sea level*. Essays in Marine Geology Univ. of Southern California Press, Los Angeles, USA.
- Shields, A. (1936). *Application of similarity principles and turbulent research to bed-load movement*, (translation of original in German by W.P. Ott and J.C. van Uchelen, California Institute of Technology). Mitteilugen der Preussischen Versuchsanstalt für Wasserbau and Schiffbau.
- Simons, D.B. & Richardson, E.V. (1961). *Forms of bed roughness in alluvial channels*. Am. Soc. Civ. Engrs., Proc. HY387.
- Stauble, D.K. & Hoel, J. (1986). *Guidelines for beach restoration projects*, part II-Engineering. Report SGR-77, Florida Sea Grant, University of Florida, Gainesville, FL.
- Szabo, B., Ward, W., Wiedie, A. & Brady, M. (1978). *Age and magnitude of the late Pleistocene sea-level rise on the eastern Yucatán Peninsula*. Geology, 6(12):713-715.
- U.S. Army Corps of Engineers- Coastal Engineering Research Center, 1995. Coastal Engineering Manual (CEM).
- Van Rijn, L. (1993). *Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas*. Aqua Publications, Amsterdam.
- Wentworth, C.K. (1922). *A scale of grade and class terms for clastic sediments*. Journal of Geology, 30:377-392.
- Woodroffe, C. (2003). *Coasts: form, process and evolution*. Cambridge University Press, UK.