



**INSTITUTO POLITECNICO NACIONAL
CENTRO INTERDISCIPLINARIO DE CIENCIAS MARINAS**

**OLEAJE DE VIENTO Y ONDAS DE INFRAGRAVEDAD EN
LA ZONA COSTERA DE BAJA CALIFORNIA SUR**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
DOCTOR EN CIENCIAS MARINAS**

P R E S E N T A

M. C. SERGIO TROYO DIEGUEZ

MARZO DEL 2003

LA PAZ, B. C. S

DEDICATORIA

A mis padres con todo mi
agradecimiento y cariño:
Ricardo Troyo Cantón, in memoriam.
Paz Diéguez Rivas.

A mi esposa:
Gabriela Prieto Azpiazu.

A mis hermanos:
Ricardo
Patricia
Martha
Ma. Lilia
Enrique

A mis hijos:
Lilián
Gabriel

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Oleg V. Zaitsev, por dirigir este trabajo, por su amistad y por su paciencia.

A los miembros del comité de tesis: Dr. Jon Elorduy Garay, Dr. Enrique Nava Sánchez, Dr. Alejandro Alvarez Arellano, Dr. Artemio Gallegos García, por su paciencia en la revisión del trabajo, por sus comentarios y sugerencias para mejorar la calidad del mismo.

A la coordinación general de posgrado e investigación del Instituto Politécnico Nacional por el apoyo financiero a los proyectos 940114, 954021, CGPI-990430. La información obtenida a través de estos proyectos es la base para la realización de este trabajo.

Además los datos correspondientes a Bahía Tortugas se obtuvieron por medio del proyecto clave 4798PN CONACYT: Reclutamiento de invertebrados bentónicos de Baja California, dirigido por el Dr. Sergio Guzmán del Pro.

A las autoridades del IPN y del CICIMAR quienes hicieron realidad el programa de doctorado en el CICIMAR.

A mis compañeros del departamento de Oceanología del CICIMAR, especialmente al C. Ing. Manuel Saldívar Reyes, al C. Oceanólogo Lucio Godínez Orta y al Dr. Felipe Salinas Gonzáles por su ayuda y por su amistad.

RESUMEN.

Entre los problemas de desarrollo de la zona costera del estado de Baja California Sur se encuentran los relacionados con la navegación, la evolución de ecosistemas costeros, la erosión de playas y los de ingeniería costera y procesos litorales. Esta tesis trata sobre ondas de viento gravitacionales superficiales, incluyendo ondas de infragravedad, en la zona costera del estado. El objetivo principal consiste en caracterizar el oleaje de viento, las ondas de infragravedad y las variaciones estacionales de sus parámetros estadísticos mediante experimentación en los puntos más representativos de la zona costera de Baja California Sur y mediante modelación numérica del oleaje en la Bahía de La Paz para apoyo en los estudios básicos de ingeniería y manejo de recursos costeros.

Los antecedentes del problema incluyendo y la teoría general del oleaje se encuentran en el capítulo segundo. Los resultados obtenidos se dividen en tres partes: 1) análisis de datos experimentales, (capítulo III); 2) implementación del modelo espectral de oleaje SWAN, aplicado a la Bahía de La Paz (capítulo 4); 3) cálculos de transporte de sedimentos en diferentes sitios de la zona costera del estado (capítulo quinto).

El análisis de datos muestra que en la Bahía de La Paz domina la presencia del oleaje local de viento con alturas significantes en el verano de 0.1 a 0.3 m y en invierno de 0.4 hasta 0.8 m. En la costa Pacífica de la península dominó el oleaje distante con alturas significantes hasta 2.5 m (Punta Gaspareño y Bahía Tortugas) la energía del swell representó entre 70 y 90 % de toda la energía de oleaje. En la costa Pacífica se registraron ondas de infragravedad con periodos de 30 a 120 s. El análisis de la transformación de Hilbert confirmó que la mayoría de estas ondas se originaron por el efecto de agrupación de oleaje corto. Los experimentos numéricos con el modelo SWAN muestran que para el viento de 10 m/s, las alturas significantes de oleaje en la zona costera de la Bahía de La Paz pueden alcanzar 1 m. La evaluación del transporte de sedimentos en algunos puntos de la zona costera de la península, con fórmulas empíricas y datos experimentales de

de oleaje, muestran que la intensidad de transporte varía de 1 a 2 m³/día en la Bahía de La Paz, y hasta 1200 m³/día en Punta Gaspareño en la costa Pacífica.

ABSTRACT.

Among problems of the development of the coastal area of the state of Baja California Sur there are problems about navigation, coastal ecosystem evolution, beach erosion and coastal engineering related with littoral processes. This thesis investigates conditions of superficial gravitational wind waves, including infragravity (IG) waves, in the coastal area of Baja California Sur. The main objective consists in characterize local wind waves, swell and IG-waves as well as temporal variations of the statistical parameters using both experimentation and numeric modeling of wind waves in Bahía de La Paz to help the coastal engineering problems and coastal environment protection.

Preface to the problem including the brief revision of the wave theory and data analysis methods are described in the second chapter. The data obtained were divided in three parts: 1) experimental data of directional wave gauges, (chapter three); 2) implementation of a wave spectral model SWAN, applied in Bahía de La Paz (chapter fourth); 3) comparative calculations of sediment transport in different areas of the coastal zone of the state (the fifth chapter).

The data analysis shows that in Bahía de La Paz dominate local wind waves with significant heights from 0.1 to 0.3 m in summer and from 0.4 to 0.8 m in winter. In the Pacific coast of the peninsula the swell was the dominating wave process with significant heights up to 2.5 m (P. Gaspareño and Bahía Tortugas) and with relative energy contribution between 70 and 90% of the whole wave energy. In some

time-series obtained in the Pacific coast zone infragravity waves were registered with periods from 30 to 120 s. The analysis of the Hilbert transformation confirms that the most of these waves were forced by the short wave grouping. The numerical experiments with the SWAN model show that in the Bay of La Paz the wind of 10 m/s can result in significant wave heights up to 1 m. Evaluation of the sediment transport intensity in different coastal areas, based on empiric formulas and experimental wave data, shows that the intensity of transport varies from 1-2 m³/día per 100 m of coastline for the Bay of La Paz to 1200 m³/día for the Punta Gaspareña on the Pacific coast.

I N D I C E

GLOSARIO	5
Capítulo 1. INTRODUCCIÓN.	
1.1. Justificación del problema.	8
1.2. Areas de estudio.	9
1.3. Objetivo principal.	13
1.4. Metas.	13
1.5. Hipótesis de trabajo.	13
1.6. Antecedentes cortos del problema.	14
1.7. Metodología.	17
1.7.1. Fundamentos principales y métodos de investigación.	17
1.7.2. Herramientas disponibles y métodos de experimentación.	18
1.7.3. Metodología del tratamiento de datos.	18
1.7.4. El modelo numérico SWAN.	19
1.8. El contenido de la tesis.	21
Capítulo 2. ESTADO DEL ARTE EN ESTUDIOS DE OLEAJE EN ZONAS COSTERAS.	
2.1. Clasificación de ondas gravitacionales en la zona costera .	22
2.1.1. Clasificación por mecanismos físicos.	22
2.1.2. Clasificación por intervalos espacio - temporales.	23
2.1.3. El comportamiento energético de oleaje superficial.	23
2.2. Descripción física del desarrollo del oleaje de viento.	26
2.2.1. Historia del desarrollo del problema.	26
2.2.2. Teoría de las ondas gravitacionales superficiales	28
2.2.3. Aproximaciones no lineales a la teoría.	36
2.2.4. Las relaciones de dispersión.	38
2.2.5. Transformación del oleaje en la zona costera.	40
2.2.6. Bases de la teoría espectral del oleaje.	41
2.2.7. Modelación numérica del oleaje.	50

2.3. Ondas largas (de infragravedad) en la zona costera.	52
2.3.1. Ondas marginales (edge waves).	53
2.3.2. Ondas forzadas por la interacción no lineal.	60
2.3.3. Ondas de resonancia y seiches.	63
2.4. Métodos de investigación experimental del oleaje en la zona costera.	66
2.4.1. Mediciones directas del oleaje.	66
2.4.2. Mediciones aéreas del oleaje.	67
2.4.3. Mediciones por medio de satélite.	67

**Capítulo 3. ESTUDIOS EXPERIMENTALES DE OLEAJE
GRAVITACIONAL EN LA ZONA COSTERA DE BAJA
CALIFORNIA SUR**

3.1 Régimen del oleaje de viento y oleaje distante en las áreas de estudio	68
3.1.1. Bahía de La Paz	74
3.1.2. Costa de Cabo San Lucas	91
3.1.3. Punta Gaspareño en la costa del Pacífico	96
3.1.4. Zona costera de Bahía Magdalena	99
3.1.5. Zona costera de Bahía Tortugas	106
3.2. Ondas de Infragravedad	113
3.2.1. Registros de ondas de Infragravedad en la zona costera de Baja California Sur.	113
3.2.2. Identificación y análisis del origen de las ondas de infragravedad.	121

**Capítulo 4. MODELACIÓN NUMÉRICA DE OLEAJE DE VIENTO EN LA
BAHÍA DE LA PAZ.**

4.1. Desarrollo de la modelación numérica de oleaje.	133
4.2. Descripción y limitaciones del modelo de SWAN.	136
4.3. Teoría del modelo.	137
4.3.1. Ecuación de equilibrio.	137
4.3.2. Entrada de energía.	138

4.3.3. Disipación de energía.	139
4.3.4. Interacción no lineal onda - onda.	140
4.3.5. Condiciones de frontera.	140
4.4. Adaptación del modelo a la Bahía de La Paz.	141
4.5. Resultados y discusión.	144
Capítulo 5. TRANSPORTE DE SEDIMENTOS POR OLEAJE.	
5.1. La importancia del problema del transporte de sedimentos.	166
5.2. Factores que afectan al movimiento del sedimento.	171
5.3. Aspectos físicos del transporte de sedimentos por oleaje.	175
5.3.1. Las corrientes producidas por el oleaje en agua somera.	177
5.3.2. Mecánica del transporte de sedimentos.	177
5.3.3. Etapas del transporte de sedimentos.	180
5.3.4. Corrientes de traslación y de compensación.	181
5.4. Evaluación cuantitativa de los procesos litorales.	182
5.4.1. Métodos experimentales.	182
5.4.2. Relaciones empíricas.	184
5.5. Evaluación del transporte de sedimentos a lo largo de El Mogote.	187
5.6. Obras de protección costera.	190
5.6.1. Estructuras paralelas y perpendiculares a la costa.	190
5.6.2. Estructuras fuera de la costa.	191
Capítulo 6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.	193
Bibliografía usada.	197
Lista de figuras.	205

GLOSARIO

Escollera. Estructura costera que se utiliza para prevenir el azolvamiento de canales de comunicación y para dirigir las corrientes de marea.

Espigón. Estructura costera que se usa para detener el movimiento de sedimentos. Puede construirse en forma paralela o perpendicular a la costa.

Rompeolas. Estructura costera que se usa para amortiguar la energía del oleaje.

Malecón. Estructura paralela a la línea de costa; sirve como base para construir caminos de comunicación.

Onda. También se la llama ola. Referida a este trabajo es la perturbación de la superficie del mar que se propaga en función del tiempo y del espacio.

Ondas de viento. Son las que se forman por la acción directa del viento sobre la superficie del mar. Comprende a todas las ondas cuyos períodos caen en el intervalo entre 2 y 30 segundos.

Ondas de viento local. Son las ondas de viento más cortas, sus periodos tienen valores entre 2 y 10 segundos.

Ondas distantes o mar de fondo (swell en inglés). Son las ondas que se propagan libremente, sin la influencia del viento. Tienen períodos entre 10 y 30 segundos.

Ondas de infragravedad. Son las ondas de viento más largas, con períodos entre 30 segundos y 10 minutos.

Período de la onda. Es el tiempo que transcurre para que un observador vea pasar dos crestas consecutivas de ondas, por un mismo punto.

Longitud de la onda. Es la distancia horizontal entre dos crestas de onda consecutivas.

Altura de onda. Es la distancia vertical entre cresta de la onda y el valle de la misma.

Pendiente de onda. También se le llama relación de esbeltez; es el coeficiente entre la altura de la onda y su longitud.

Dirección de onda. Es el lugar de donde vienen las ondas, es decir, el lugar desde el cual se acercan a la costa.

Número de onda. Es el número de ondas por unidad de distancia en la dirección de propagación.

Espectro del oleaje. Es una función cuya gráfica muestra la distribución de la energía de las ondas con respecto a sus frecuencias. Puede ser espectro unidireccional, en cuyo caso es función solamente de la frecuencia.

Espectro direccional. Gráfica que muestra la distribución de la energía del oleaje en función de la dirección de su propagación.

Velocidad de la onda. Es el vector que especifica la rapidez (o celeridad) de la onda y su sentido de propagación.

Celeridad de la onda. Es la rapidez con la que se propaga el frente de oleaje (la línea de crestas). Es la magnitud del vector de velocidad.

Filtro de onda. Es un mecanismo que se usa para separar las ondas según su frecuencia.

Fetch. Distancia horizontal sobre la superficie del mar donde actúa el viento para generar el oleaje.

Ondas marginales. Ondas largas que se propagan en dirección paralela a la costa. Sus crestas se alinean en forma perpendicular a la línea de costa.

Seiche. Es una onda estacionaria, cuyos períodos varían desde unos pocos minutos hasta horas. Puede ser generado por vientos fuertes o por cambios en la presión atmosférica y se observan en cuerpos de agua cerrados o semicerrados.

Altura significativa de la onda. Se define, en un registro de oleaje, como el 30 % de las ondas más altas.

Período significativo. La definición es similar a la de la altura significativa.

Refracción. Es el fenómeno que se produce cuando el oleaje se mueve en agua somera en dirección no paralela a los contornos del fondo y el sentido del oleaje cambia, de manera que el frente de la ola tiende a alinearse en forma paralela a la línea de costa.

Reflexión. Es el fenómeno que se produce cuando la ola se encuentra con una barrera vertical o casi vertical, y regresa en sentido contrario al original.

Difracción. Es el fenómeno por el cual el frente de oleaje se quiebra y se divide cuando encuentra un obstáculo, como puede ser una punta natural de tierra, un espigón o un rompeolas.

Sedimento. Es el material transportado en la zona costera por las corrientes litorales; puede ser acarreado en forma de sedimento suspendido en el fluido o puede ser arrastrado como carga de material de fondo.

Capítulo 1. INTRODUCCION

1.1. Justificación del problema.

Una de la principales características de la zona costera de Baja California Sur es la longitud de su línea costera, del orden de 1900 km. Su importancia reside en las actividades turísticas que en ella se llevan a cabo y también en que tiene una gran cantidad de recursos pesqueros. Muchos problemas de litodinámica, navegación, biología marina e ingeniería costera están relacionados con los procesos litorales (Bowen y Huntley, 1984, CERC, 1984). El estado de los ecosistemas bentónicos, el desarrollo de la acuicultura marina, los cambios en la morfología de las playas, las condiciones para construcciones de obras costeras, son todos problemas prácticos del desarrollo socio-económico de la zona costera.

Las corrientes y variaciones de nivel del mar por mareas y oleaje influyen en los cambios de profundidad; en la formación de condiciones para el desarrollo de los ecosistemas bentónicos y en la estabilidad de las playas y estructuras costeras, por medio del transporte de sedimentos y de las fuerzas que producen. La importancia del estudio detallado de los procesos hidrodinámicos y litorales radica en que nos permite planear y diseñar las obras y estructuras costeras, de manera que no causen daño a las poblaciones y se protejan las mismas zonas litorales, buscando así el aprovechamiento óptimo de los recursos costeros. El diseño de obras costeras como escolleras, espigones, rompeolas, malecones, etc., así como el movimiento de sedimentos y otros materiales, depende principalmente de la altura y período de la ola. Entre los procesos dinámicos en la zona costera somera, el oleaje, en un amplio rango de períodos, y las corrientes producidas por él, juegan un papel sumamente importante. De gran importancia son las ondas marginales y las corrientes de fondo asociadas ya que son las que producen la energía necesaria para el transporte de sedimentos y los consecuentes cambios de morfología y movimientos de organismos (Huntley et al, 1993, Cook y Gorsline, 1972).

Uno de los fenómenos que en la actualidad es objeto de atención, ya que no se conoce bien, es el crecimiento de las ondas cuando aumenta la energía del viento

en aguas profundas o la modificación del oleaje en su propagación hacia aguas someras. En el primer caso, se tiene ingreso de energía por el viento; en el segundo caso hay transferencia de energía por diversas causas, como fricción, rompientes y refracción, entre otras. El clima de oleaje es el término designado para describir estadísticamente los parámetros del oleaje en una región, tanto en el espacio como en el tiempo (estacionalmente), por lo que para poder determinarlo es necesario contar con varios años de registros continuos de oleaje. La forma más común de estudiar el oleaje consiste en obtener registros cortos (del orden de horas a semanas), que permiten el conocimiento del oleaje que se presenta en la zona costera.

Durante el último siglo, los científicos han trabajado en el problema de investigar a fondo el comportamiento del oleaje desde su proceso de formación hasta su arribo a la zona costera. Si bien se han logrado muchos avances, todavía no se tiene un total conocimiento del fenómeno, el cual varía mucho en los distintos lugares, además de la complejidad propia por ser transitorio. Es importante conocer el comportamiento del oleaje para determinar el movimiento de sedimentos, las fuerzas del oleaje que actúan sobre las estructuras y los efectos de transporte de material en los ecosistemas costeros.

1.2. Area de estudio.

En la Figura 1.1 se presenta el área de estudio con los puntos en donde se ha registrado el oleaje, en el lado del Golfo de California (las bahías de La Paz y San Lucas), y del lado del Océano Pacífico (Punta Gaspareño, Bahía Magdalena y Bahía Tortugas).

Baja California Sur tiene una línea de costa del lado del Pacífico muy diferente a la que tiene del lado del Golfo de California. Del lado del Pacífico abundan las playas arenosas, largas y rectas, con presencia ocasional de puntas con acantilados y abundancia de cantos rodados. Del lado del Golfo, se tienen zonas con playas pedregosas, además de zonas protegidas como Bahía Concepción y Puerto Escondido.



Fig. 1.1 Area de estudio, con los sitios donde se registró el oleaje .

La península de Baja California forma un cuerpo muy especial, debido a su forma alargada y su contacto con tres tipos muy diferentes de aguas costeras (aguas tranquilas del Golfo de California, aguas del Pacífico abierto, con más turbulencia y mezcla de ambas en la zona de Cabo San Lucas), además de tener un clima sumamente variado en espacio y tiempo. En general, el clima de las planicies y costas puede ser clasificado como desértico; según la clasificación climática de Koppen, domina el clima desértico con lluvias en verano (asociadas con la presencia de ciclones) y a veces en invierno, escasas todo el año (Z Flores, 1998, T Ayllón, 1996).

Los vientos en el verano tienen una dirección Sudeste - Noroeste y en invierno la trayectoria es inversa, Noroeste - Sudeste. Las principales corrientes aéreas soplan paralelas al sistema orográfico. Sobre la Península, en general los vientos superficiales del Noroeste son fuertes mientras que son más débiles cuando soplan del Sudeste. El otoño es la estación más difícil de caracterizar ya que combina tres procesos distintos. En primer lugar, recibe la influencia de ciclones tropicales, con mayor actividad entre agosto y septiembre; en segundo lugar, los vientos alisios hacia fines de septiembre influyen produciendo lluvias ocasionales y en tercer lugar, hacia el mes de noviembre se deja sentir el régimen de invierno (Campos Aranda, 1998).

La Bahía de La Paz (Fig.1.2) es un cuerpo grande de agua con una zona central profunda que comunica con el Golfo de California por medio de dos bocas, una de ellas entre las islas Espíritu Santo y San Francisco y la otra por el canal San Lorenzo. En la margen Oeste, abundan las playas rocosas; en la parte Sur, se tiene la Laguna de La Paz, separada de la Bahía por la barrera arenosa conocida como El Mogote de La Paz. Esta barrera tiene una longitud aproximada de 12 km, orientada de oeste a este, presenta un gran interés porque protege a la ciudad de La Paz del oleaje de tormentas y además tiene un gran potencial de desarrollo urbano-turístico. En la parte Este de la Bahía se encuentran zonas de lagunas someras como Bahía Falsa, Pichilingue, Puerto Balandra, etc., las cuales se caracterizan por tener playas arenosas extendidas con aguas tranquilas. En cambio, en las costas de la parte Oeste de la Bahía dominan las playas de material

grueso, con abundancia de gravas, material que necesita una mayor energía del oleaje para ser transportadas.

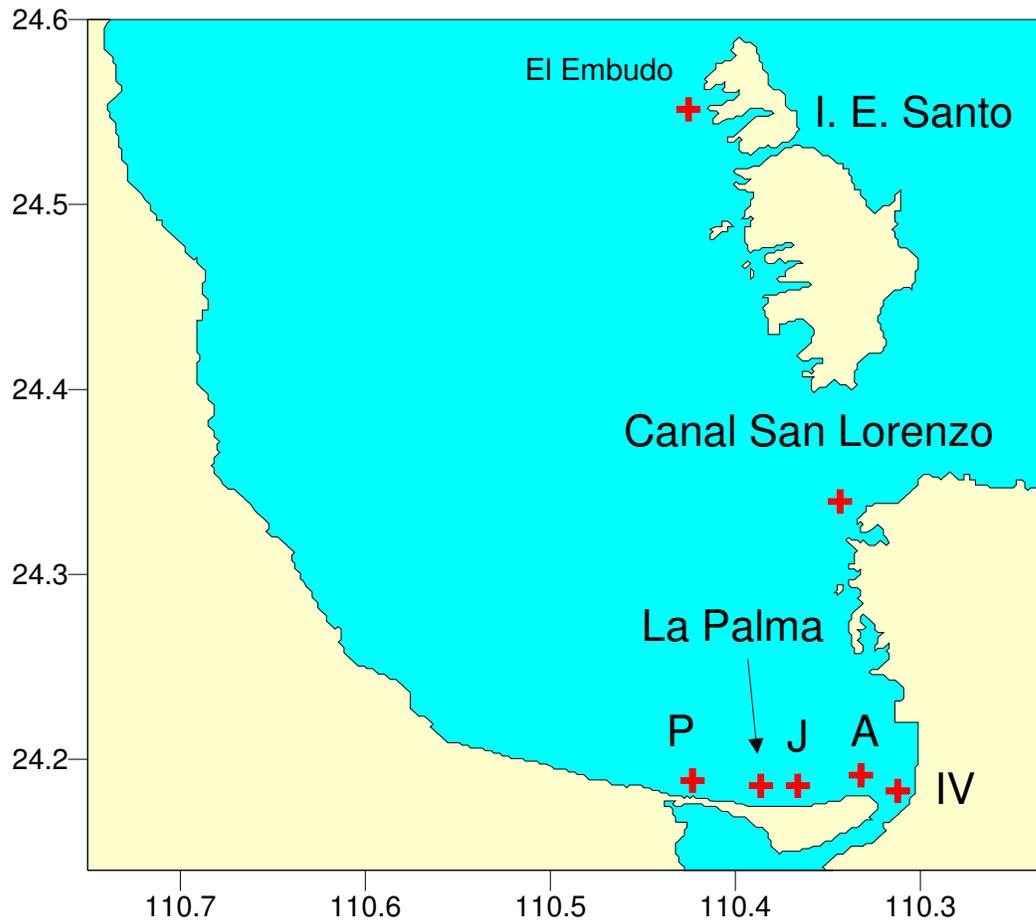


Fig. 1.2. Mapa de la Bahía de La Paz, puntos donde se registró el oleaje.

En las playas de El Mogote (Sur de la Bahía de La Paz) abundan los sedimentos de tamaño medio y fino, materiales que son más fáciles de mover por la energía del oleaje.

1.3. Objetivo principal del estudio.

Caracterizar el oleaje de viento, las ondas de infragravedad y las variaciones estacionales de sus parámetros estadísticos mediante el análisis de registros de oleaje en los puntos más representativos de la zona costera de Baja California Sur, y además de modelar numéricamente el oleaje en la Bahía de La Paz, para apoyo en los estudios básicos de ingeniería de costas y manejo de recursos costeros.

1.4. Metas.

1. Determinar los parámetros estadísticos del oleaje local y del oleaje distante (swell) en la Bahía de La Paz, en el área de Cabo San Lucas, en Punta Gaspareño, en Bahía Magdalena y en Bahía Tortugas.
2. Evaluar el proceso de desarrollo y transformación de ondas de viento en relación con la morfología del fondo marino en los puntos de interés.
3. Evaluar los flujos de energía del oleaje en la zona costera de Baja California Sur en la banda de ondas locales de viento y de swell.
4. Registrar y analizar las ondas de infragravedad en la zona costera de Baja California Sur.
5. Evaluar el transporte de sedimentos en algunos sitios de la Bahía de La Paz.
6. Realizar la simulación numérica sobre la propagación y modificación espectral del oleaje.

1.5. Hipótesis del trabajo.

Dentro del método científico es necesario establecer hipótesis pertinentes que nos permitan llegar a conclusiones sobre los objetivos que se buscan. Para el desarrollo de este trabajo se plantean las siguientes:

1. La costa de la Bahía de La Paz se caracteriza por la presencia dominante del oleaje local de viento.
2. El oleaje distante (swell) domina la zona costera del Pacífico.
3. El área del extremo sur de la Península tiene una dinámica complicada por diversas combinaciones de oleaje local y distante.
4. En las zonas de interés existen ondas de infragravedad de distintos orígenes que influyen sobre el transporte de sedimentos.

1.6. Antecedentes breves del problema.

Uno de los procesos más energéticos y aleatorios en la zona costera es el oleaje (Phillips, 1977). Generalmente se observa en la costa en las siguientes formas: oleaje local de viento, con períodos de 2 a 7 segundos; oleaje distante (swell), cuyos períodos varían de 10 a 25 segundos; ondas de infragravedad con períodos de 30 segundos hasta 5 minutos. Por otro lado se presentan mareas y oscilaciones inerciales, que son procesos de gran escala espacio temporal y están fuera del alcance de este trabajo.

El oleaje local de viento se desarrolla, en la zona costera, bajo la influencia directa del viento y se relaciona estrechamente con la morfología del fondo. Los principales procesos físicos del desarrollo del oleaje y su transformación en mar abierto han sido objeto de muchas investigaciones. Existen actualmente teorías lineales y no lineales del desarrollo del oleaje (Phillips, 1977, Hasselmann, 1984, Longuet-Higgins, 1988). La cinemática y dinámica del oleaje en la zona somera son más complicadas y variables por la influencia de la fricción con el fondo y su morfología. Desde la década de los 60 del siglo pasado, se han desarrollado varios trabajos sobre el oleaje en la zona costera, tanto teórica como experimentalmente (Putnam y Johnson, 1949, Weber et al., 1988).

El oleaje distante (swell) se origina en los centros de tormenta y puede viajar grandes distancias antes de llegar a la costa. En aguas someras la energía se concentra, la amplitud de las ondas crece y la zona de rompiente se amplía. El frente del oleaje distante cambia su dirección por el efecto de la refracción (Hasselmann et al., 1973).

Las ondas de infragravedad son ondas largas gravitacionales cuyos períodos tienen valores desde 30 segundos hasta 5 minutos. Este nombre es común para todas las ondas de este rango sin importar su origen. Genéricamente existen varios tipos de ondas de infragravedad: boundary waves, edge waves, leaking waves, surf beat, etc. Los estudios de este tipo de movimiento no tienen gran historia, los primeros trabajos aparecen hace unos 45 años. Algunos estudios del desarrollo y disipación de estas oscilaciones se describen en Holman (1981), Guza et al. (1985), Herbers et al., (1994), Masselink (1995). Un tipo de ondas forzadas de infragravedad más relacionado con el régimen de oleaje local es el formado por ondas inducidas por la interacción no lineal entre los grupos de ondas de viento (Rabinovitch, 1993).

Las ondas de infragravedad tienen una gran capacidad para transportar los sedimentos y son las responsables de ciertos rasgos característicos de la morfología costera, como las playas de cuspatos, y así mismo pueden cambiar la morfología costera en forma más o menos continua (Huntley et al., 1993).

El oleaje forma un campo de corrientes periódicas cerca del fondo y debido a la fricción con él, transforma parte de su energía en turbulencia. La turbulencia fuerza la resuspensión de los sedimentos y las corrientes cerca del fondo los acarrearán; este es el mecanismo básico del transporte de sedimentos en aguas someras (Komar, 1995).

En la zona de rompientes, la energía transferida como turbulencia crece debido a que los procesos no lineales generan ondas de segundo orden con períodos diversos, y estas ondas son reflejadas al océano abierto y a lo largo de la costa (Abreu et al., 1992).

La distribución espacio - temporal del oleaje generalmente no es uniforme y tiene una relación estrecha con la morfología de la zona costera. La variación de las alturas significativas y de los períodos, la dispersión de frecuencias, la refracción, las interacciones no lineales, el fenómeno de la rompiente, son procesos de transformación del oleaje en la zona somera (Hasselmann, 1984). La costa del Pacífico del Estado se caracteriza porque recibe un oleaje distante muy activo, aquí el oleaje local de viento es menos energético que el oleaje distante

(swell). Esta relación se mantiene a lo largo de casi toda la costa Oeste. La otra costa de la Península se caracteriza por la presencia de oleaje distante menos desarrollado y la energía de oleaje local de viento es mayor.

Una de las tareas prácticas de las investigaciones del oleaje es la evaluación del transporte de sedimentos y los cambios morfológicos de perfiles de playas. Una manera usual de lograrlo es por medio de la evaluación del volumen de sedimentos movidos por la energía del oleaje, con base en diagramas prácticos (CERC, 1984).

Otra posibilidad de la evaluación del transporte de sedimentos es por medio de la modelación numérica en el campo de corrientes de oleaje (Hardisty et al., 1993), pero la técnica de la simulación numérica del transporte de sedimentos todavía no está bien desarrollada, por la dificultad que conlleva el carácter no lineal de las ecuaciones.

Los conocimientos básicos para el análisis de las ondas gravitacionales de viento se deben principalmente a los trabajos desarrollados por Phillips (1977) y Hasselmann (1984), quienes describen los mecanismos de formación del oleaje por medio de los esfuerzos del viento sobre la superficie del mar. Por otro lado, investigadores como Pierson y Moskowitz discuten la utilización de modelos espectrales del oleaje para el diseño de estructuras costeras (Pierson et al., 1967). El modelo propuesto por ellos se basa en la intensidad del viento (modelo de un solo parámetro) y solo funciona para pronosticar el oleaje en aguas profundas.

Hasselmann y colaboradores (1976) determinan el modelo de tres parámetros, el modelo JONSWAP que sirve para pronosticar el oleaje en aguas someras, pero no predice la modificación de las ondas conforme disminuye la profundidad del agua.

En 1995, Young y otros investigadores estudiaron las modificaciones del oleaje en aguas someras, pero no determinaron los mecanismos exactos para explicar esas modificaciones.

Los estudios de oleaje en la Bahía de La Paz empezaron en 1994, cuando se forma el grupo de procesos costeros en el departamento de Oceanología del CICIMAR, con el estudio sobre parámetros de diseño de obras costeras en El

Mogote de La Paz. A partir de entonces hasta 1998 se llevaron a cabo registros de oleaje en las playas del Mogote para caracterizar el oleaje que llega en diferentes meses del año. Se han realizado otros registros de oleaje en diferentes puntos de la Bahía de La Paz, como en el Canal San Lorenzo, en la playa Embudo de Isla Partida, en San Juan de la Costa y en Punta Mechudo. También se ha registrado el oleaje en diferentes puntos de la Península, como Cabo San Lucas, Punta Gaspareño, Bahía Magdalena y Bahía Tortugas. En todos estos sitios se registró el oleaje por vez primera y no se tiene documentación sobre estudios previos en ellos.

En el capítulo II se presenta un análisis más profundo del estado del arte en cuanto a los conocimientos de la propagación del oleaje en aguas someras.

1.7 Metodología del trabajo

1.7.1 Fundamentos principales y métodos de investigación.

Las características del oleaje se pueden estudiar tomando en cuenta dos puntos de vista: uno de éstos consiste en considerar las propiedades estadísticas, como la distribución de la elevación de la superficie del mar, $\eta(t)$ y el resto de parámetros que definen al oleaje, como las alturas significante, media, máxima, período significativo, período de cruce por cero, período de pico espectral, etc, es decir, la descripción estadística. La altura significativa es el parámetro usual para describir la altura de la onda y el período significativo es el correspondiente para describir el período del oleaje.

El otro punto de vista considera el análisis espectral del oleaje. A partir del espectro se pueden deducir los parámetros del oleaje. A su vez, dentro del análisis espectral se pueden determinar las características del oleaje conforme se propaga desde su área de generación hasta la línea de costa. Uno de los métodos para abordar este problema, se basa en el desarrollo del espectro de oleaje (evolución del espectro) para determinar sus características principales (altura, frecuencia y en su momento dirección).

Cuando el oleaje se encuentra en un punto para el cual se tienen ondas de agua profunda en un mar completamente desarrollado, su espectro respectivo es ancho, con períodos de ondas de 2 a 15 segundos y el pico del espectro en la

banda de período de 5 a 7 segundos; cuando el oleaje sale del área de generación, el espectro correspondiente de energía es más angosto que el anterior, con períodos de ondas de 5 a 15 segundos y el pico del espectro en la banda de 8 a 12 segundos y cuando el oleaje entra en aguas someras, presenta un espectro más angosto que el anterior, con ondas de 8 a 12 segundos. En la Figura 1.3 se muestra esquemáticamente un espectro de cada uno de los estados antes mencionados como se muestran en Komar (1996).

En el esquema se puede observar que existe mayor cantidad de energía dentro del área del fetch cuando se tiene mar totalmente desarrollado y menor densidad de energía en la zona de rompiente cuando ya se ha dispersado una parte de ella.

1.7.2. Herramientas disponibles y metodología de la experimentación.

Para estudiar el régimen del oleaje lo ideal es tomar registros continuos durante un lapso grande de tiempo (por lo menos de un año) en cada localización, pero actualmente no se dispone del equipo necesario para realizar este tipo de muestreos. Para caracterizar el oleaje en distintos sitios con fines de ingeniería costera y manejo de recursos costeros es suficiente realizar las mediciones periódicas de 3-7 días. Para lo cual se han utilizado los siguientes equipos: tres ológrafos "InterOcean" WTG con 1.0 Mb de memoria ROM, dos ológrafos "InterOcean" WTG con 20 Mb de memoria ROM, con capacidad dual (mide la variación del nivel del mar en un canal y la corriente del fondo con su dirección en el otro canal, en forma simultánea).

Los ológrafos se colocan en el fondo del mar a profundidades que varían desde 4 a 18 m, para conocer las características del oleaje en diferentes partes de la zona costera. Generalmente, la tasa de registro es de 0.5 Hz, es decir, se registran dos datos por segundo. El tamaño del registro varía de 10 a 20 (a veces hasta 30) minutos cada hora, para obtener de esta manera 24 bloques de datos cada día.

1.7.3. Metodología del tratamiento de datos.

A cada bloque de datos se le calculó la estadística básica y el espectro de energía del oleaje. Para todo el registro, el conocimiento de la energía del oleaje será de gran utilidad para conocer el régimen del oleaje y separar los diferentes componentes, como son el oleaje local, el oleaje distante y el oleaje de infragravedad.

Históricamente se han trabajado dos parámetros estadísticos para caracterizar la altura del oleaje: la altura significativa (H_s) y la altura máxima del oleaje (H_m).

La altura significativa se obtiene al ordenar todas las alturas de olas registradas y calcular el promedio tomando un tercio de las olas más altas registradas en la muestra (Dean y Dalrymple, 1993).

El espectro de energía del oleaje es una función que describe matemáticamente la distribución de los cuadrados de las alturas de las ondas

componentes contra la frecuencia; como el cuadrado de las alturas se relaciona con la energía potencial de la superficie del mar, el área bajo la curva del espectro tiene una relación directa con la altura significativa de la onda. El análisis espectral del oleaje tiene como objetivo principal determinar la cantidad de energía contenida en el campo de oleaje y separar las componentes del mismo, es decir explicar a su vez qué parte de la energía es aportada por oleaje de viento local, cuál parte es aportada por swell y cuál, en su caso, se encuentra en la banda de infragravedad. Para completar el espectro de energía con información sobre las direcciones de propagación de oleaje se evaluaron las distribuciones angulares de las componentes horizontales de las corrientes. Un aspecto importante a considerar es la posibilidad de utilizar los modelos espectrales para pronóstico del oleaje con lo cual se puede ahorrar tiempo y esfuerzo de muestreo. De los modelos más utilizados, el de Pierson y Moskowitz se utiliza para estados de mar totalmente desarrollado, en aguas profundas y con longitudes ilimitadas de Fetch. Con base en el experimento JONSWAP, Hasselmann (1984) estudió la transferencia de energía en los espectros calculados a partir de los registros obtenidos durante el experimento. En la Fig. 1.4 se muestra un ejemplo del espectro JONSWAP calculado con base en datos promedio de la Bahía de La Paz, para un Fetch de 70 km en dirección Norte - Sur y vientos de 6, 10, 14 y 20 m/s.

1.7.4. El modelo numérico SWAN.

A principios de la década de los 70 del siglo pasado, la necesidad de resolver un problema hidráulico requería la construcción de modelos físicos, los cuales requerían una fuerte inversión económica. Fue en este período cuando los laboratorios enfocaron sus investigaciones hacia la modelación de procesos en grandes cuerpos de agua, lo que obligó al desarrollo de los modelos numéricos, los que tuvieron desde entonces auge debido a las siguientes razones (Rodenhuis, 1994):

- El modelo numérico es más económico y más rápido.
- Proporciona mucha mayor cantidad de información que las mediciones en campo o en laboratorio.

- Se pueden modelar (simular) situaciones muy difíciles o imposibles de medir en campo.

Con el desarrollo de mejores sistemas de cómputo surgió el SWAN (Simulating Waves Nearshore), modelo desarrollado por el personal de la Universidad Tecnológica de Delft, en Holanda.

Fig. 1.3. Esquema de espectros del estado del mar, según Komar (1995). (a) Mar totalmente desarrollado, (b) Zona de viento local, (c) Oleaje distante (swell).

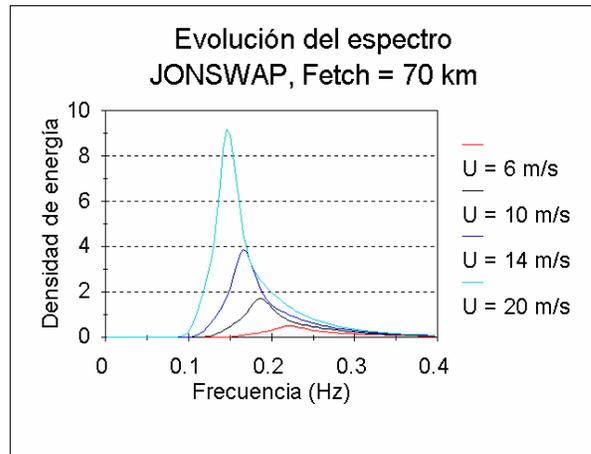


Fig. 1.4. Modelo espectral JONSWAP. Se muestra la evolución de la energía cuando aumenta la intensidad del viento.

EL modelo SWAN permite la predicción de oleaje en la zona costera por medio de dos formas de aproximación:

- a) El área de estudio (generación de oleaje) comprende aguas someras desde el inicio del análisis.
- b) Inicialmente se genera el oleaje en agua profunda y se proyecta hacia la zona de aguas someras.

El primer modo es importante en cuencas semicerradas o en bahías someras, mientras que la segunda es importante en zonas costeras donde se propagan grandes ondas de tormenta desde aguas profundas hacia la costa. Komen et al. (1994), discuten ampliamente el problema de la modelación numérica de las ondas en el océano. El SWAN es un modelo numérico cuyo objetivo es obtener estimaciones reales de parámetros de oleaje en áreas costeras a partir de datos de viento y de batimetría.

1.8. El contenido de la tesis.

La justificación, objetivos, metas, hipótesis del trabajo y la introducción corta al estado del arte sobre el problema de oleaje se describen en el primer capítulo.

En el segundo, se describe en mayor profundidad el estado del arte con relación a los estudios del oleaje en la zona costera, los avances que se han logrado a la fecha y los problemas que aún siguen sin resolver. También se revisa la teoría del oleaje en sus dos formas principales: la teoría lineal y el desarrollo de la teoría no lineal.

Los resultados obtenidos de los muestreos en la Bahía de La Paz, Bahía de Cabo San Lucas, Punta Gaspareño y en las zonas costeras de las bahías Magdalena y Tortugas se presentan en el capítulo tercero (ondas de viento, oleaje distante y ondas de infragravedad (IG)).

En el cuarto capítulo se presentan los resultados de la modelación numérica del oleaje realizada con el modelo SWAN, construido en la TUDELFT (Universidad Tecnológica de Delft, en Holanda)

En el capítulo quinto se muestra el fenómeno del transporte de sedimentos, así como algunos cálculos prácticos del transporte de sedimentos a lo largo de la línea costera, para algunas de las zonas estudiadas.

Capítulo 2. ESTADO DEL ARTE EN ESTUDIOS DE OLEAJE EN ZONAS COSTERAS.

Eliminado: II

2.1. Clasificación de ondas gravitacionales en zona costera.

Para desarrollar estudios de oleaje es necesario primero conocer su clasificación y determinar el tipo de oleaje que se desea conocer.

2.1.1. Clasificación por mecanismos físicos.

Una forma de clasificar el oleaje es utilizar como criterio el mecanismo (fuerza) por el que se genera el oleaje. Así, se llaman ondas de viento, a todas las ondas que son generadas por la acción del viento sobre la superficie del mar. Si el mecanismo que genera las ondas es la fuerza gravitacional planetaria, entonces la onda es la marea. Las ondas que se generan cuando se presenta un sismo cuyo epicentro se localiza en la zona costera, son las llamadas tsunamis. Las ondas que se producen por efectos giroscópicos (rotación de la Tierra, fuerza de Coriolis) son las llamadas ondas cuasigeostróficas (ondas de Rosby, ondas inerciales).

Eliminado:

Se pueden distinguir ondas de superficie y ondas internas. El mejor ejemplo de ondas superficiales son las ondas de viento que son causadas por el viento que sopla sobre la superficie del mar. Ondas internas son las desarrolladas en los gradientes de densidad verticales que pueden tener amplitudes grandes. Entre las ondas de cuerpo se tienen los tsunamis, que son generadas por terremotos o por erupciones de volcanes submarinos, y las mareas que son generadas por la atracción gravitacional de la Luna y el Sol, principalmente.

Otro criterio de clasificación se basa en la fuerza que trata de regresar el nivel del mar a su posición de reposo; cuando la fuerza restauradora es la tensión superficial, se tienen ondas capilares y cuando la fuerza restauradora es la gravedad, entonces se tienen las ondas gravitacionales que pueden ser producidas por el esfuerzo tangencial del viento sobre la superficie del mar (Phillips, 1977), por eventos sísmicos y por variaciones de la presión atmosférica.

2.1.2. Clasificación por intervalos espacio - temporales.

La clasificación de ondas gravitacionales se relaciona con la longitud de las ondas que abarca un amplio intervalo: desde ondas capilares que son muy cortas, del orden de milímetros, hasta las ondas de Rosby que son muy largas, cuya longitud es de orden planetario. La fuerza de Coriolis es importante para ondas cuya longitud es del orden de 100 km o mayores. Dos clasificaciones típicas se muestran en la Fig.2.1. La primera clasificación de Kinsman (Fig.2.1a) es muy esquemática y muestra solamente un intervalo de ondas superficiales de un segundo hasta cinco minutos. La clasificación de Le Blond (Fig.2.1b) tiene carácter espectral y mantiene más o menos la relación entre la energía típica de las ondas en distintas bandas espectrales.

Si se toma en cuenta el período del oleaje, entonces se tienen ondas de período corto (ondas cortas) y ondas largas (de período grande). Las ondas de viento locales tienen períodos de 1 a 10 s, las ondas distantes (swell) tienen períodos de 10 a 30 s, las ondas de infragravedad tienen períodos de 30 s a 10 minutos.

En este trabajo se enfoca la atención a las ondas gravitacionales superficiales generadas por el viento y ondas de infragravedad posibles, por ser las que se presentan con más frecuencia en la zona costera.

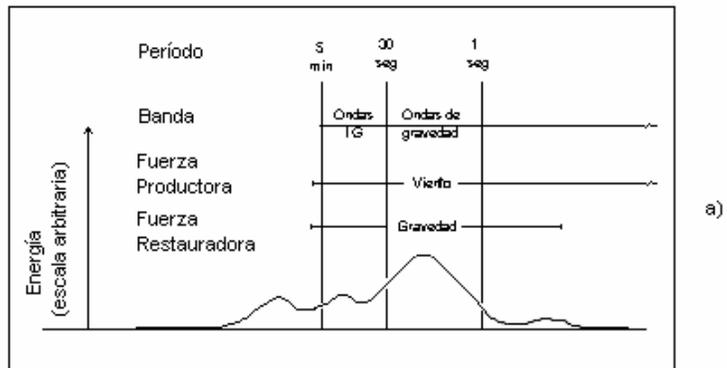
2.1.3. El comportamiento energético del oleaje superficial.

La energía total del oleaje es la suma de la energía cinética producida por el movimiento orbital de las partículas de agua y de la energía potencial debida a las elevaciones de nivel de la superficie del mar. Phillips (1977) describe el balance de energía mecánica partiendo de la ecuación de la conservación del momentum:

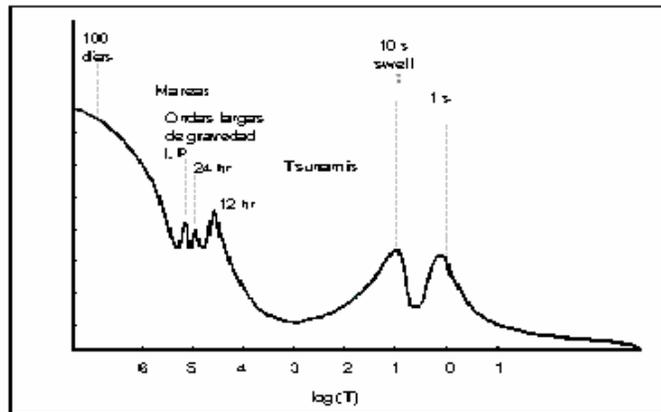
$$\rho \frac{d}{dt} \left(\frac{1}{2} u^2 \right) + u \cdot \nabla p - \rho u \cdot g = u \cdot f$$

donde:

ρ es la densidad del agua.



a)



b)

Fig. 2.1. Clasificación de las ondas gravitacionales superficiales en el océano. a) Según Kinsman (1965), b) Según Le Blond y Mysak (1978).

u es el vector de la velocidad.

∇p es el gradiente de presiones.

g es la aceleración de la gravedad.

f es la fuerza resultante aplicada sobre un volumen elemental de fluido.

Si el símbolo η representa el desplazamiento vertical del elemento de fluido medido hacia arriba, entonces:

$$-\rho u g = \rho g w = \rho g d\eta / dt,$$

con w - componente vertical de la velocidad.

y con la ecuación de continuidad, se puede escribir:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left\{ \frac{1}{2} \rho u^2 + \rho g \eta \right\} + \nabla \cdot \left\{ u \left(p + \frac{1}{2} \rho u^2 + \rho g \eta \right) \right\} - p \nabla \cdot u = u \cdot f$$

La tasa de cambio de las energías cinética y potencial se especifica en términos de la divergencias del flujo de energía:

$$F = u \left(p + \frac{1}{2} \rho u^2 + \rho g \eta \right)$$

Con formato

Donde el primer término dentro del paréntesis es la presión (p), el segundo término es la energía cinética ($1/2\rho u^2$) y el tercero representa la energía potencia ($\rho g \eta$), junto con las tasas de trabajo mecánico que producen las fuerzas de compresión del fluido y las fuerzas de fricción. Si el fluido es incompresible, se hace cero el término del gradiente de presión.

Las ondas superficiales en el océano tienen un papel energético muy importante. Le Blond y Mysak (1978) realizan una evaluación de la distribución promedio de la energía mecánica (la densidad de energía) en el océano mundial por metro cuadrado. Los resultados de la evaluación se presentan en la Tabla, donde f es el parámetro de Coriolis, y N es la frecuencia de Brunt-Väisälä.

Tabla 1. Evaluación de niveles de energía (J/m^2) para distintos tipos de oleaje y circulación global del océano (Le Blond, Mysak, 1978).

Proceso		Energía
Ondas gravitacionales superficiales ($H=2\text{ m}$)		$2 \cdot 10^4$
Ondas gravitacionales internas ($f < \omega < N$)		$4 \cdot 10^3$
Mareas [$\omega = 0(f)$]		$4 \cdot 10^3$
Ondas largas (planetarias) ($\omega \ll f$)		$10^3 - 10^5$
Circulación global	Energía cinética	10^2
	Energía potencial	10^5

H es la altura de la onda y ω es la frecuencia.

De la tabla 1 se puede ver que el oleaje gravitacional de viento es el segundo en importancia de niveles de energía, de aquí se deriva la importancia de estudiar estas ondas en la zona costera, que es donde se pueden observar tanto la erosión como la construcción de la costa por depósitos de sedimentos transportados por el oleaje.

2.2. Descripción física del desarrollo de oleaje de viento.

2.2.1. Historia del desarrollo del problema.

El estudio de los fenómenos oscilatorios del mar ha llamado la atención desde hace muchos años. En los siglos XVII y XVIII, Galileo, Descartes, Newton y Lagrange, entre otros, trataron de explicar diferentes fenómenos del mar, como las mareas, la propagación de ciertos movimientos, la velocidad del oleaje, etc.

En el principio del siglo XIX, Poisson y Cauchy estudiaron el problema de las olas y propusieron una solución como la suma de un número infinito de oscilaciones estacionarias con diferentes frecuencias.

Años después, Airy propuso una teoría limitada al oleaje bidimensional (Sorensen, 1995). La idea central de Airy es suponer que el paso de una onda induce a las partículas del fluido a tener una variación vertical sinusoidal.

Eliminado:

A mediados del siglo XIX, Russel describió la superficie del mar durante las fases sucesivas de crecimiento del viento, desde la calma hasta la tormenta.

Thomson discute más a fondo la interacción de viento y ondas; Stokes trabaja con la viscosidad del agua que se requiere para mantener una onda, pero no da una solución teórica. Froude y Rayleigh explicaron la formación de ondas oblicuas al paso de una lancha. Reynolds estudio la velocidad de grupos de ondas.

Eliminado:

Lamb (1943) estudió las leyes de movimiento de ondas en un líquido. Otros trabajos importantes fueron los de Pearson, Phillips, Longuet-Higgins y, en tiempos actuales, Hasselmann.

El oleaje local de viento se desarrolla directamente en la zona costera bajo la influencia directa de viento. Los procesos físicos principales del desarrollo de oleaje de viento y su transformación en el mar abierto han sido objeto de muchas investigaciones; existen teorías lineales y no lineales del desarrollo de oleaje (Phillips, 1977, Longuet-Higgins, 1988, Hasselmann, 1993). Históricamente se han desarrollando varios trabajos de investigación sobre el oleaje en la zona costera tanto teórica como experimentalmente.

El oleaje distante (swell) se origina en zonas alejadas de la costa y puede viajar grandes distancias antes de llegar a la costa. En aguas someras la energía se concentra, la amplitud de las ondas crece en forma significativa, y la zona de rompiente se amplía. El frente del oleaje distante cambia su dirección por los efectos de la refracción.

Las ondas de infragravedad son ondas largas gravitacionales cuyos períodos varían desde decenas de segundos hasta unos minutos. Genéricamente existen varios tipos de ondas de infragravedad: ondas de frontera (boundary waves), ondas marginales de plataforma (edge waves), ondas liberadas (leaking waves), ondas de rompiente (surf beat), oscilaciones forzadas en cuerpos semicerrados (seiches) etc. Los primeros trabajos aparecen hace unos 35-40 años. Algunos estudios del desarrollo y disipación de estas oscilaciones se describen en (Herbers et al, 1994, Guza y Thornton, 1985, Holman, 1981). Un tipo de ondas de infragravedad más relacionado con el régimen de oleaje local es el forzado por la interacción no lineal entre los grupos de ondas de viento (Gallagher, 1971).

Eliminado:

Los conocimientos teóricos básicos para el análisis de ondas gravitacionales de viento se deben principalmente a los trabajos desarrollados por Miles, Phillips

(1977) y Hasselman (1973) quienes describen los mecanismos de formación del oleaje por medio de los esfuerzos del viento sobre la superficie del mar. Por falta de espacio no voy a detallar en esta tesis los principios genéticos del desarrollo de oleaje desde olas capilares y procesos de transferencia de energía de viento a la energía de oleaje según las teorías de Miles y de Phillips.

Por otro lado, investigadores como Pierson y Moskowitz (1964) discuten la utilización de modelos espectrales del oleaje. El modelo espectral propuesto por ellos se basa en la intensidad del viento y sólo funciona para pronosticar el oleaje en aguas profundas. Con base en el desarrollo de los trabajos de Pierson y Moskowitz, los investigadores de Holanda (Komen et al, 1994) determinaron un modelo espectral de tres parámetros, el espectro JONSWAP llamado así por el proyecto del mismo nombre (**Joint North Sea Wave Project**) que sirve para pronosticar el oleaje en aguas profundas, pero no predice la modificación de las ondas en aguas poco profundas. En 1996, Young y Verhagen estudiaron las modificaciones del oleaje en aguas someras, pero no determinaron los mecanismos exactos para explicar esas modificaciones.

2.2.2. Teoría de las ondas gravitacionales superficiales.

El estado de la superficie libre del mar es difícil de describir por medio de teorías lineales, ya que la interacción de las ondas individuales tiene carácter aleatorio y es causa del comportamiento no lineal del oleaje. Por lo tanto, se hace bastante complicada su descripción matemática y la de su movimiento (el cual en realidad es tridimensional con una gran variedad de ondas de diferentes alturas y períodos presentes en un momento dado). Sin embargo, el desarrollo de la teoría clásica de ondas de pequeña amplitud (ondas potenciales en aguas profundas) está relacionado con los trabajos de Airy y de Stokes, que predicen el comportamiento de las ondas simples. Ambos trabajos explican el comportamiento de una onda simple bajo condiciones de aguas profundas.

Matemáticamente, se puede considerar que la teoría de Airy es una primera aproximación teórica lineal del comportamiento del oleaje de pequeña amplitud. Los elementos geométricos que se usan para describir el oleaje son la longitud de la onda L , la altura de la onda H , la profundidad d , relativa al nivel del mar en

Eliminado: ¶
¶

Eliminado:

reposo y el desplazamiento de la superficie del mar a partir del nivel de reposo (ver Fig. 2.2). Los elementos cinemáticos de la onda son su periodo T , la frecuencia angular ω y el número de onda k .

En las ecuaciones de la teoría de la pequeña amplitud se aplican las condiciones de frontera en el nivel medio del mar (reposo), en lugar de aplicarlas en la superficie libre del agua (real). Esto requiere que las relaciones “altura de la onda (H) entre la profundidad del agua (d)” y “la altura de la onda (H) contra la longitud de ésta (L)” sean pequeñas, mucho menores que la unidad:

$$H/d \ll 1; H/L \ll 1 .$$

Esta teoría de ondas de pequeña amplitud tiene una aproximación lineal que es de gran importancia, porque es más fácil de aplicar y da bastante buenos resultados en un gran intervalo de regímenes de oleaje para aplicaciones de ingeniería costera. La teoría de ondas de pequeña amplitud se basa en las siguientes hipótesis simplificatorias:

- La forma de la onda es sinusoidal.
- La amplitud de la onda es pequeña comparada con su longitud y con la profundidad.
- Se ignoran los efectos de viscosidad y de tensión superficial.
- Se ignoran los efectos de Coriolis y la vorticidad.
- La profundidad es uniforme sin obstáculos.
- La forma de la onda es bidimensional.

Eliminado: ¶

Eliminado: .

Eliminado: ¶

-----Salto de página-----

Eliminado: ¶

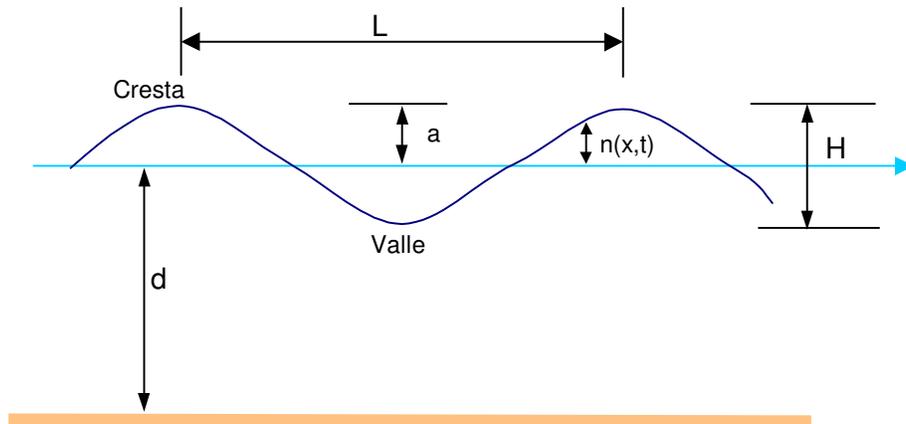


Fig. 2.2. Elementos geométricos de una onda:

d es la profundidad del mar, en relación al nivel medio del mar;

L es la longitud de la onda;

Cresta es el punto de altura máxima de la onda;

Valle es el punto de altura mínima de la onda;

H es la altura de la onda;

a es la amplitud de la onda;

$\eta(x,t)$ elevación del perfil de la superficie del mar, función de la coordenada espacial y del tiempo.

Entonces se considera que el agua es incompresible, con temperatura y salinidad constante, y que el movimiento de la onda es irrotacional, por lo que el flujo puede ser descrito por un potencial de velocidad ($U=\nabla\phi$) que satisface la ecuación de Laplace:

$$\nabla^2\phi = 0, \quad (2.1)$$

donde la función potencial ϕ , que define las componentes horizontal u y vertical w de la velocidad, es:

$$u = \frac{\partial\phi}{\partial x} \quad w = \frac{\partial\phi}{\partial z}.$$

El desarrollo de las ecuaciones, como lo describen Eagleson y Dean (1966) es el siguiente:

$$\frac{\partial^2\phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2\phi}{\partial z^2} = 0. \quad (2.2)$$

La primera condición de frontera es que la velocidad normal a las fronteras es cero, donde la frontera inferior es el fondo del mar en $z = -d$ y la frontera superior depende de la solución del problema ya que es la superficie libre y no es posible fijar su posición. La condición del fondo es:

$$w = -\frac{\partial\phi}{\partial z} = 0 \quad \text{en } z = -d. \quad (2.3)$$

La condición de frontera en la superficie libre puede obtenerse aplicando la ecuación de Bernoulli (la integral de Bernoulli de la ecuación de movimiento)

$$\frac{p}{\rho_0} + \frac{\partial\phi}{\partial t} + \frac{1}{2}u^2 + gz = f(t), \quad (2.4)$$

donde p es la presión atmosférica sobre la superficie libre del mar, g es la aceleración de la gravedad, ρ_0 es la densidad del fluido y $f(t)$ es la función de tiempo, que depende de la presión en las fronteras de la corriente.

La derivada total d/dt de la ecuación (2.4) en la superficie libre tiene forma

(Longuet-Higgins, 1962):

$$\left[\frac{d}{dt} \left(\frac{p}{\rho} \right) \right]_{\eta} + \left[\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} + g \frac{\partial \phi}{\partial z} \right]_{\eta} + \left[\frac{\partial u^2}{\partial t^2} \right]_{\eta} + \frac{1}{2} [u \cdot \nabla u^2]_{\eta} = 0 \quad (2.5)$$

Stokes propuso la expresión de la (2,5) a través de la serie de Taylor sobre el nivel promedio del mar $z=0$ en la forma:

Eliminado: ¶

Insertado: ¶

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{p_a}{\rho} \right) + \left\{ \left(1 + \eta \frac{\partial}{\partial z} + \frac{1}{2} \eta^2 \frac{\partial^2}{\partial z^2} + \dots \right) \left(\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} + g \frac{\partial \phi}{\partial z} - \gamma \frac{d}{dt} F(\eta) \right) \right\}_0 + \dots \quad (2.6)$$

$$+ \left\{ \left(1 + \eta \frac{\partial}{\partial z} + \dots \right) \frac{\partial u}{\partial t} \right\} + \left\{ \frac{1}{2} u \nabla u^2 + \dots \right\} = 0$$

$$F(\eta) = \frac{\nabla_h^2 \eta}{[1 + (\nabla_h \eta)^2]^{\frac{3}{2}}} \quad (27)$$

donde γ es el coeficiente de la tensión superficial y $F(\eta)$ es

Notamos que la relación entre los términos no lineales, por ejemplo $[\partial u^2 / \partial t]$, y el término lineal $[\partial^2 \phi / \partial t^2]$ tiene el orden de la pendiente de ola H/L .

Entonces, para la función potencial (y también para la velocidad u , y para la variación de nivel η) se puede escribir :

Eliminado: ¶

$$\phi = \epsilon \phi_1 + \epsilon^2 \phi_2 + \epsilon^3 \phi_3 + \dots \quad (2.8)$$

Con formato

Si únicamente se toma en cuenta el primer término, se obtiene la aproximación de primer orden (lineal) como la ecuación de Laplace $\nabla^2 \phi = 0$ con las condiciones de

frontera tipo (2.3). Con el segundo término tenemos la aproximación del segundo orden, y así sucesivamente.

La condición en la superficie puede ser expresada como

$$\eta = \frac{1}{g} \left[\frac{\partial \phi}{\partial t} \right]_{z=\eta} \quad (2.9)$$

Si se considera que la onda es lo suficientemente pequeña, de modo que la condición de frontera se satisface tanto en $z=0$ como en $z=\eta$, entonces se simplifica ya que

$$\eta = \frac{1}{g} \frac{\partial \phi}{\partial t} \text{ en } z = 0. \quad (2.10)$$

Con la solución de la ecuación de Laplace se obtiene la expresión para la forma de la superficie libre:

$$\eta = \frac{H}{2} \cos(kx - \omega t), \quad (2.11)$$

y el potencial de velocidad es:

$$\phi = \frac{Hg \cosh[k(z+d)]}{2\omega \cosh(kd)} \cos(kx) \sin(\omega t), \quad (2.12)$$

que define las velocidades orbitales de las partículas líquidas en la onda.

La deducción de las ecuaciones de movimiento según la teoría lineal y las aproximaciones de segundo orden de Stokes, ha sido descrita con gran detalle por varios autores, como Dean y Eagleson (1966), Kinsman (1966), Dean y Dalrymple (1993), y Komar (1995).

La parte de la teoría lineal que es importante para la discusión de este trabajo es la velocidad de las partículas de agua en sus componentes horizontal y vertical. Estas componentes de velocidad de las partículas son importantes cuando se desea conocer la influencia del oleaje en el movimiento de sedimentos y las fuerzas que desarrollan las ondas cuando pasan por alguna sección de interés, como por ejemplo un pilote o el muro de una dársena.

Las componentes horizontal u y vertical w de una partícula bajo una onda a una distancia z bajo el nivel del mar en reposo (la profundidad es d), están dadas por las siguientes ecuaciones (Dean y Dalrymple, 1993), usando (2.12):

$$u = \frac{H}{2} \frac{gT}{L} \frac{\cosh[2\pi(z+d)/L]}{\cosh(2\pi d/L)} \cos\left(\frac{2\pi x}{L} - \frac{2\pi t}{T}\right), \quad (2.13)$$

$$w = \frac{H}{2} \frac{gT}{L} \frac{\sinh[2\pi(z+d)/L]}{\cosh(2\pi d/L)} \sin\left(\frac{2\pi x}{L} - \frac{2\pi t}{T}\right). \quad (2.14)$$

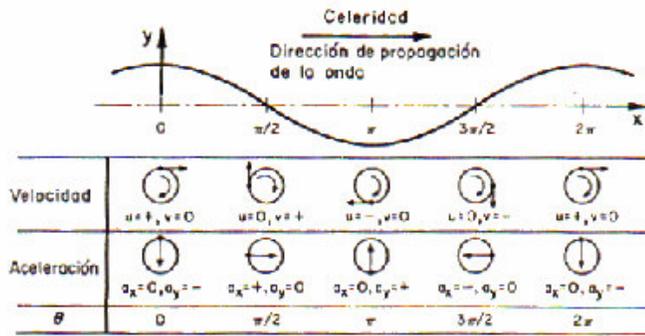
Estas expresiones dan las componentes de la velocidad de la partícula debajo de la onda a cualquier profundidad sobre el fondo. Ambas componentes son armónicas en x y en t , y para cualquier valor dado del ángulo de fase (θ), las funciones hiperbólicas (como funciones de z) resultan en un decaimiento exponencial de la magnitud de las componentes, conforme aumenta la profundidad desde la superficie libre. La velocidad horizontal positiva máxima ocurre cuando $\theta = 0, 2\pi$, etc., mientras que la velocidad horizontal máxima en sentido negativo ocurre cuando $\theta = \pi, 3\pi$, etc.

Eliminado: ¶
¶

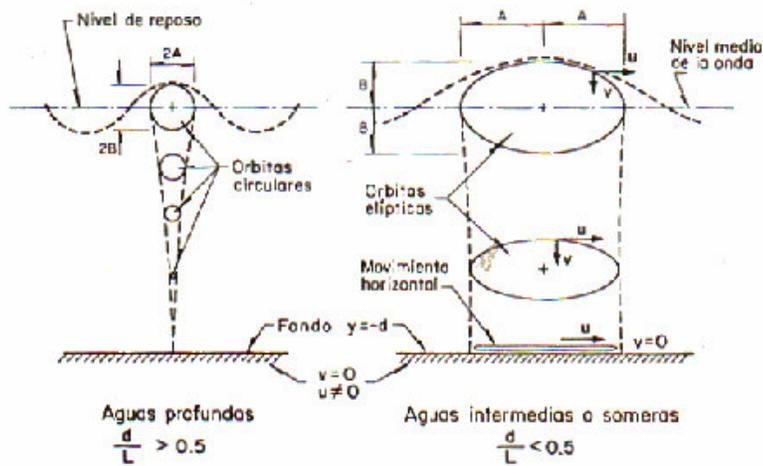
Por otro lado, las máximas velocidades verticales son, en dirección positiva, cuando $\theta = \pi/2, 5\pi/2$, etc. y en dirección negativa, cuando $\theta = 3\pi/2, 7\pi/2$, como se muestra en la Fig. 2.3. Las trayectorias que siguen las partículas de agua bajo la onda cuando ésta se propaga en agua profunda son circulares (inciso b de la Fig. 2.3.) y cuando la onda se encuentra en aguas someras, las trayectorias son elípticas (incisos (a) y (b) de la misma figura).

La aproximación lineal de la teoría establece que las partículas de fluido se mueven en órbitas cerradas (Fig.2.3), lo que implica que cada partícula regresa a su posición inicial después de cada ciclo y si esto es cierto, entonces no se puede tener un transporte neto de la masa de agua en la dirección de avance de la onda.

Cuando la onda entra en aguas intermedias o someras, donde la altura de la onda tiene a crecer conforme la profundidad decrece, falla la teoría en el sentido de que la altura de la onda es pequeña comparada con su longitud y con la profundidad del agua; en este caso se tienen las teorías de amplitud finita.



a)



b)

Fig. 2.3. a) Velocidad y aceleración de las órbitas de partículas de agua bajo las ondas. b) Forma de las órbitas en aguas profundas y en aguas someras e intermedias (tomado de Frías y Moreno, 1988).

Se puede permitir que el parámetro H/L (pendiente de la onda) no sea pequeño y desarrollar una teoría de amplitud finita útil para estas ondas. Si se permite que $L/h < 1/2$, se tendrá una teoría de ondas de agua profunda (de amplitud pequeña); si se permite que $L/h > 1/2$, se tendrá una teoría de ondas de agua somera (de amplitud finita). En general hay varios órdenes de aproximación de la teoría de amplitud finita.

Es importante mencionar que la velocidad de propagación de una onda simple en el agua profunda (onda corta) es C , y como la distancia que viaja una onda durante un tiempo igual a su periodo T es su propia longitud L , entonces la velocidad de propagación (celeridad) se calcula como:

Eliminado:

$$C = \frac{L}{T} = \frac{\omega}{\kappa}, \quad (2.15)$$

y la velocidad de propagación de ondas cortas superficiales es función de la frecuencia.

Otra expresión que relaciona la celeridad de la onda en aguas que tienen la profundidad definida d con su longitud y con la profundidad del agua está dada por (Dean y Dalrymple, 1993) :

$$C = \sqrt{\left(\frac{gL}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right) \right)}, \quad (2.16)$$

y C en la zona somera es función de la profundidad y no de la frecuencia.

Para ondas largas ($L \gg d$)

$$\tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right) \approx \left(\frac{2\pi d}{L}\right),$$

y (2.15) tiene la forma de Lagrange $C = (gd)^{1/2}$.

2.2.3. Aproximaciones no lineales a la teoría.

En la teoría de amplitud finita, Stokes propuso que la función de Bernoulli (2.4) que define las condiciones dinámicas frontales en la superficie libre se aproxima con una serie de Taylor. En este caso, se expande ϕ como (2.8).

Los términos proporcionales a ε dan el orden de aproximación. Dean y Dalrymple (1993) dan una explicación bien detallada, así como Phillips (1977). En primer orden de aproximación, las ecuaciones que se obtienen son iguales a las de la teoría lineal. Si se dejan los términos hasta el de ε^2 se obtiene la solución de segundo orden, y así sucesivamente. El nivel de dificultad crece en forma exponencial con cada orden de aproximación.

Las componentes horizontal y vertical de la velocidad de las partículas de agua bajo la onda dadas por la teoría de Stokes (aproximación de segundo orden) son las siguientes (Sorensen, 1995):

$$u = \frac{H}{2} \frac{gT}{L} \frac{\cosh[2\pi(z+d)/L]}{\cosh(2\pi d/L)} \cos\left(\frac{2\pi x}{L} - \frac{2\pi t}{T}\right) + \frac{3}{4} \left(\frac{\pi H}{L}\right)^2 C \frac{\cosh[4\pi(z+d)/L]}{\sinh^4(2\pi d/L)} B, \quad (2.17)$$

donde B es:
$$B = \cos\left(\frac{4\pi x}{L} - \frac{4\pi t}{T}\right),$$

$$w = \frac{\pi H}{L} C \frac{\sinh[2\pi(z+d)/L]}{\sinh(2\pi d/L)} \sin\left(\frac{2\pi x}{L} - \frac{2\pi t}{T}\right) + \frac{3}{4} \left(\frac{\pi H}{L}\right)^2 C \frac{\sinh[4\pi(z+d)/L]}{\sinh^4(2\pi d/L)} D,$$

donde D esta dado por:
$$D = \sin\left(\frac{4\pi x}{L} - \frac{4\pi t}{T}\right) \quad (2.18)$$

En la Fig. 2.4, se muestran los perfiles de una onda según las dos teorías: en primera aproximación, como lo determina la teoría lineal y el efecto debido al término de segundo orden como lo establece la teoría no lineal. La diferencia principal entre las teorías lineal y no lineal, consiste en el punto de aplicación de las condiciones de frontera en la superficie libre del flujo. Para el desarrollo de la teoría lineal se considera el nivel medio del mar (nivel del mar en reposo) como una cantidad conocida "a priori" y en este nivel se aplican las condiciones de frontera de superficie libre, de esta forma las ecuaciones son lineales. En cambio, para la teoría no lineal las mismas condiciones de frontera se aplican precisamente en la superficie libre, la cual siempre está en movimiento.

Con la teoría de Stokes se explica la existencia de la velocidad conocida como transporte de masa de agua en la dirección de propagación de oleaje. Se debe notar que la velocidad media, en un marco euleriano de referencia, es cero bajo el valle de la onda en un flujo irrotacional; en contraste, en un marco Lagrangiano, la velocidad media es una cantidad de segundo orden y diferente de cero.

Eliminado: ¶

Eliminado: ---Salto de página---
¶

El desplazamiento medio de un fluido elemental después de un tiempo t , es:

$$\bar{x} = \bar{u} t = \frac{\omega t k a^2 \cosh 2k(z_0 + d)}{2 \sinh^2 k d}. \quad (2.19)$$

Con formato

2.2.4. Las relaciones de dispersión.

A partir de la ecuación de dispersión, Phillips (1977) discute una clasificación de las olas de la siguiente manera:

La ecuación de dispersión para las ondas superficiales es:

$$n^2 = g k \left(1 + \gamma k^2 / g\right) \tanh(k d) = \omega^2(k), \quad (2.20)$$

donde n es la frecuencia de la onda, k es el número de onda, d es la profundidad y ω es la frecuencia angular de la onda.

Las ondas con longitud $L < 2\pi(\gamma/g)^{1/2}$ se llaman capilares. Para este tipo de ondas la fuerza restauradora es la tensión superficial. Las ondas de gravedad son aquellas para las cuales $L > 2\pi(\gamma/g)^{1/2}$. La ecuación de dispersión para las ondas gravitacionales en la superficie tiene la forma:

$$\omega^2 = gk \tanh(kd), \quad (2.21)$$

Con formato

y la velocidad de fase es $C^2 = g \tanh(kd)/k$.

Para las ondas en agua profunda $\tanh(kd) = \tanh(2\pi d/L) \approx 1$, y la relación de dispersión y velocidad de fase son

$$\omega^2 = gk; \quad C^2 = g/k = gL/2\pi \quad (2.22)$$

Con formato

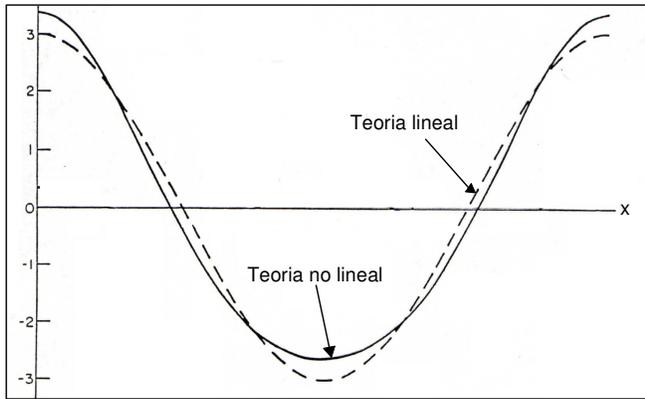


Fig. 2.4. Perfiles de la superficie del mar, dadas por las teorías lineal y no lineal.

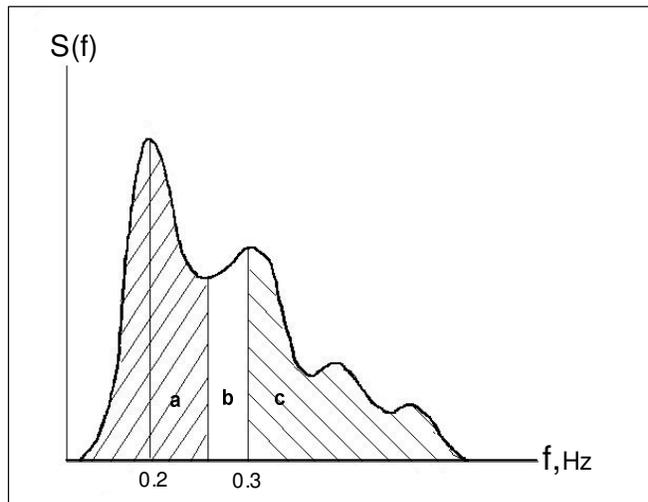


Fig. 2.5. Esquema de espectro según Davidan (1978). a) es la zona del pico máximo, c) es la zona del equilibrio energético, y b) es la

zona de translación.

Para las aguas someras (ondas largas) $\tanh(kd) \approx kd$, y la relación de dispersión y velocidad de fase son

$$\omega^2 = g k^2 d ; \quad C^2 = gd. \quad (2.22)$$

Es notable que en aguas someras la frecuencia angular depende del número de onda y la celeridad depende únicamente de la profundidad. Físicamente significa que las ondas en aguas someras no tienen dispersión

2.2.5. Transformación del oleaje en la zona costera.

Los procesos que sufren las ondas durante su propagación desde aguas profundas hacia la costa son varios y bastante complejos, todos involucran la transferencia de energía y alteran las condiciones del oleaje y comprenden el cambio de profundidad (refracción), el paso a través de un obstáculo (reflexión) la transformación de la onda por efecto de la fricción y percolación con el fondo, la rompiente de las ondas, interacción con otras ondas, etc.

Refracción. La importancia de la refracción del oleaje se debe a que prácticamente todas las estructuras marítimas se construyen en aguas bajas o intermedias, donde las olas sufren considerables cambios debido a su efecto. Por lo tanto, el estudio del fenómeno de refracción es materia obligada para la determinación de las características del oleaje y sus acciones, como por ejemplo: deducir las características de las olas en aguas someras, a partir de las correspondientes en aguas profundas ($d/L_0 > 1/2$), en donde no le afecta el fondo; definir la altura de la ola de diseño en cualquier punto la cual depende de la topografía del fondo.

Con formato

Con formato

Además de la refracción causada por el fondo, las olas pueden refractarse por corrientes o por algún otro fenómeno que provoque que una parte de la ola se desplace más rápidamente que otra.

Reflexión. Si un oleaje incide sobre una estructura, acantilado o pendiente del fondo, tiende a reflejarse. Cuando el frente de ola incidente es paralelo al obstáculo y, además, éste es vertical, plano y con rugosidad casi despreciable, se produce una reflexión perfecta, la cual se manifiesta por la presencia de ondas

Con formato

Eliminado:

estacionarias llamadas "clapotis" (en francés, clapotis significa onda estacionaria, Kinsman, 1965).

La onda estacionaria se forma por la superposición de dos ondas progresivas de igual altura y período que avanzan en sentido contrario, esta onda estacionaria tiene la característica de que duplica la altura de la ola incidente

Cuanto más vertical y liso sea el obstáculo, la mayoría de la energía de onda se refleja y, por el contrario, en el caso de que exista una pendiente gradual, rugosa y permeable la mayoría de la energía se disipa.

El fenómeno de reflexión del oleaje es muy importante en el diseño de las estructuras costeras en un puerto, ya que por la boca se introducen las olas difractadas que pueden ser reflejadas por muros y muelles, provocándose el fenómeno de "resonancia", que podría poner en peligro a las embarcaciones. Es recomendable, por lo tanto, en el proyecto del puerto tratar de evitar, hasta donde sea posible, el diseño de elementos reflejantes; el fenómeno de reflexión puede presentarse en playas, estructuras etc.

Difracción. La difracción del oleaje es, fundamentalmente, una transferencia de la energía de una zona a otra; se presenta cuando el oleaje es interrumpido por un obstáculo que impide su paso a la zona posterior del mismo. El obstáculo puede ser natural (islas) o artificial (rompeolas); las ondas se curvan alrededor y penetran dentro de la zona protegida y en este caso se dice que se presenta una "expansión lateral" (Frías y Moreno, 1988).

Eliminado: ¶

Con formato

2.2.6. Bases de la teoría espectral del oleaje.

El oleaje real forma la superficie del mar como la superposición de olas con diferentes frecuencias, amplitudes y fases, cuando las elevaciones de nivel son tridimensionales y probabilísticas. La herramienta matemática adecuada para analizar los procesos de este tipo es el análisis espectral de las series de tiempo de las elevaciones de nivel en un punto fijo, basado en las transformaciones de Fourier.

El espectro general (función de la frecuencia y de la dirección) de las variaciones de nivel η por oleaje puede ser escrito en la forma común como (Davidan, 1978)

Eliminado: ¶

$$S_{\eta}(\omega, \theta) = S_{\eta}(\omega) Q(\omega, \theta), \quad (2.23)$$

donde $S_{\eta}(\omega)$ es el espectro de energía de las variaciones de nivel, y $Q(\omega, \theta)$ es la función de distribución de energía del oleaje en el dominio de distribución (0 a 2π). La función de distribución direccional debe satisfacer la condición

$$\int_{-\pi/2}^{\pi/2} Q(\omega, \theta) d\theta = 1.$$

Existen muchas aproximaciones de la distribución angular del oleaje $Q(\omega, \theta)$; una de las más simples y conocidas es la de Pierson-Newmann-James que tiene la forma:

$$Q(\omega, \theta) = \frac{2}{\pi} \cos^2 \theta.$$

La Fig. 2.5 muestra un espectro esquemático de energía de oleaje en el rango de ondas gravitacionales. En el dibujo se muestra la zona del máximo espectral (el pico energético), la zona del equilibrio energético (donde la energía se transfiere de una frecuencia a la otra) y la zona de transición (entre las dos primeras). Para expresar analíticamente la zona del máximo energético, Davidan (1978) propuso la expresión:

$$S_{\eta}(\omega) = A \omega^{-k} \exp(-B \omega^{-n}) \text{ para } 0 < \omega < \omega_t, \quad (2.24)$$

donde A, k, B y n son parámetros de la aproximación que se ajustan con la base de datos de la experimentación.

Al analizar gran cantidad de espectros de oleaje se ha encontrado que presentan características similares que pueden ser relacionadas con parámetros físicos, como la intensidad del viento y el Fetch, que es la distancia del desarrollo de olas (Pierson y Moskowitz, 1964, Bouws, et al., 1985). Gracias a estas relaciones se puede generar numéricamente el espectro de oleaje que se esperaría para alguna condición dada. Las formas del espectro de un estado del mar varían según los factores antes mencionados; sin embargo, la forma de un espectro no es arbitraria, ya que existen muchas propiedades físicas del oleaje que quedan representadas en el espectro (Pierson y Moskowitz, 1964). Existen

distintas aproximaciones del espectro de energía, por ejemplo el espectro analítico de Pierson-Moskowitz (Pierson y Moskowitz, 1964), o los más recientes espectros de JONSWAP (Hasselmann et al., 1983) y TMA.

La forma general del espectro tiene algunas características constantes. Para un espectro dado, la cola del espectro, que tiene frecuencias mayores que la frecuencia del pico espectral, debe alcanzar un límite superior llamado condición de saturación de energía. Si continúa la entrada de energía en esta parte del espectro, debe ser equilibrada por una pérdida de energía a través de la rompiente del oleaje. Los modelos espectrales están basados en uno o más parámetros; el modelo más simple es de un solo parámetro (Pierson-Moskowitz, 1964) el cual utiliza la intensidad del viento o la altura significativa de la ola. Otros modelos más recientes son los del JONSWAP y el TMA que dependen de cinco parámetros, pero usualmente tres de ellos son considerados como constantes. Un punto importante es que existe un límite superior para la densidad de energía espectral. Cuando el espectro alcanza esta condición, llamada de saturación, la energía adicional, aportada por el viento al oleaje, se pierde por la rompiente de las olas y por la transferencia de energía a otras olas de diferente frecuencia.

Para encontrar este estado de saturación, Phillips (1977) asumió que dependía de 2 variables; la intensidad del viento y el Fetch. Al estudiar la variación de la velocidad del viento según la altura sobre la superficie del mar, él determinó que el espectro se puede definir con la frecuencia, la gravedad, la velocidad del viento y el Fetch como parámetros de cálculo. Al hacer el análisis dimensional de varios espectros de oleaje, considerando un límite para la configuración de las olas, encontró que existe un rango en que se satura el espectro. Para frecuencias superiores a la frecuencia del pico, la función de densidad espectral puede ser expresada por:

$$S(f) = \alpha g^2 f^{-5} (2\pi)^{-4} \quad (2.25)$$

donde g es la aceleración de la gravedad y α depende del Fetch y del viento, f es la frecuencia y S es la densidad espectral como función de la frecuencia.

Espectro de Pierson-Moskowitz. El modelo espectral de Pierson-Moskowitz sirve para calcular la energía del oleaje en agua profunda, en función de la intensidad del viento. Pierson y Moskowitz (1964) probaron la hipótesis de similitud de Kitaigorodskii, que dice: "Cuando los espectros de energía del oleaje superficial están totalmente desarrollados y se grafican en cierta forma adimensional, deben tener la misma forma". Con base en un gran número de mediciones de espectros, se considera que la ecuación de Pierson-Moskowitz representa el espectro (del oleaje superficial) totalmente desarrollado y la gráfica es la forma de equilibrio del espectro de oleaje.

$$E(f) = \frac{\alpha g^2}{(2\pi)^4 f^5} \exp \left[-\frac{5}{4} \left(\frac{f}{f_m} \right)^4 \right] \quad (2.26)$$

donde $\alpha = 8.1 \times 10^{-3}$ es la constante de Phillips

$$f_m = 0.8772 \left(\frac{g}{2\pi U} \right) \quad (2.27)$$

donde f_m es la frecuencia de pico máximo espectral.

El área bajo el espectro es igual a la variancia del registro de oleaje.

En la Fig. 2.6 se presenta una gráfica típica del espectro de Pierson-Moskowitz, para intensidades de viento de 9, 10, 12 y 15 m/s.

Eliminado:Salto de página.....

Espectro JONSWAP. Hasselmann y colaboradores (1984) desarrollaron la formulación del espectro JONSWAP y discutieron las relaciones entre la frecuencia del pico espectral, el Fetch y la intensidad del viento. Derivaron ecuaciones para determinar f_m y α dada la intensidad del viento. Este espectro fue generado con datos tomados en el Mar del Norte, donde se midió el oleaje sobre una línea de 160 km.

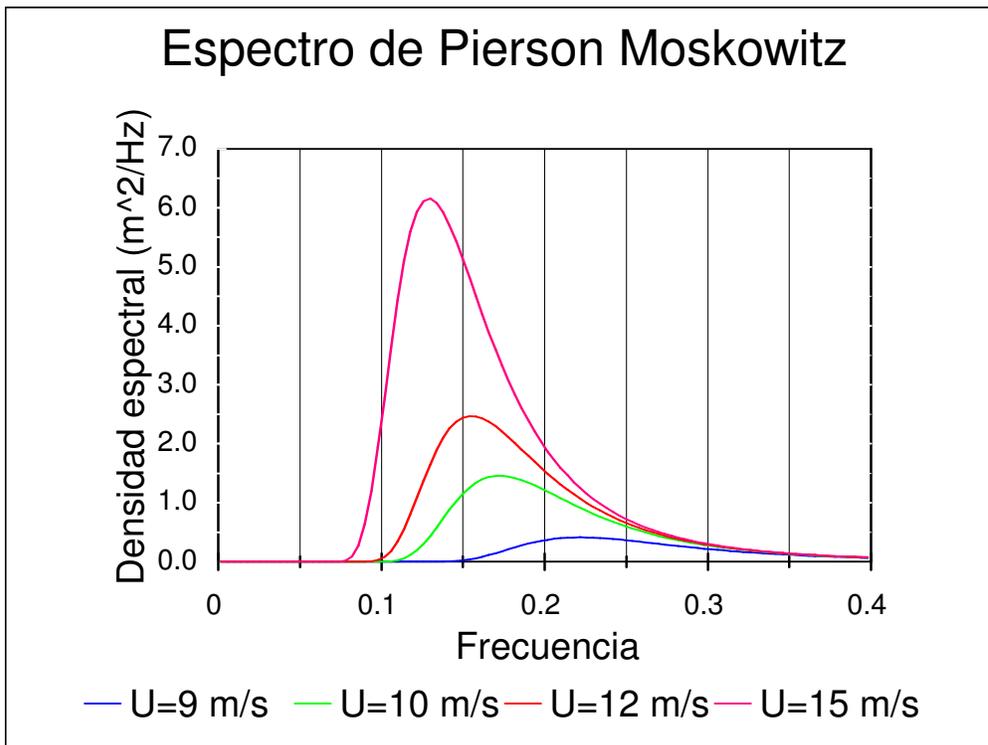


Fig. 2.6. Espectro de Pierson- Moskowitz para vientos de 9, 10, 12 y 15 m/s (fórmula 2.26).

El espectro JONSWAP representa oleaje de viento superficial en un Fetch limitado y para un mar profundo. La ecuación del espectro JONSWAP es la siguiente:

$$E(f) = \frac{\alpha g^2}{(2\pi)^4 f^{-5}} \exp\left[-\frac{5}{4}\left(\frac{f}{f_m}\right)^4\right] \gamma^b \quad (2.28)$$

donde: $\gamma = 3.3$ para el espectro promedio,

$$b = \exp[-(f-f_m)^4 / 2\sigma^2 f_m^2],$$

$$\alpha = 0.076 \left(\frac{g F}{U^2}\right)^{-0.22}, \text{ donde } F = \text{Fetch y } U \text{ es la intensidad del viento,}$$

$$f_m = \frac{3.5g}{U^2} \left(\frac{g F}{U^2}\right)^{-0.33}$$

De la ecuación anterior se puede ver que el espectro JONSWAP es igual al espectro de Pierson-Moskowitz multiplicado por el factor γ^b , el cual es un factor de forma y depende de la profundidad. En la Fig. 2.7 se muestran los espectros típicos JONSWAP para dos condiciones: en la primera se muestra el crecimiento de la energía cuando aumenta el viento bajo un Fetch de longitud constante; y en la segunda se muestra el crecimiento de la energía bajo un viento constante cuando aumenta el tamaño del Fetch.

Hasselmann y colaboradores (1984) concluyeron que para un estado del mar en desarrollo (antes de que la energía del oleaje alcance la saturación), el espectro de energía puede ser descrito por f_m y el parámetro α que corresponde a la constante de Phillips. La solución de las ecuaciones para un viento constante

puede ser usada para predecir la altura y período de la onda significativa en función de la intensidad del viento y de la longitud del Fetch.

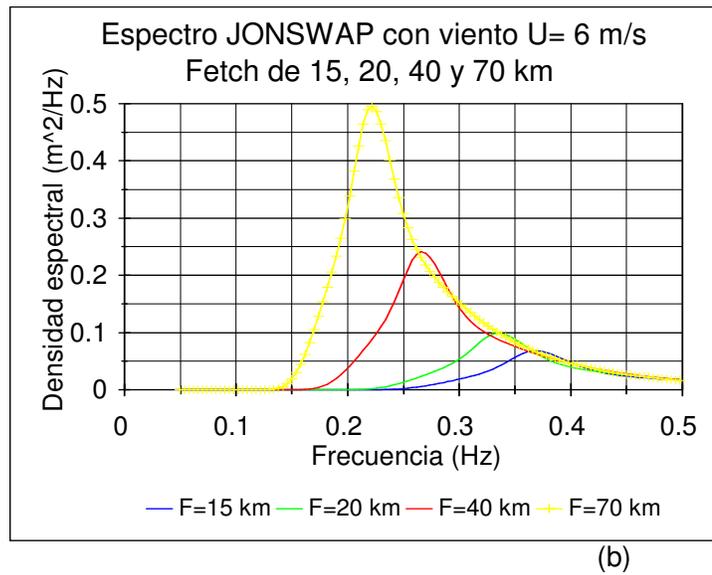
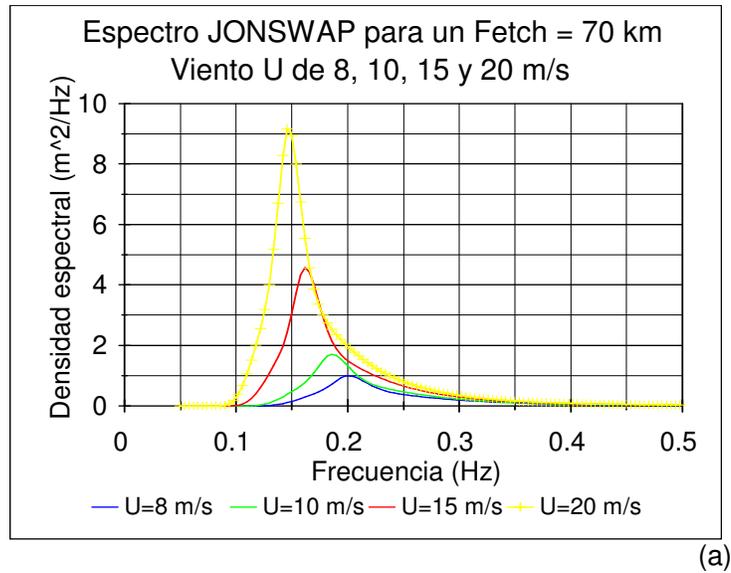


Fig. 2.7. Espectro JONSWAP, a) para viento variable y Fetch constante,

b) para Viento constante y Fetch variable (fórmula 2.28).

Eliminado: Salto de página

Espectro TMA. El espectro TMA, nombrado así por los sitios donde se registró el oleaje (T por el barco Texel que midió el oleaje en Holanda, M por la costa de Marsen en Alemania y A por la costa de Arsløe en el estado de Carolina del Norte, Estados Unidos), fue presentado por Bows et al., (Komar,1995) y está relacionado directamente con la profundidad del agua.

El TMA se obtuvo a partir de 2800 espectros de oleaje en aguas someras, a 30 m de profundidad en Holanda, entre 5 y 10 m de profundidad en la costa de Alemania y profundidades máximas de 40 m en Carolina del Norte.

El espectro TMA se define multiplicando el espectro JONSWAP por una función ϕ que ajusta el espectro a las condiciones de aguas someras.

$$E(f) = \frac{\alpha g^2}{(2\pi)^4 f^{-5}} \exp\left[-\frac{5}{4} \left(\frac{f}{f_m}\right)^{-4}\right] \gamma^a \phi \quad (2.29)$$

y la función ϕ es la siguiente:

$$\phi = x^{-2} \left[1 + w_h^2 (x^2 - 1)\right]^{-1}$$

donde X es una coordenada espacial, solución de la ecuación trascendental:

$$x \tanh(w_h^2 x) = 1$$

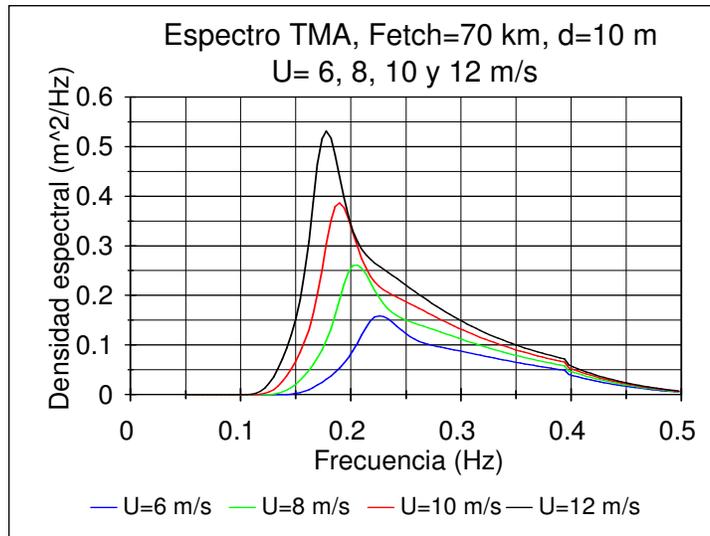
y $W_h = 2\pi f \left(\frac{h}{g}\right)^{1/2}$ es una función de la frecuencia f y de la profundidad h.

Es importante notar que con el desarrollo del espectro crece la amplitud del pico máximo y, también, la frecuencia del mismo pico.

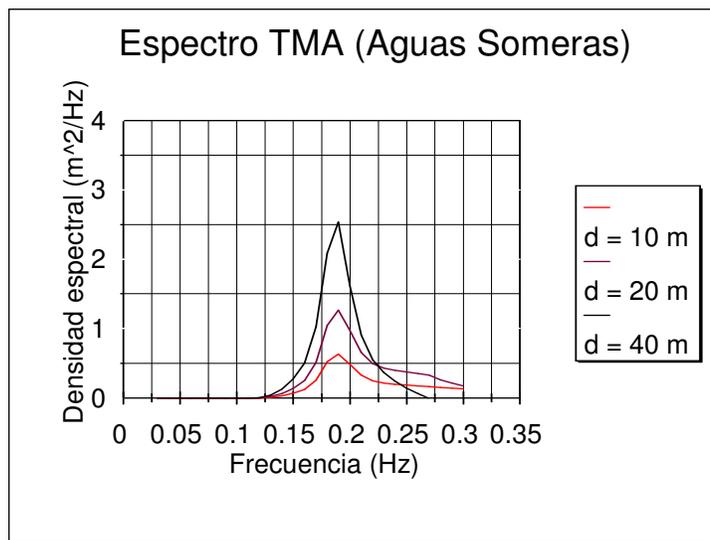
En la Fig. 2.8. se muestran los espectros TMA, como función del Fetch, la intensidad de viento y la profundidad.

EL espectro de movimiento de la superficie (espectro de energía) es una función que describe

matemáticamente la distribución de frecuencias de los



(a)



(b)

Fig. 2.8. Espectro TMA, a) para viento variable, de 6 a 12 m/s
b) para profundidad variable de 10 , 20 y 40 m (fórmula 2.29).

cuadrados de las alturas de las ondas contra la frecuencia ya que, el cuadrado de las alturas se relaciona con la energía potencial de la superficie del mar. El análisis espectral del oleaje tiene como objetivo principal determinar la cantidad de energía contenida en el oleaje y separar las componentes del mismo; es decir, explicar qué parte de la energía es aportada por oleaje de viento local, cuál es aportada por swell y cuál, en su caso, se encuentra en la banda de infragravedad. De los modelos vistos, el de Pierson y Moskowitz se utiliza para estado de oleaje totalmente desarrollado, en aguas profundas y con longitudes ilimitadas de Fetch. Los ejemplos del espectro JONSWAP (Fig.2.7) y del espectro TMA (Fig.2.8) se elaboraron con base en los datos característicos de la Bahía de La Paz, es decir, con Fetch de 70 km en dirección Noroeste-Sureste y viento máximo de 7 m/s.

2.2.7. Modelación numérica de oleaje.

Los primeros modelos suponían que las ondas detenían su crecimiento súbitamente al alcanzar el estado de saturación descrito por Phillips (1977), quien describió el espectro de saturación por medio de una función dependiente de la frecuencia f elevada a la potencia -5 y de una distribución direccional empírica del equilibrio de saturación de energía. Ahora se sabe que no existe un espectro universal de alta frecuencia ya que esta región del espectro no solo depende de la espuma sobre la superficie, sino también de la entrada de energía del viento y de las regiones de baja frecuencia del espectro, a través de la transferencia no lineal. Los conocidos modelos de primera generación sobre ω - estimaban la energía del viento y despreciaban la transferencia no lineal.

Por medio de estudios de laboratorio y de observaciones de campo, se hizo evidente la importancia de la transferencia no lineal de energía y de la acción del viento, lo que llevó al desarrollo de los modelos de segunda generación; con éstos se intentó simular con mejor precisión el desarrollo espectral y la dependencia funcional entre las regiones espectrales de alta y baja frecuencia. Los modelos de segunda generación no pudieron simular adecuadamente marejadas complejas, generadas por vientos de rápida variación. Después surgió el desarrollo de modelos de tercera generación, en los que el espectro es calculado por

integración de la ecuación del balance de energía, sin la restricción de conocer la forma espectral “a priori” (Abbott y Price, 1994). La idea de los modelos de tercera generación es describir numéricamente la evolución del oleaje, la generación de ondas por el viento, la respuesta de las ondas ante el flujo de aire, la importancia de la interacción no lineal resonante en la evolución del oleaje y la disipación de energía por fricción con el fondo y por la formación de espuma en la superficie del mar. Para poder desarrollar un modelo numérico que realice predicción en corto tiempo, se tiene que establecer un compromiso entre la forma funcional de los términos fuente; por ejemplo, una dificultad ha sido la representación adecuada del término de transferencia no lineal; se ha requerido de una parametrización, ya que el tiempo necesario para calcular la función fuente de este término excede los límites de tiempo de operación del modelo. También la solución numérica del balance de la ecuación del momentum del viento sobre las ondas en crecimiento consume demasiado tiempo, de manera que no es práctica en modelación numérica (Komen et al., 1994). Entonces, se hace necesario establecer una parametrización de la forma funcional de los términos fuente de la ecuación del balance de energía, de manera que se pueda llevar a cabo, en un tiempo razonable, la simulación numérica con la mayor precisión posible.

Uno de los modelos numéricos desarrollado en los últimos años es el SWAN, el cual se utiliza para obtener estimaciones de los parámetros de ondas en áreas costeras, lagos y estuarios, a partir de condiciones dadas de viento y de la topografía del fondo. El modelo está basado en las ecuaciones de balance de energía, con fuentes y sumideros (Holthuisen, 2000). Con el SWAN se pueden representar los siguientes procesos de propagación: propagación rectilínea, refracción, shoaling, y efectos de corrientes y obstáculos. Por otro lado, se pueden representar los siguientes procesos de transferencia de energía: entrada de energía por viento, disipación por formación de espuma, disipación por rompiente, disipación por fricción y transferencia de energía por interacción onda - onda. Las limitaciones del modelo son: primero, que el tiempo de residencia de las ondas debe ser relativamente corto, en relación al área (computacional) en estudio. Por otro lado, el SWAN no sirve para modelar fenómenos de difracción (Holthuisen,

Con formato

Con formato

Con formato

Con formato

Con formato

2000). En el capítulo IV se presentan los resultados de modelación de oleaje en la Bahía de La Paz con el SWAN.

Con formato

2.3. Ondas largas (de infragravedad) en la zona costera.

Las ondas de infragravedad son las que se presentan en la banda de baja frecuencia (períodos de 30 segundos a 10 minutos). Este oleaje puede ser resultado de varios procesos físicos: interacciones no lineales entre grupos de ondas de diferente frecuencia y dirección, interacciones no lineales entre ondas de viento y swell, interacciones entre ondas de swell incidentes con ondas de viento reflejadas por la topografía o por obstáculos en el fondo del mar, o por el agrupamiento de ondas largas (Masselink, 1995). Holman (1981) encontró que la amplitud de las ondas de infragravedad varía en forma lineal con la amplitud de las ondas incidentes.

Dependiendo de su fuerza restauradora, las ondas largas en el océano pueden ser clasificadas en los siguientes grupos principales:

Con formato

1. **Ondas giroscópicas.** Ondas del gradiente de vorticidad (quasigeostróficas), que se forman debido a la rotación de la Tierra y están relacionadas con la ley de conservación de la vorticidad potencial. Ejemplos típicos de este tipo son algunas de las ondas de plataforma (shelf waves) en el rango espacial grande, y en el rango planetario - las ondas de Rossby. Estas ondas pueden existir solamente, cuando $\omega < f = 2\Omega \sin\phi$, donde f es el parámetro de Coriolis.

Con formato

Este grupo de ondas no es sujeto del estudio en esta tesis.

Con formato

Con formato

2. **Ondas de gravedad.** Un segundo tipo de ondas son aquellas para las cuales la fuerza restauradora es la fuerza de gravedad. Por su origen físico es posible separar este tipo de ondas en dos grupos principales: ondas anemobáricas (provocadas por gradientes de presión atmosférica) y ondas formadas por los procesos no lineales dentro la estructura de las ondas cortas de oleaje.

Con formato

Por el lugar de su "nacimiento", podemos distinguir las ondas de infragravedad locales, que se forman en la zona del estudio, bajo la interacción no lineal entre los grupos de oleaje (son ondas forzadas), y ondas incidentes y atrapadas por el efecto de plataforma, etc. (son ondas libres).

De los resultados de estudios experimentales de las ondas de IG, obtenidos por Guza y Thornton (1982) se desprenden las siguientes conclusiones:

El aumento en el tamaño del oleaje de viento mar adentro no produce un aumento consecuente de energía en la banda de viento en la zona de la playa, sino que produce un aumento de energía en la banda de Infragravedad. Entonces, la energía de los movimientos de infragravedad es producto de las ondas de viento que llegan a la costa y de alguna forma hay una transferencia de la energía, desde la banda de ondas de viento hacia la banda de los movimientos de infragravedad. Elgar y colaboradores (1992) encontraron una alta correlación entre la energía del oleaje distante (swell) y la energía de infragravedad; este resultado está e acuerdo con el que reportan Guza y Thornton. Estas ondas se caracterizan por tener amplitudes pequeñas y longitudes de onda largas y este oleaje es el responsable del movimiento de sedimentos en la zona somera y de los cambios geomorfológicos en la línea costera y de ciertos rasgos morfológicos (topografía rítmica) como las playas con cuspatos, formadas por las llamadas ondas marginales.

2.3.1. Ondas Marginales (Edge Waves). En la literatura se encuentra muy poca información coherente sobre la explicación de la existencia de patrones regulares en la costa. Sin embargo, se ha discutido el efecto de las corrientes de retorno; el espaciamiento de estas corrientes se relaciona con las ondas marginales, que tienen la misma frecuencia que las ondas ordinarias que inciden en la playa.

La teoría de las ondas marginales está bien establecida por casos simples (por ejemplo, para pendiente del fondo constante, cuando la profundidad aumenta de manera lineal con la distancia a la costa $d(x)=ax$). La primera teoría sobre estas ondas llamadas "Stokes edge waves" fue desarrollada por Stokes. Eckart (1951) desarrolló la teoría de Stokes para modos de mayor orden, por medio de la teoría de las ondas de agua somera; demostró que una onda marginal estacionaria con número de onda $k = 2\pi/L$ y frecuencia $\sigma = 2\pi/T$ tiene un potencial de velocidad dado por:

$$\phi = \frac{g a_n}{\sigma} L_n(2 k x) e^{-k x} \cos(ky) \cos(\sigma t) \quad (2.30)$$

donde x es la distancia de la orilla hacia el mar, y es la distancia a lo largo de la costa, $L_n(2kx)$ es el polinomio de Laguerre de orden n . En la Fig. 2.9 se muestra como ejemplo la gráfica de polinomios de Laguerre de segundo y tercer orden.

La solución tiene la condición de que la relación de dispersión está dada por:

$$\sigma^2 = gk(2n + 1) \tan(\beta) , \quad n = 0, 1, 2, \dots$$

donde $\tan\beta$ es la pendiente de la playa. Para cualquier frecuencia dada, hay un conjunto de modos de número modal n y amplitud a_n . Los valores particulares de los polinomios de Laguerre son:

$$n=0 \quad L_0(2kx) = 1,$$

$$n = 1 \quad L_1(2kx) = 1 - 2kx ,$$

$$n = 2 \quad L_2(2kx) = 1 - 4kx + 2(kx)^2 .$$

El término e^{-kx} en la ecuación (2.19) asegura que la función tiende a cero fuera de la costa. El número modal n da el número de cruces por cero de la función; por lo tanto, modos mayores son más oscilatorios y sus amplitudes decaen lentamente con la distancia al mar. En la Fig. 2.10 se presenta un esquema de una onda marginal con modo 3; tiene tres crestas en dirección paralela a la línea de costa y las amplitudes decaen en dirección de aguas profundas.

Con formato

La elevación de la superficie del mar η de una onda marginal esta dada por:

$$\eta(x, y, t) = -\frac{1}{g} \frac{\partial \phi}{\partial t} = a_n L_n(2kx) e^{-kx} \cos(ky) \text{sen}(\sigma t) . \quad (2.31)$$

La elevación de la superficie tiene nodos donde su desplazamiento vertical siempre vale cero cuando:

$$\cos(ky) = 0 \quad \text{ó} \quad \frac{y}{L} = 0.25, 0.75, \dots,$$

y cuando

$$L_n(2kx) = L_n\left(\frac{4\pi x}{L}\right) = 0 .$$

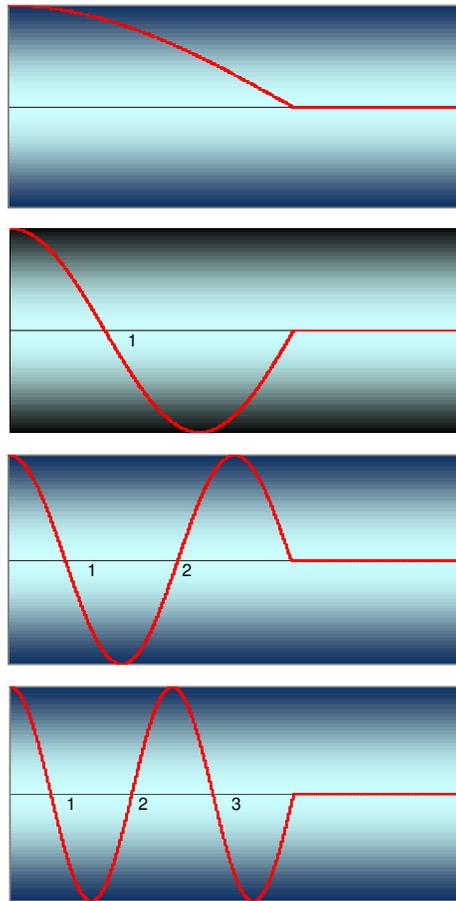


Fig. 2.9. Esquema ilustrativo de los polinomios de Laguerre de orden 0 a 3 (de arriba hacia abajo).

El polinomio de Laguerre de modo n tiene n de estos ceros. El comportamiento de la superficie, particularmente para modos altos, puede ser bastante complejo. Un punto de interés es la elevación de la superficie en la línea costera.

Eliminado: ¶

$$\eta(0, y, t) = a_n \cos(ky) \sin(\sigma t) = a_n \cos\left(2\pi \frac{y}{L}\right) \sin(\sigma t) \quad (2.32)$$

El cual tiene valores máximos cuando:

$$\frac{y}{L} = 0, 0.5, 1.0, \dots$$

donde L es la longitud de onda de la onda marginal a lo largo de la costa.

Los parámetros de las ondas marginales dependen mucho de la pendiente de la plataforma. Los típicos perfiles del fondo investigados teóricamente son el fondo inclinado linealmente, perfiles exponenciales de distintos tipos, escalón, etc.

Eliminado: ---Salto de página---
Salto de página

Las revisiones, bastante completas, de los estudios de varios investigadores sobre las condiciones de resonancia, diagramas de dispersión y espectros energéticos y direccionales para distintos tipos de topografía costera se encuentran en los libros de Mei (1982), Massel (1989) y Rabinovich (1993).

Las ondas de infragravedad tienen una longitud tal que el movimiento de la masa de agua tiene energía suficiente para cambiar la morfología de la línea de costa a través de los procesos de erosión – depósito; de esta manera se pueden asociar ciertas formas características como las barras crecientes y las playas de cuspatos con movimientos de infragravedad. El campo de velocidad horizontal está dado por los gradientes de la velocidad potencial tales que:

Eliminado: ¶
Con formato

$$u(x, y, t) = \frac{\partial \phi}{\partial x} = -\frac{a_n g k}{\sigma} \cdot u_*(x) \cos(ky) \cos(\sigma t) \quad (2.33)$$

$$v(x, y, t) = \frac{\partial \phi}{\partial y} = -\frac{a_n g k}{\sigma} \cdot v_*(x) \sin(ky) \cos(\sigma t) \quad (2.34)$$

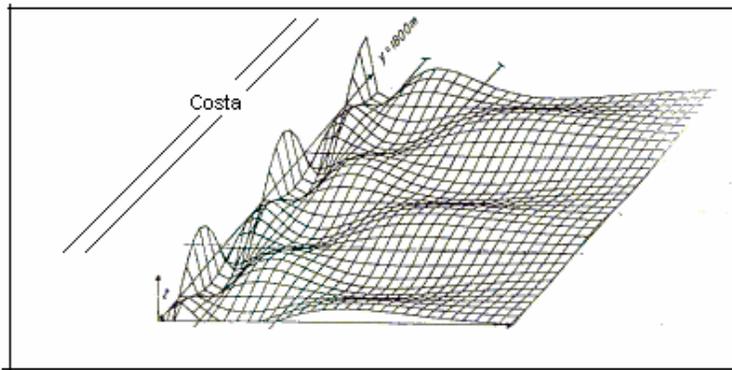


Fig. 2.10. Esquema ilustrativo de una onda marginal para $n=3$ (Komar, 1995).

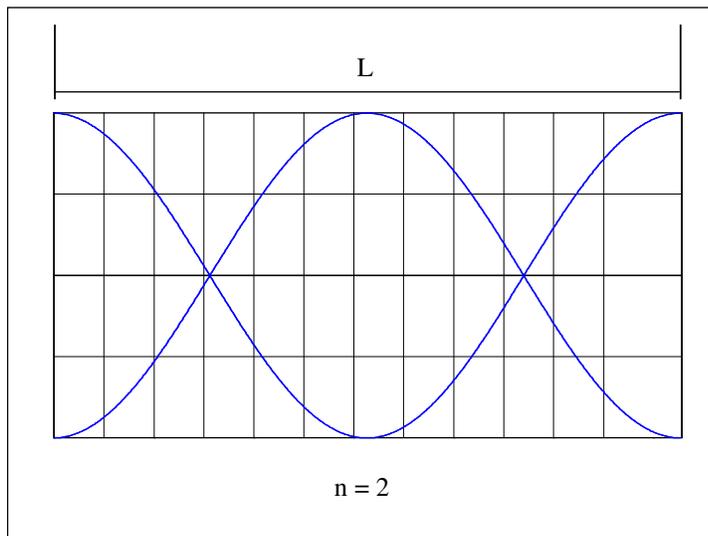


Fig. 2.11. Esquema ilustrativo de un seiche con dos puntos nodales.

donde

$$u_*(x) = -\frac{\partial}{\partial(kx)} \cdot (L_n(2kx) e^{-kx}) \quad y$$

$$v_*(x) = L_n(2kx) e^{-kx}$$

para $n = 0$, $u_*(x) = v_*(x) = e^{-kx}$.

Las velocidades u_* y v_* dependen de x/L , donde L es la longitud de onda de la onda marginal a lo largo de la costa y

$$\frac{x}{L} = \frac{kx}{2\pi}$$

Para el modo cero, u y v tienen amplitudes iguales. Para modos mayores, la velocidad u perpendicular a la costa tiende a ser mayor en dirección a la costa, mientras que la velocidad v a lo largo de la costa domina en la región fuera de la costa. En todos los casos el valor absoluto de las velocidades disminuye hacia el mar con el factor e^{-kx} . La posición de los cruces por cero de u_* y v_* es de considerable importancia para definir los patrones de flujo que determinan el movimiento de sedimentos.

Hunt y Massoud (1962) derivaron una expresión general para la velocidad de arrastre en la orilla, de la capa límite cerca del fondo, para una onda que se propaga en las dos direcciones horizontales (x , y). Según los autores, cuando se aplica a una onda unidireccional, sus resultados se reducen a los obtenidos por Longuett-Higgins en 1953. Para una onda estacionaria, las velocidades de arrastre $\langle u \rangle$ y $\langle v \rangle$ están dadas por:

$$\langle u \rangle(x, y) = -\frac{g^2 a_n^2 k^2}{4\sigma^3} \cdot u_* \left(\left(3 \frac{\partial u_*}{\partial x} + 2kv_* \right) \cos^2(ky) - kv_* \sin^2(ky) \right), \quad (2.35)$$

$$\langle v \rangle(x, y) = -\frac{g^2 a_n^2 k^2}{4\sigma^3} \cdot \left(3kv_*^2 + u_* \frac{\partial v_*}{\partial x} + 2v_* \frac{\partial u_*}{\partial x} \right) \sin(ky) \cos(ky), \quad (2.36)$$

donde el símbolo $\langle \rangle$ indica valores promediados.

La amplitud de las ondas marginales puede llevar a la generación de cuspatos. Parece haber dos formas posibles para la formación de cuspatos; la onda marginal por sí misma genera cuspatos con longitud de onda de $L/2$. En el caso particular de las ondas marginales generadas por la onda incidente y con la misma frecuencia, la interacción produce ciertos rasgos a lo largo de la costa, como corrientes de retorno, canales de retorno y probablemente cuspatos de longitud L .

También, parece haber evidencia para asegurar que las barras crecéticas son formadas por las ondas marginales (Bowen, 1971). Las dimensiones relativas observadas de las barras, en general concuerdan con las dimensiones pronosticadas. Como las barras se forman a cierta distancia fija de la costa, no es común que se formen en playas con rangos altos de marea, ya que la posición de la línea costera cambia drásticamente durante el ciclo de marea. (Davis, 1980)

El mecanismo preciso para la formación de la barra no es claro. Hay esencialmente dos posibilidades.

Primero, la onda incidente puede generar las velocidades orbitales suficientes para mover el sedimento; después, el material tiende a ser movido corriente abajo debido a la pendiente de la playa. Las regiones de depósito (no erosión) son aquellas donde la velocidad orbital es pequeña.

Segundo, la onda marginal puede proveer una velocidad orbital capaz de perturbar el sedimento, pero este se moverá en patrones determinados por la distribución del campo de velocidades de arrastre. En el campo, la pendiente de equilibrio de la playa debe ser resultado de la influencia de la gravedad, que tiende a mover el sedimento pendiente abajo, equilibrada por las ondas superficiales incidentes que tienden a mover el sedimento pendiente arriba de la playa (Guza y Inman, 1975).

Si la primera posibilidad es importante en el campo, las velocidades orbitales de la onda marginal deben ser dominantes en la región de la formación de la barra; para la segunda posibilidad, el movimiento de sedimento puede ser resultado de las velocidades orbitales tanto de las ondas marginales como de las incidentes; la velocidad de arrastre de las ondas marginales da la perturbación del

sistema bidimensional para formar las barras en forma de luna. En cualquier caso, la onda marginal debe tener una amplitud suficiente (Bowen y Guza, 1978).

Una inferencia interesante de la ocurrencia de las barras crecientes en playas rectas y largas es, por lo tanto, la existencia necesaria de ondas marginales estacionarias de períodos entre 30 y 60 s y amplitudes significantes. Las ondas marginales progresivas, que se propagan a lo largo de la costa, no forman patrones rítmicos en la morfología.

~~Como en el caso de las corrientes de retorno, la existencia de las ondas marginales se infiere por los resultados de su ocurrencia; se necesitan mediciones directas de los espectros de ondas marginales para seguir avanzando en esta línea de investigación.~~

Eliminado: ¶
¶

2.3.2. Ondas forzadas por la interacción no lineal.

A menudo se observa en las playas el fenómeno conocido como oleaje de rompiente (Surf Beat), movimiento con frecuencias relativamente bajas (períodos de 30 a 200 s). Sin embargo, aun con instrumentos modernos es difícil describir la variación espacial del movimiento de baja frecuencia y en consecuencia, el mecanismo de generación de energía de baja frecuencia nunca ha sido establecido con entera satisfacción.

Los estudios realizados por Huntley, Guza y Thornton, (1981), Guza y Thornton, (1985) y List, (1992), entre otros, han reforzado la idea de que las ondas marginales, constituyen el mayor grupo de ondas de baja frecuencia. Una de las explicaciones mas interesantes del Surf Beat sugiere que la interacción ("beating") entre pares de ondas incidentes lleva a un crecimiento resonante de ondas marginales las cuales, de esta manera pueden dominar el espectro de baja frecuencia (Gallaher, 1971). Para investigar la importancia de esta interacción resonante, se usaron experimentos de laboratorio en los cuales se esperaban tanto condiciones de resonancia como de ausencia de resonancia.

Los resultados de los experimentos muestran que la respuesta en la frecuencia del beat es mas fuerte cuando las condiciones de resonancia para el crecimiento de ondas marginales se satisfacen. Estos resultados sugieren que el Surf Beat es predominantemente, un fenómeno de onda marginal.

A menudo las mediciones de la superficie del mar cerca de la costa muestran variaciones significantes en frecuencias substancialmente menores (30 s a 300 s) que la frecuencia de las ondas incidentes (5 s a 15 s) que rompen sobre la playa. Munk (1949) y Tucker (1950) asociaron este movimiento de baja frecuencia con la interacción lineal ("beating") de las ondas incidentes, es decir, la modulación de la altura total de la onda, debida a la superposición de ondas de frecuencias ligeramente diferentes, de aquí se acuñó el término "Surf Beat" para describir los movimientos de baja frecuencia. Para distinguir los movimientos de baja frecuencia de la modulación de amplitud (de frecuencias aparentemente similares) en el tren de ondas incidentes, los movimientos de baja frecuencias son llamados "beats" y la modulación de amplitudes, "grupos".

A pesar de que tal agrupamiento no siempre es observado, a menudo es muy notable y lleva a la idea popular de que cuando las ondas rompen en una playa, cada séptima o novena ola será más grande que el resto del grupo.

Longuett-Higgins y Stewart (1964) demostraron, teóricamente, que cuando dos trenes de onda se aproximan en forma normal a la costa, forman grupos, y el nivel del mar cambia cuando los trenes de onda se superponen. Este resultado concuerda con las mediciones de Tucker (1950) quien había encontrado que los grupos de ondas altas estaban asociados con valles en la baja frecuencia del "beat". Sin embargo, el problema no estuvo totalmente resuelto; la solución de Longuett-Higgins y Stewart sugiere que el Surf Beat es una onda forzada que se propaga hacia la costa con la velocidad de grupo de las ondas incidentes, inherentemente limitado en amplitud debido a que se trata de una respuesta forzada, no una resonancia del sistema. Sin embargo, en algún punto las ondas rompen, liberando la onda forzada y creando nuevos efectos de segundo orden en la frecuencia de "Beat", por ejemplo, fluctuaciones en el nivel de levantamiento de sedimentos y en las corrientes producidas por el oleaje. Longuett-Higgins y Stewart (1964) sugieren que esto puede llevar a la generación de ondas libres en la frecuencia del Beat propagándose hacia el mar; hay alguna indicación de propagación hacia el mar en las observaciones que hizo Tucker de la elevación del Surf Beat a diferentes distancias de la playa.

Desgraciadamente, la evidencia de observación da apoyo a conceptos en conflicto: si hay energía significativa que se propaga hacia el mar con frecuencias de Surf Beat, entonces no se pueden correlacionar grupos incidentes de ondas altas con valles de frecuencias bajas. Gallagher (1971) extendió la idea de forzamiento por grupos de ondas a tres dimensiones y consideró la interacción entre dos ondas aproximándose a la playa con incidencia no normal. Entonces, ciertas combinaciones de frecuencia y dirección fuerzan ondas marginales, ondas libres atrapadas en la línea costera con crecimiento resonante.

Estas resonancias llevan a la posibilidad de respuestas de gran amplitud en la frecuencia de grupo, las cuales dominan completamente las ondas forzadas. Sin embargo, a pesar de que, es clara la idea básica de que las ondas marginales en la frecuencia de grupo son la contribución primaria al Surf Beat, el desarrollo teórico de Gallaher está lejos de ser transparente. Al integrar las interacciones resultantes de un espectro de onda relativo a la zona de rompientes, se asumieron ciertas consideraciones, por ejemplo, el uso de solo tres de los nodos más bajos de ondas marginales. Consecuentemente, los resultados no proveen cualquier significado físico en el problema general de la generación de ondas marginales.

Para ver más de cerca la física y entender la importancia relativa de los nodos simples y forzados, es conveniente considerar la interacción cruzada entre pares particulares de ondas incidentes, una situación que puede ser reproducida en experimentos de laboratorio.

El primer paso es ver los conceptos generales involucrados en las interacciones no lineales, particularmente en condiciones de resonancia. Entonces, el interés se centra en el caso en el cual dos ondas de diferente frecuencia se aproximan a la playa desde la misma dirección, lo cual ha probado ser un arreglo conveniente en experimentos de laboratorio. Esto lleva a la consideración de los experimentos en sí mismos y a la discusión de sus implicaciones. El resultado primario refuerza el concepto de que la respuesta resonante es dominante, el Surf Beat de gran amplitud consiste predominantemente en modos de ondas marginales.

2.3.3. Ondas de resonancia y seiches.

Condiciones de Resonancia. Cuando un tren de ondas lineales se aproxima a la costa, si la profundidad h cambia disminuyendo linealmente hacia la línea de costa, el número de onda k_y (a lo largo de la costa) se conserva durante la propagación (y refracción asociada).

$$k_y = k \sin \alpha = \frac{\sigma^2 \sin \alpha}{g} \quad (2.37)$$

donde σ es la frecuencia angular, k es el número de onda, α es el ángulo de aproximación de la onda en agua profunda (Fig. 2.10) y

$$\sigma^2 = gk' \tan(k'h) \quad (2.38)$$

donde k' es el número de una onda individual dentro del tren. La onda siempre es de cresta alargada. Cuando está presente más de un tren de onda, cada componente forma un patrón complejo de grupos (Fig. 2.10). En el caso especial donde todas las ondas son normalmente incidentes, el agrupamiento tiene lugar en dirección al mar (Bowen y Guza, 1978).

Este agrupamiento resulta en una variación del esfuerzo de radiación, flujo promedio del momentum de segundo orden con el oleaje. En respuesta a este esfuerzo, la superficie del mar disminuye bajo el efecto de las ondas largas. Más concisamente, la interacción no lineal de las ondas incidentes resulta en una onda larga forzada, con una frecuencia diferente, con 180° de desfase y viajando a la misma velocidad del grupo.

La extensión de esta idea a las ondas incidentes en forma no normal proporciona el concepto físico esencial para la generación de las ondas marginales; se crea un patrón de esfuerzos inducidos por la interacción de ondas incidentes con frecuencia σ_i y número de onda a lo largo de la costa k_i , con dos trenes de ondas dados por:

$$\underline{\sigma_f = \sigma_1 \pm \sigma_2}, \quad (2.39)$$

$$\underline{k_f = k_1 \text{sen}(\alpha_1) \pm k_2 \text{sen}(\alpha_2)} \quad (2.40)$$

Si σ_f , k_f satisfacen la ecuación de dispersión de la onda marginal, entonces la respuesta a los esfuerzos aplicados puede ser una onda marginal excitada por resonancia. En el movimiento paralelo a la línea de costa, la velocidad de grupo de la onda incidente es exactamente la velocidad de fase de una onda marginal libre, con frecuencia diferente.

El patrón bidimensional de los grupos incidentes (y los esfuerzos de radiación asociados) puede ser complicado, dependiendo de la diferencia local entre el vector de números de onda $\underline{k_1}$ y $\underline{k_2}$.

Un efecto de acompañamiento es que el campo de ondas incidentes parece de crestas cortas, la longitud de las crestas depende de la diferencia entre las dos ángulos de aproximación, $\underline{\Delta\alpha'}$. Mientras más pequeña es esta diferencia, mayor es la relación entre la longitud media de la cresta y la longitud media de la onda. Como la onda de baja frecuencia es refractada más severamente cuando tiene un ángulo de incidencia más oblicuo en agua profunda, $\underline{\Delta\alpha'}$ tenderá a disminuir durante la refracción y las ondas tenderán a tener cresta más larga (Fig. 2.10). Si el ángulo de aproximación en agua profunda es el mismo, $\underline{\Delta\alpha'}$ tiende a crecer durante la refracción y las ondas tendrán crestas cortas. Muy cerca de la costa, disminuyen y así también $\underline{\Delta\alpha'}$ (Fig. 2.10).

El seiche es la formación de una onda estacionaria (solamente hay oscilación vertical, no hay traslación en un cuerpo de agua. Es producto de la formación de una onda y la consecuente reflexión en los extremos de la cuenca. El seiche puede ser producido por un movimiento sísmico, por un viento repentino sobre la superficie del agua o por ondas superficiales que entran en la cuenca. Los diferentes modos de oscilación del seiche corresponden a la frecuencia de respuesta natural de la cuenca.

Al no haber movimiento horizontal, los movimientos orbitales de las partículas de agua no son circulares ni elípticos, más bien son horizontales cuando

la superficie del agua coincide con el nivel medio (nodo) y son verticales en los puntos que coinciden con las crestas o valles (antinodos).

El número de modos de oscilación es igual al número de puntos nodales (Groen, 1969, Dean y Dalrymple, 1993).

Para determinar el período de oscilación de un seiche, se usa la fórmula de Merian:

$$T = \frac{2l}{n\sqrt{gh}}$$

donde:

l - longitud de la cuenca, n - número de puntos nodales y h - profundidad. En la Fig. 2.11 se muestra un seiche con dos puntos nodales.

Eliminado: 0

2.4. Métodos de investigación experimental de oleaje en la zona costera.

Las técnicas de medición del oleaje varían, desde equipos de medición directa, como son los sensores de presión “in situ” hasta sensores remotos como fotografía aérea y uso de satélites. Actualmente se dispone de dos tipos de equipos para medir directamente el oleaje: equipos que solamente miden alturas y períodos del oleaje, y equipos que además, también miden la dirección de propagación del mismo (Abbott y Price, 1994).

2.4.1. Mediciones directas del oleaje.

Los sensores de presión convierten las fluctuaciones de presión asociadas con las variaciones de nivel del mar en una señal eléctrica, estos sensores se colocan cerca del fondo marino, lo que les da la ventaja de tener más estabilidad que los flotadores y además están menos expuestos a sufrir daños por accidentes o por tormentas. La profundidad a la que se deben colocar depende de la longitud de las ondas que se desean observar, ya que las fluctuaciones de presión asociadas con las ondas de superficie disminuyen con la profundidad y la tasa de disminución es mayor en ondas de período corto; entonces, éstas ondas pueden ser filtradas suavizando así el registro del swell dominante. Por otro lado, este decrecimiento de la presión con la profundidad limita el rango de profundidades para colocar los sensores a menos de 20 m. En todos los casos, el registro obtenido por el sensor debe ser corregido por la profundidad para obtener las alturas de onda (Guza y Thornton, 1985). Actualmente existe en el mercado una variedad de marcas de este tipo de instrumentos, como el ológrafo InterOcean S4DW, el ológrafo 3D Falmouth Scientific, los Seabird, etc.

Quando se desea estudiar la transformación del oleaje en forma direccional, es útil usar arreglos de ológrafos, de manera que se forma una malla rectangular de equipos en un espacio lo suficientemente grande para registrar la variación del oleaje tanto en el tiempo como en el espacio.

Otro tipo de equipos de medición directa son las boyas que registran el paso de las corrientes en dirección Norte y Este. Estos utilizan un acelerómetro para medir la aceleración de la boya conforme ésta sigue el perfil de la onda. La

respuesta es doblemente integrada para determinar la elevación, misma que es continuamente transmitida, como una señal de frecuencia modulada, a una estación en la costa. Otros equipos se instalan sobre estructuras mar adentro y, por medio de un sistema de resistencia y capacitor, miden el cambio entre dos conductores montados a través de la interfase agua aire.

Por medio del análisis apropiado de perfiles T - S, se puede detectar la presencia de ondas internas, por lo tanto los equipos usuales para medir temperatura y salinidad, salinómetros, también sirven para registrar el oleaje en forma indirecta (tomando los valores de salinidad y temperatura como trazadores).

(Emery y Thomson, 1998).

2.4.2. Métodos aéreos del estudio del oleaje.

Con el desarrollo de la tecnología de estereo-fotografía aérea, ha sido posible analizar fenómenos de difracción y refracción del oleaje en zonas costeras; y por medio de técnicas estereográficas, se puede estudiar las pendientes de las ondas, así como la refracción de los frentes de oleaje.

2.4.3. Mediciones por medio de satélite.

Por medio del radar se pueden estudiar grandes regiones de oleaje, así como hacer comparaciones entre el oleaje en zonas de agua profunda y zonas cercanas a la costa; y con el uso de satélites es posible observar los campos de viento sobre la superficie del océano por medio de la rugosidad de la superficie desarrollada por oleaje; además es posible observar ondas largas, de orden planetario.

Capítulo 3. ESTUDIOS EXPERIMENTALES DE OLEAJE GRAVITACIONAL EN LA ZONA COSTERA DE BAJA CALIFORNIA SUR.

3.1. Régimen del oleaje de viento en las áreas de estudio

La costa del Pacífico del estado se caracteriza por oleaje distante (swell) muy activo; el oleaje local de viento aquí es, en general, mucho menos energético comparado con el swell. Esta relación se mantiene a lo largo de casi toda la línea costera del Pacífico del estado. La costa del Golfo de California se caracteriza por recibir un oleaje distante menos desarrollado, la energía del oleaje local es mayor que la energía del oleaje distante y las energías del oleaje distante (swell) y de Infragravedad son parecidas. En el extremo de la península, en la zona de los cabos, el régimen de oleaje varía mucho dependiendo del estado meteorológico.

El campo de viento global que prevalece la mayor parte del tiempo sobre la Península de B.C.S. está formado por los anticiclones, más o menos estables, sobre la zona oriental del Pacífico (Alto de California) y sobre el continente Norteamericano (Ayllón, 1996). La variabilidad diurna del viento está relacionada con los vientos locales, específicamente las brisas de mar y tierra. La causa física de estas brisas es la diferencia de temperaturas entre la tierra y las aguas superficiales del mar adyacente que provoca los gradientes horizontales de la presión atmosférica. Como resultado se forman los flujos del aire que compensan esta distribución de presiones. La intensidad de esta brisa depende del gradiente de temperatura; en días nublados, de poco calor, la brisa del mar puede ser muy débil o incluso imperceptible. La brisa de mar afecta desde unos cuantos km mar adentro, hasta alrededor de 50 km tierra adentro.

En los meses de mayo a octubre, generalmente se forman en la zona del Pacífico al Norte del Ecuador tormentas tropicales, que a veces se mueven hacia el Norte y pueden producir oleaje de tormentas que afectan la zona costera de B.C.S.

Las mediciones de los parámetros de oleaje (elevaciones de nivel y corrientes horizontales) se llevaron a cabo por medio de ológrafos direccionales "InterOcean" S4 WTG, instalados en los puntos del estudio. La duración de las mediciones fue de 2 a 6 días en uno de los siguientes regímenes: por 10, 15 o 20 (la mayoría) minutos del registro durante cada hora y en forma continua. La frecuencia de muestreo fue 2 veces por segundo.

Tabla 3.1. Puntos de registro de oleaje en las costas de Bahía de La Paz, Cabo

San Lucas, El Gaspareño, Bahía Tortugas y Bahía Magdalena.

Fecha de muestreo	Estación	Longitud del registro	Tipo de muestreo
Bahía de La Paz, El Mogote			
Noviembre de 1994	P	72 horas	10 min. cada hora
Marzo de 1995	A	16 horas	Continuo
Julio de 1996	J	96 horas	15 min. cada hora
Julio de 1996	P	96 horas	15 min. cada hora
Julio de 1996	A	96 horas	15 min. cada hora
Julio de 1996	IV	96 horas	15 min cada hora
Febrero de 1997	J	96 horas	15 min cada hora
Febrero de 1997	La Palma	48 horas	20 min cada hora
Febrero de 1998	El Embudo	96 horas	10 min cada hora
Febrero de 1998	Can. San Lorenzo	96 horas	10 min cada hora
Extremo de la península			
Nov de 1999	Cabo San Lucas	48 horas	20 min cada hora
Febrero del 2000	Cabo San Lucas	48 horas	20 min cada hora
Costa del Pacífico			
Marzo de 1999	Gaspareño	144 horas	20 min cada hora
Enerodiciembre de 2000	Gaspareño	240 horas	20 min cada hora
Nov de 1996	Bahía Tortugas	144 horas	10 min cada hora
Mayo de 1988	Bahía Tortugas	48 horas	20 min cada 2 horas
Abril del 2000	Bahía Magdalena	76 horas	20 min cada hora
Febrero de 2001	Bahía Magdalena	79 horas	20 min cada hora

Los registros obtenidos se muestran en la Tabla 3.1, en la que se indica la duración del muestreo en horas y el tipo de programación del equipo. El muestreo

continuo se refiere a que se registraron dos datos por segundo en forma continua, de esta forma se tiene un solo bloque de datos en todo el tiempo de registro. Durante todas las salidas se han obtenido y tratado alrededor de 1780 series de tiempo.

Los ológrafos se fijan al fondo por medio de bases de plomo, los sensores de presión y de corrientes quedan a 40 cm del fondo. En algunas mediciones los parámetros de viento (intensidad y dirección) se registraron simultáneamente. Los puntos de registro de oleaje de la zona costera de B.C.S. se muestran en la Fig. 3.1.

Generalmente el diseño de las estructuras costeras se ha realizado tomando como parámetro de cálculo la altura significativa del oleaje. Si se dispone de datos anuales de alturas de oleaje (de por lo menos unos cinco años), se puede aplicar estadística que caracteriza el régimen de oleaje; cuando se tienen mediciones de 2-6 días, como es el caso en este estudio, se puede realizar una evaluación del oleaje y su variación espacio - temporal diurna.

En la Tabla 3.2 se muestran los promedios totales (calculados a partir de todos los bloques obtenidos en cada campaña de muestreo) de los parámetros significantes obtenidos con el software propio de los equipos ("InterOcean").

El análisis de la tabla muestra que en la playa de El Mogote, en los meses de otoño e invierno, el oleaje alcanza 50 cm y llega del Norte y Noroeste, en Agosto las olas no alcanzan 20 cm.

A todas las series obtenidas se les aplicó el análisis espectral. Antes de calcular los espectros de energía se aplicó un filtro numérico de paso alto para eliminar las tendencias y las componentes no estacionarias en las mismas. Para calcular los espectros con base en periodogramas se usó el filtro de Parzen. Todas las transformaciones y cálculos se efectuaron con los paquetes "Wave" de la empresa "InterOcean" y "Mesosaur" (variante del paquete StatGraphics).

Por medio de los espectros de densidad de energía se puede determinar la composición del oleaje con relación a la cantidad de energía que es aportada por el oleaje local de viento y la que se debe al oleaje distante (swell); a partir del espectro se

Tabla 3.2. Parámetros Significantes.

d es la profundidad, Hs es la altura significativa, Ts es el período significativo y DIR

es la dirección de propagación (a partir del Norte en dirección de las manecillas del reloj).

Muestreo	D	Hs	Ts	DIR
	Metros	metros	segundos	grados
Bahía de La Paz				
Nov. de 1994, est. P	2.50	0.55	4.8	288
Mar. de 1995, est. A	3.00	0.49	4.3	355
Ago de 1996, est. P	4.50	0.25	5.0	356
Ago. de 1996, est. A	3.00	0.15	5.2	300
Ago. de 1996, est. IV	4.00	0.13	5.1	351
Feb de 1997, est. J	15.00	Inap	-	-
Feb de 1997, La Palma	21.5	inap	-	-
Feb. de 1998, Playa El Embudo	6.00	0.32	6.0	275
Feb de 1998, Canal San Lorenzo	7.5	0.51	6.0	356
Nov. de 1996, Bahía Tortugas	12.00	1.2	10.4	233
Nov. de 1996, Bahía Tortugas	10.00	1.4	11.0	227
Mayo de 1998, Bahía Tortugas	12.50	2.4	13.7	226
Nov. de 1999, Cabo San Lucas	16.8	1.40	16.5	212
Feb. de 2000, Cabo San Lucas	14.00	0.91	11.9	175
Mar de 1999, El Gaspareño	10.50	2.32	13.1	300
Ene de 2000, El Gaspareño	15 y 10 m	1.66	11.3	280
Abril de 2000, Bahía Magdalena	19.50	0.91	11.9	175

Figura 3.1

pueden deducir los parámetros del oleaje. A su vez, dentro del análisis espectral se tiene el problema de determinar las características del oleaje conforme se propaga desde su área de generación hasta la línea de costa. Uno de los métodos para abordar este problema se basa en el desarrollo del espectro de densidad de energía (evolución del espectro), para determinar las características principales del oleaje (altura, frecuencia y, en su momento, si se dispone de tres o más ológrafos, se puede determinar la dirección). Cuando el oleaje se encuentra en un punto para el cual se tienen ondas de agua profunda, el espectro correspondiente de energía presenta ciertas características, y cuando el mismo tren de ondas se encuentra cerca de la línea de playa en aguas someras, su espectro de energía presenta otras características muy diferentes con respecto a la condición de aguas profundas.

3.1.1. Bahía de La Paz

La mayoría de las mediciones de oleaje realizadas en la Bahía de La Paz se han llevado a cabo en la playa norte de El Mogote de La Paz, por ser la estructura natural que protege a la ciudad de La Paz contra el oleaje de tormenta que incide desde el cuadrante Nordeste – Noroeste.

La barrera tiene una longitud aproximada de 12 km, orientada de Oeste a Este, su parte más angosta se encuentra en el extremo Oeste (300 m) y la parte más ancha, se encuentra en el extremo Este, cerca de la punta (2800 m); tiene un área aproximada de 1500 ha. y presenta varios ambientes de depósito entre los que se encuentran campos de dunas activas y semiestabilizadas, cordones y canales de playa antiguos, canales de marea, marismas y pantanos de manglar. Los puntos de muestreo en la Bahía de La Paz se muestran en la Fig. 3.2. Las mediciones de oleaje en las playas de El Mogote, se realizaron en las estaciones A, P, J, estación La Palma y estación IV; además se registró el oleaje en las estaciones canal San Lorenzo y playa El Embudo (Tabla 3.2). En la Fig.3.3a se muestran las variaciones de la intensidad de viento y parámetros significantes (altura significativa, periodo significativo y dirección promedio) durante el muestreo en Noviembre de 1994 en la estación P enfrente de la playa El Mogote, para una profundidad de 2.5 metros. La intensidad de viento tuvo variaciones desde brisa ligera hasta viento de 5 m/s en la mañana y bajando en el día.

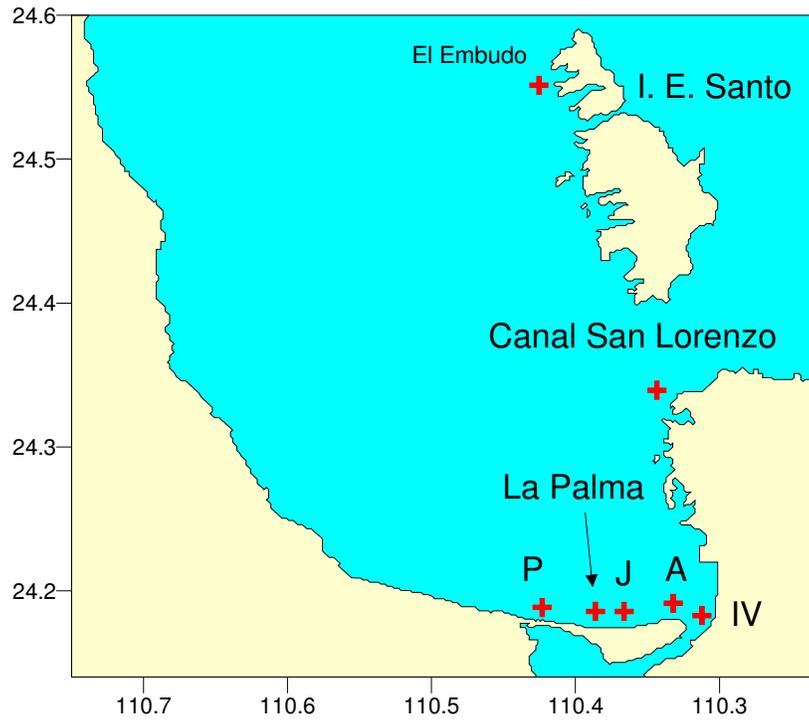
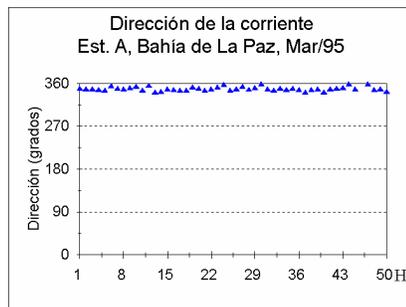
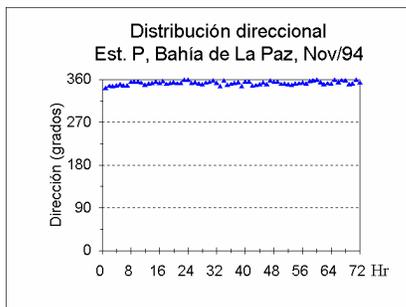
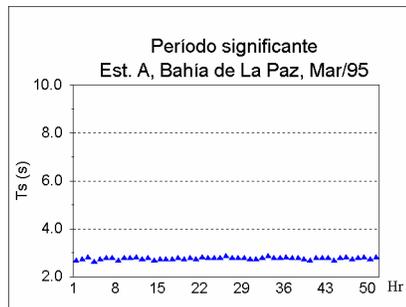
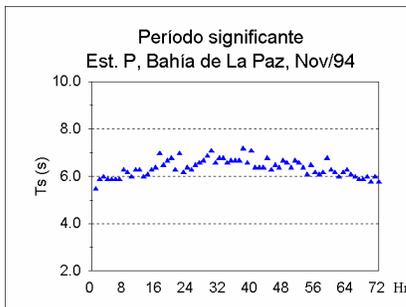
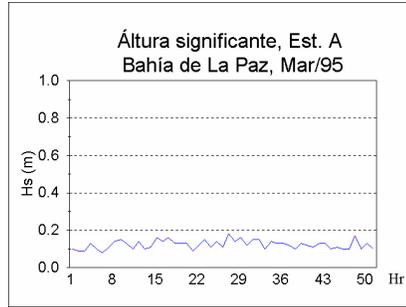
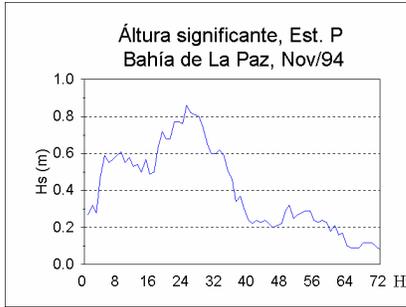
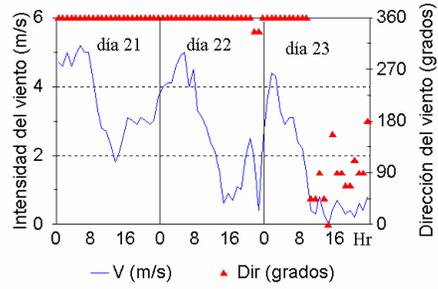


Fig. 3.2. Localización de las estaciones de registro de oleaje en la Bahía de La Paz.

Intensidad del Viento
Bahía de La Paz, Nov/94



(a)

(b)

Fig. 3.3. Estadística básica. Bahía de La Paz, a) Noviembre de 1994
b) Marzo de 1995.

La altura significativa varió de acuerdo con la intensidad del viento, con un máximo de 80 cm. El periodo significativo tuvo valores de 6 a 7 segundos, con la dirección alrededor de 350 grados. Estos valores muestran que el oleaje estuvo bien desarrollado con valores prácticamente máximos en la playa El Mogote para las condiciones de viento típicas.

La Fig. 3.3b presenta los datos obtenidos en marzo de 1995 en la estación A; en este muestreo el viento fue muy débil, entre 1 y 2 m/s, la altura significativa no alcanza 20 cm. En este caso no hay razón para analizar el periodo significativo ni la dirección, ya que en esta condición de viento, no se desarrolla el oleaje.

La Fig. 3.4 muestra los espectros tridimensionales (frecuencia y tiempo) de energía para noviembre de 1995 (a) y marzo de 1995 (b). Es evidente que el patrón de oleaje en ambos casos se ha formado por oleaje local de viento, sin elementos del oleaje distante. El espectro (a) contiene un máximo de energía espectral alrededor de $1.7 \text{ m}^2/\text{Hz}$ en el rango de periodos de 6 hasta 7 segundos, que corresponde al segundo día de muestreo. Los cambios temporales en el espectro (b) de marzo de 1995 son pequeños; la densidad espectral no alcanza el valor de $0.35 \text{ m}^2/\text{Hz}$. En la Fig. 3.5 se muestra otra forma de los espectros en los ejes "frecuencia – tiempo" para la misma salida de Noviembre de 1994 (el gráfico superior) y para las mediciones en la estación A en Julio de 1996 (el gráfico inferior). Las variaciones de las curvas espectrales dependen del ancho de la ventana del filtro de Parzen que se usó para calcular las evaluaciones espectrales con base en los periodogramas. El espectro superior es más liso ya que se usó un ancho de ventana de 150 términos en la serie, el espectro inferior fue más detallado, con un ancho de ventana de 80 términos. En la mayoría de casos no es necesario calcular los espectros detallados, a veces es difícil a determinar la frecuencia del pico principal cuando tiene tanta variabilidad de la curva espectral.

En la Fig. 3.6a y 3.6b (arriba) se presentan los espectros de algunas series de tiempo y direcciones obtenidas durante las mediciones en noviembre de 1994 y marzo de 1995. Es evidente la variabilidad temporal de los picos máximos de la densidad espectral y sus frecuencias. El aspecto importante en estas figuras es la presencia de picos espectrales en la franja de oleaje local de viento, entre 0.25 y

0.12 Hz, que corresponden a períodos de 4 a 8.5 s. Notamos, que la frontera con menor frecuencia

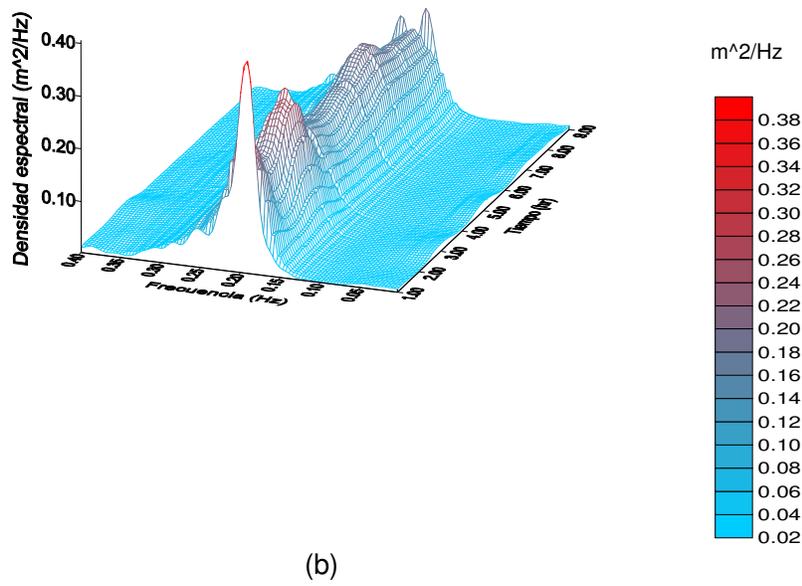
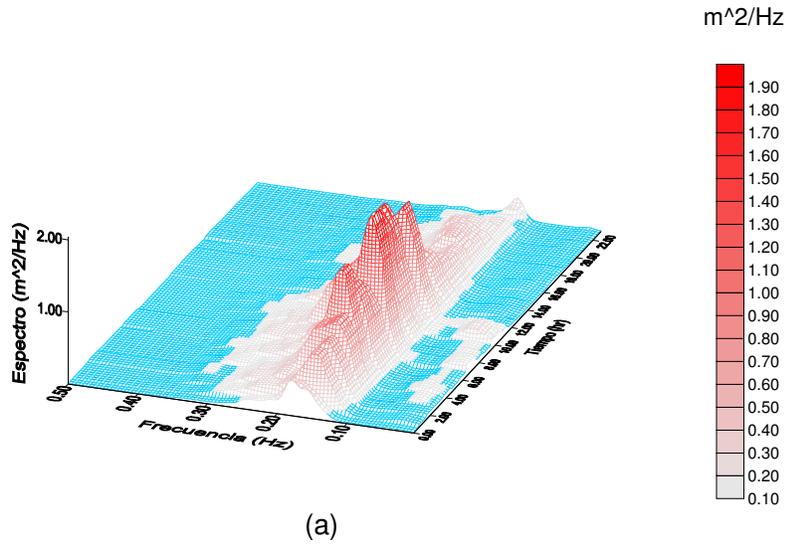


Fig. 3.4. Espectros tridimensionales. Bahía de La Paz, a) Noviembre de 1994
 b) Marzo de 1995.

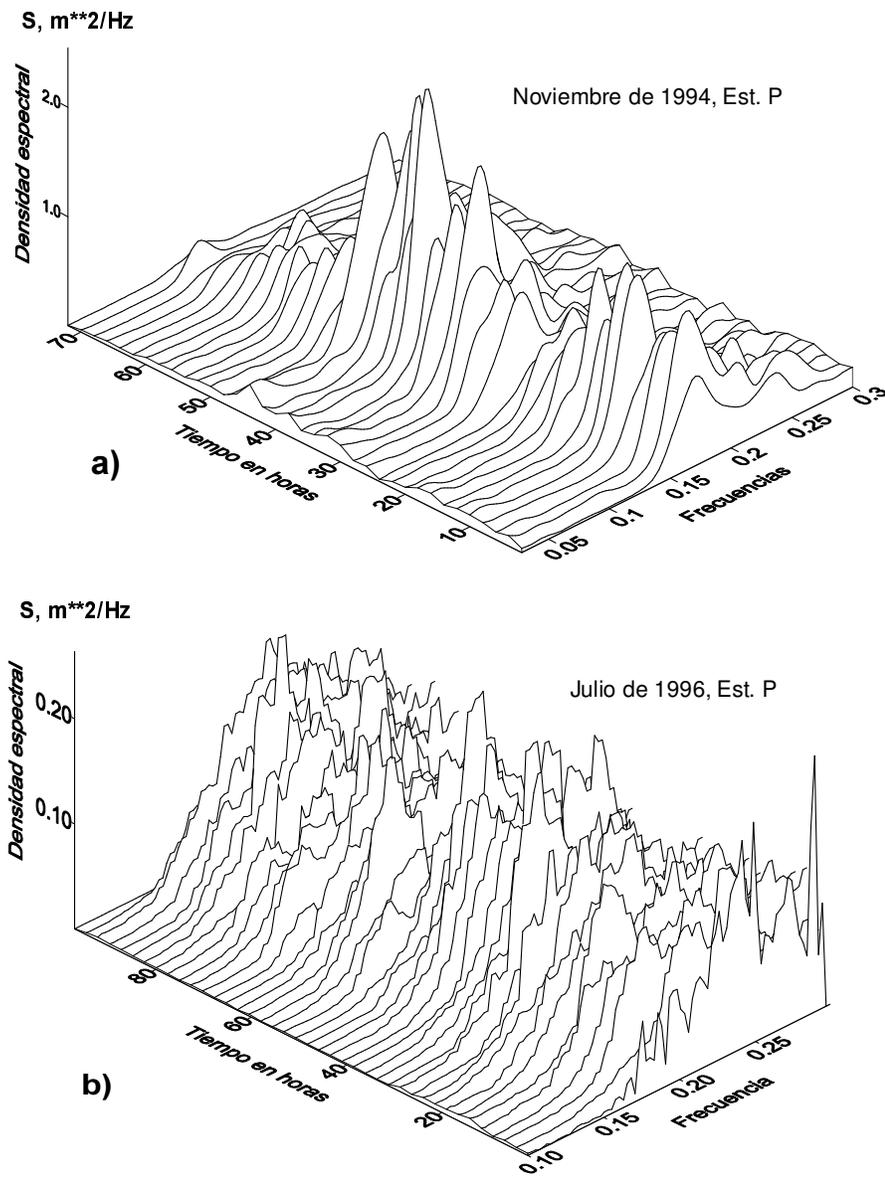


Fig.3.5. La variabilidad diaria de los parámetros espectrales en noviembre de 1994 (a) y julio de 1996(b).

(parte izquierda) del pico máximo espectral es más estable y no varía tanto como la parte de frecuencias altas (parte derecha), esta condición espectral coincide con los espectros teóricos descritos en el capítulo 2.

Con un solo ológrafo es imposible obtener los datos suficientes para calcular la distribución de la energía espectral en todas las direcciones (espectro direccional). Para evaluar la dirección de propagación del oleaje se ha calculado la distribución de direcciones de las componentes de la corriente orbital, medidas con el sensor de corrientes del mismo ológrafo. Las distribuciones de las direcciones para las mismas series (correspondientes dibujos superiores en las Figs. 3.6a y 3.6b) se muestran en los dibujos centrales de las Figs. 3.6a y 3.6b.

Una de las relaciones más importantes es la que se presenta entre las energías de oleaje local de viento, oleaje distante (swell) y ondas de infragravedad en el sitio de muestreo. Como un parámetro representante de la energía de las olas en los rangos de oleaje local (3-7 seg), oleaje distante (10-20 seg) y ondas de IG (>30 seg) se han calculado las integrales de la densidad espectral en los rangos correspondientes:

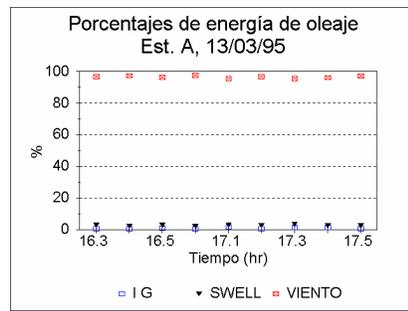
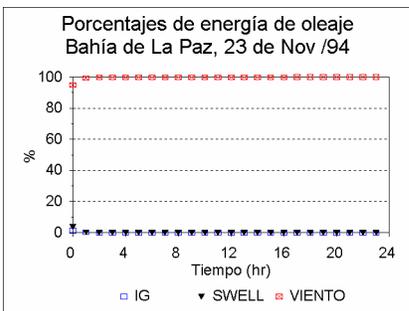
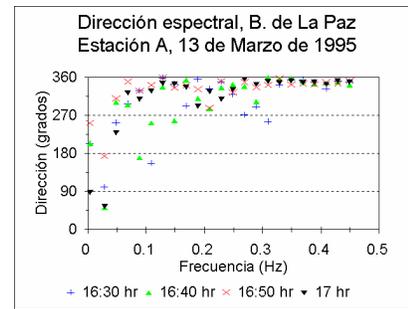
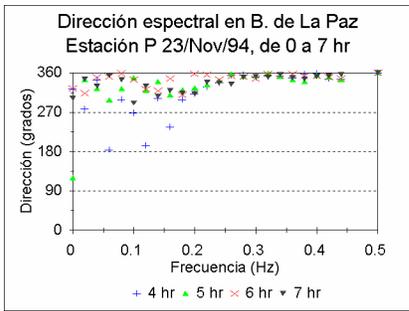
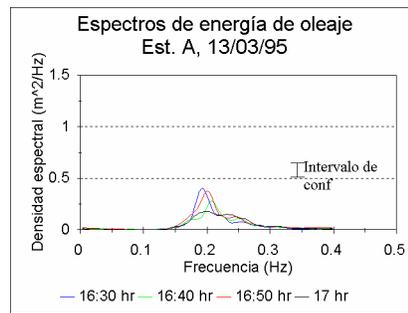
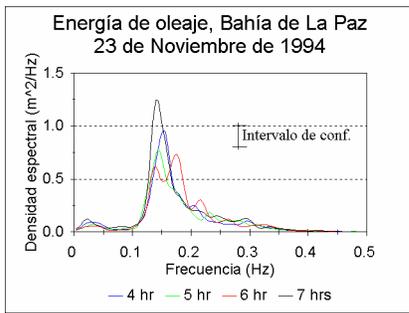
$$Q_{loc} = \int_{\omega_1}^{\omega_2} E(\omega) d\omega; \quad Q_{sw} = \int_{\omega_3}^{\omega_4} E(\omega) d\omega; \quad Q_{IG} = \int_{\omega_5}^{\omega_6} E(\omega) d\omega$$

donde $E(\omega)$ es la densidad espectral en los rangos del oleaje local (ω_1, ω_2), del oleaje

distante (ω_3, ω_4) y ondas de IG (ω_5, ω_6). El porcentaje relativo de estas integrales representa la distribución de energía entre los tres tipos de ondas en la zona. Los resultados de éstos cálculos para los registros de noviembre de 1994 y 1995 se muestran en los dibujos inferiores de las Figs. 3.6a y 3.6b. Es evidente que en ambos casos totalmente dominó el oleaje local de viento.

La misma secuencia de presentación de tres gráficos (como en las Figs. 3.3, 3.4 y 3.6 para las salidas de noviembre de 1994 y Marzo de 1995) se aplicará en los siguientes párrafos para caracterizar el oleaje en otros sitios y salidas.

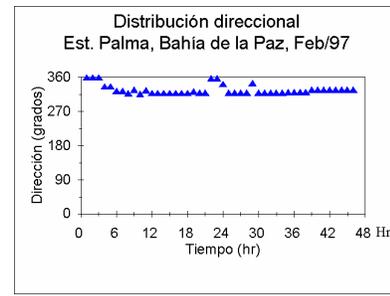
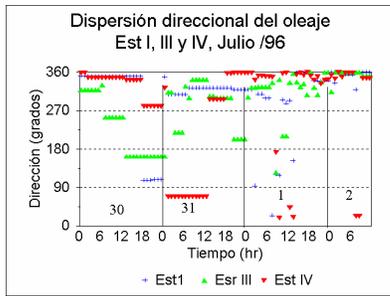
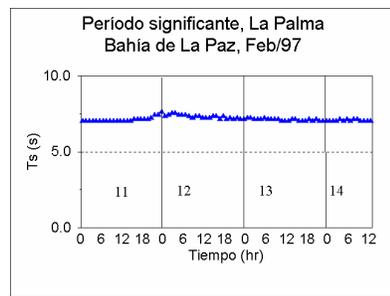
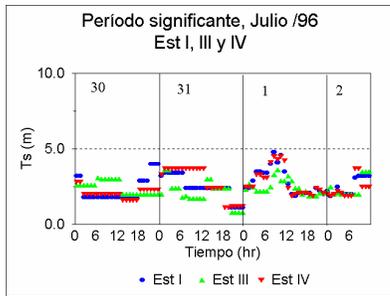
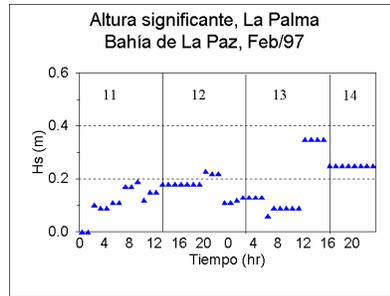
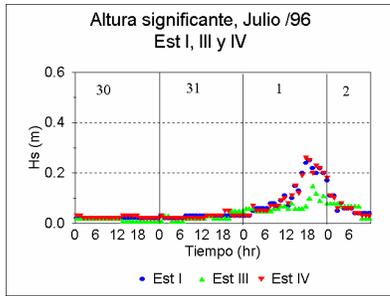
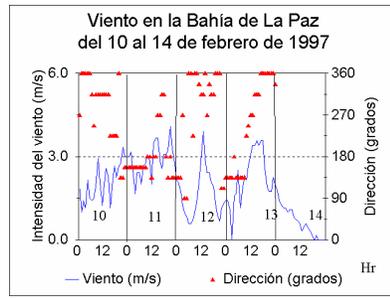
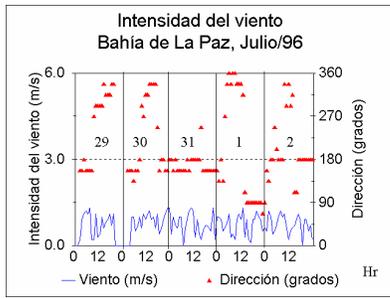
Los parámetros de la estadística básica de oleaje para las mediciones en julio-agosto de 1996 (estación III enfrente de El Mogote) y en febrero de 1997 (punto La Palma enfrente de El Mogote) se muestran en las Figs.3.7a y 3.7b, respectivamente. El orden de los dibujos es el mismo que en la Fig.3.3.



(a)

(b)

Fig. 3.6. Porcentajes de energía de oleaje. Bahía de La Paz, a) noviembre de 1994, b) marzo de 1995.



(a)

(b)

Fig. 3.7. Estadística básica. Bahía de La Paz, a) Estaciones I, III y IV julio de 1996, b) Estación La Palma, febrero de 1997.

En ambos casos el patrón de viento tiene carácter de brisa con intensidades 1 m/s para julio de 1996 y cerca de 3 m/s para el febrero de 1997 (Fig.3.7a,b, arriba). La mayor parte del tiempo de registro en julio, las alturas significantes se mantienen por debajo de los 10 cm, hasta el día 1 de agosto, en que la altura significativa alcanzó los 30 cm. Los períodos significantes se mantuvieron por debajo de los 5 s, y la mayor parte del tiempo la dirección tuvo valores de la dirección Norte.

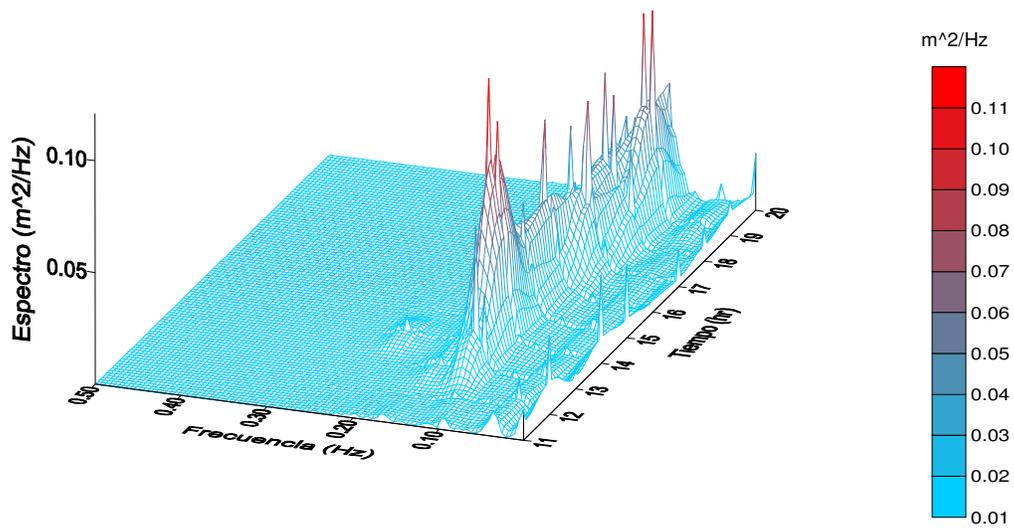
Para el muestreo de febrero de 1997, las alturas variaron en el rango de 10 hasta 40 cm, el periodo fue alrededor de 7 s, y la dirección se mantiene alrededor del norte.

Fig. 3.8 presenta los espectros tridimensionales de energía para las mediciones en julio-agosto de 1996 en la estación III (a) y en febrero de 1997 en la estación La Palma. En general, las dos figuras (3.8) de los espectros muestran valores bajos de densidad espectral con los picos espectrales en la banda de frecuencia de ondas cortas de viento local.

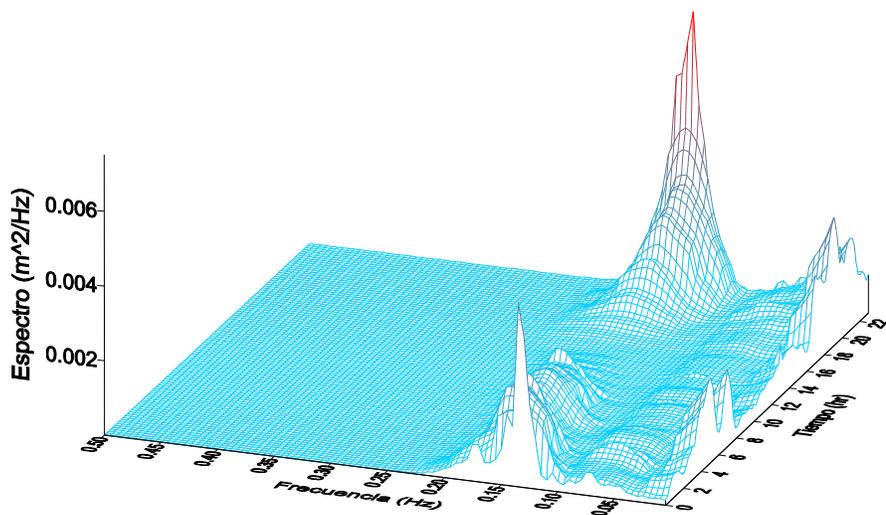
Los espectros de algunas series de variaciones de nivel para la estación III (julio-agosto de 1996) y estación La Palma (febrero de 1997) se muestran en las Figs. 3.9a,b (arriba). El período de los picos máximos en la estación III varió alrededor de 6 seg, es notable que en el espectro de las 16 horas se presentó un pico en la banda de swell entre 11 y 12 s de periodo. Los espectros en la estación La Palma fueron parecidos variando solamente en la amplitud, con una presencia no significativa de energía en la banda de swell y de infragravedad.

En la Figura 3.9 (a), al centro, se ve que la distribución de direcciones espectrales tiene una dominante del Norte, en julio de 1996. Por otro lado, en la Fig. 3.9 (b) correspondiente, se observa una dirección dominante del Norte en las bandas de alta frecuencia, mientras que se observa una mayor variación de direcciones en las bandas de baja frecuencia, en febrero de 1997.

Las distribuciones de energía en los rangos de oleaje de viento, oleaje distante y ondas de IG para las mismas estaciones se presentan en los dibujos inferiores de las Figs. 3.9a,b. En el registro de julio-agosto de 1996 se presentó energía de swell dominante una parte del registro y la energía del oleaje local dominó la mayor parte del mismo registro (hasta de 80 % en ese día).



(a)



(b)

Fig. 3.8. Espectros tridimensionales. Bahía de La Paz, a) Est. III, julio de 1996, b) Est. La Palma, febrero de 1997.

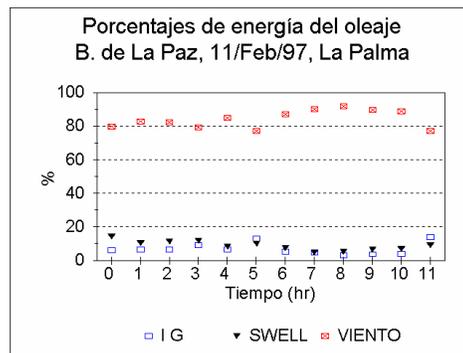
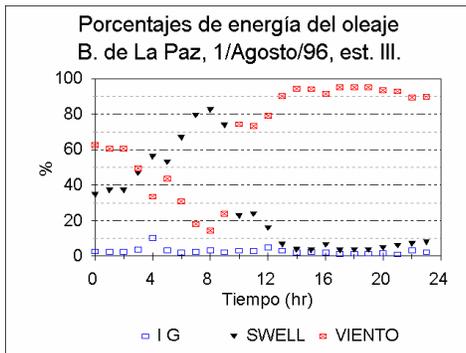
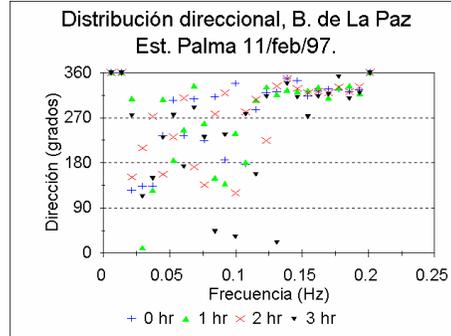
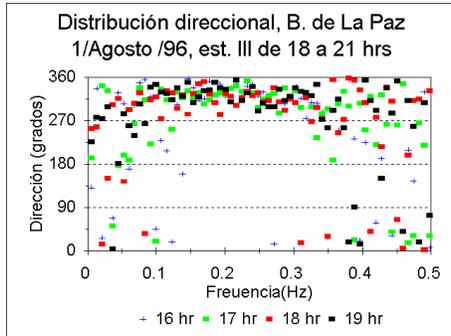
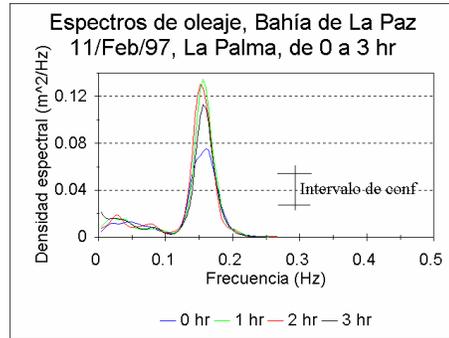
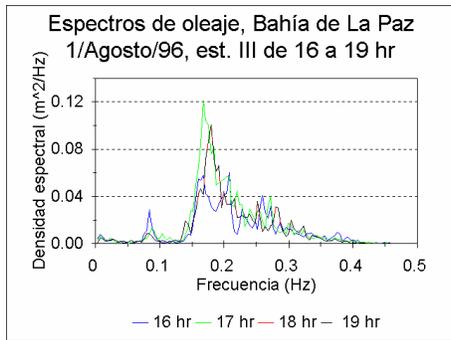


Fig. 3.9. Porcentajes de energía. Bahía de La Paz, a) 29 de julio al 1 de agosto de 1996, b) febrero de 1997.

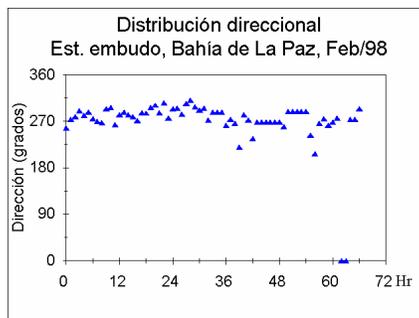
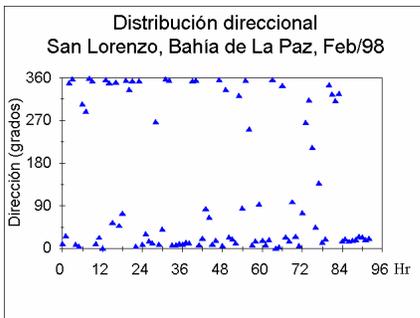
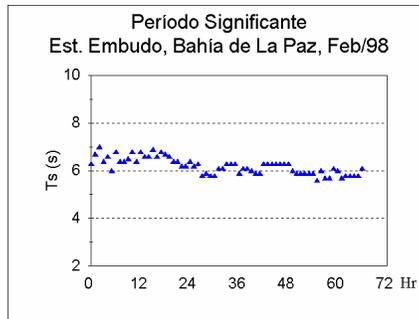
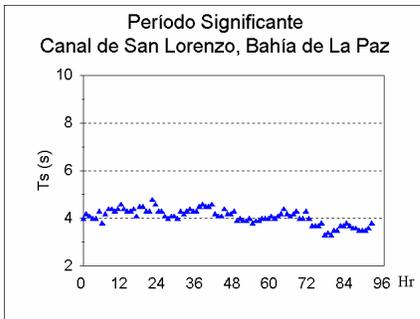
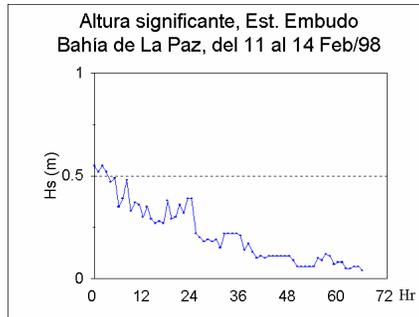
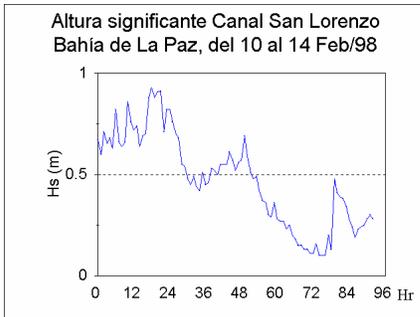
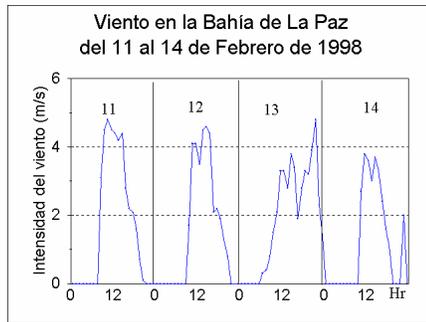
En el registro de febrero de 1997 se presentaron señales de swell y ondas de IG más o menos iguales (alrededor de 10%).

En febrero de 1998 se instalaron simultáneamente dos ológrafos, uno en el canal San Lorenzo a la profundidad de 9 m, y el otro en la estación Embudo en la parte norte de la Bahía a la profundidad de 8 m. En el canal de San Lorenzo el ológrafo fue instalado en lugar bastante abierto, en el punto Embudo - cerca de costa occidental de la isla, y por eso estuvo protegido de las olas incidentes del Golfo de California. El viento tenía carácter de brisa y aumentó en el medio día hasta 5 m/s (Fig.3.10, el gráfico inferior). Del día 10 al día 14 la intensidad máxima del viento disminuyó. Equivalentemente disminuyeron las alturas significantes de oleaje (Fig.3.10), más drástica fue la disminución en el canal San Lorenzo, de 90 cm a 30-40 cm. Los periodos significantes variaron alrededor de 7 s para el canal de San Lorenzo y alrededor de 6 s en el punto Embudo.

En el canal San Lorenzo (Fig. 3.10 (a)) se observa una dirección dominante del Norte, mientras que en El Embudo, la dirección dominante fue de 270 grados, obligada por la protección de la Isla, el ológrafo solo registró oleaje del Oeste.

Los espectros tridimensionales se muestran en la Fig. 3.11. En ambas localidades dominó el oleaje local de viento, que se confirmó en los gráficos inferiores de la Fig.3.12. Los espectros típicos para estas series de mediciones se presentan en los gráficos interiores (espectros energéticos) y centrales (la distribución de la dirección) de la misma figura.

El análisis de todas las mediciones en la Bahía de La Paz muestra que las máximas alturas de oleaje en la playa El Mogote se presentan en los meses de invierno (hasta 80 cm) cuando dominan vientos del Norte y Noroeste. Mientras que en el verano los vientos del Sur y Suroeste también pueden alcanzar las intensidades compatibles con los de invierno, el oleaje en la playa El Mogote no alcanza alturas significantes por falta de Fetch. Pero en verano, con la influencia de los vientos del Sur y Suroeste se puede desarrollar el oleaje en la costa occidental de las islas. El oleaje en el canal San Lorenzo casi no tiene variabilidad estacional. La estructura espectral de oleaje muestra, que en todas las mediciones dominaron las componentes de oleaje local de viento, los efectos de swell en la playa El Mogote son mínimas y ocasionales por la protección de



(a)

(b)

Fig. 3.10. Estadística básica. Bahía de La Paz, 1998, a) Canal San Lorenzo, b) estación El Embudo.

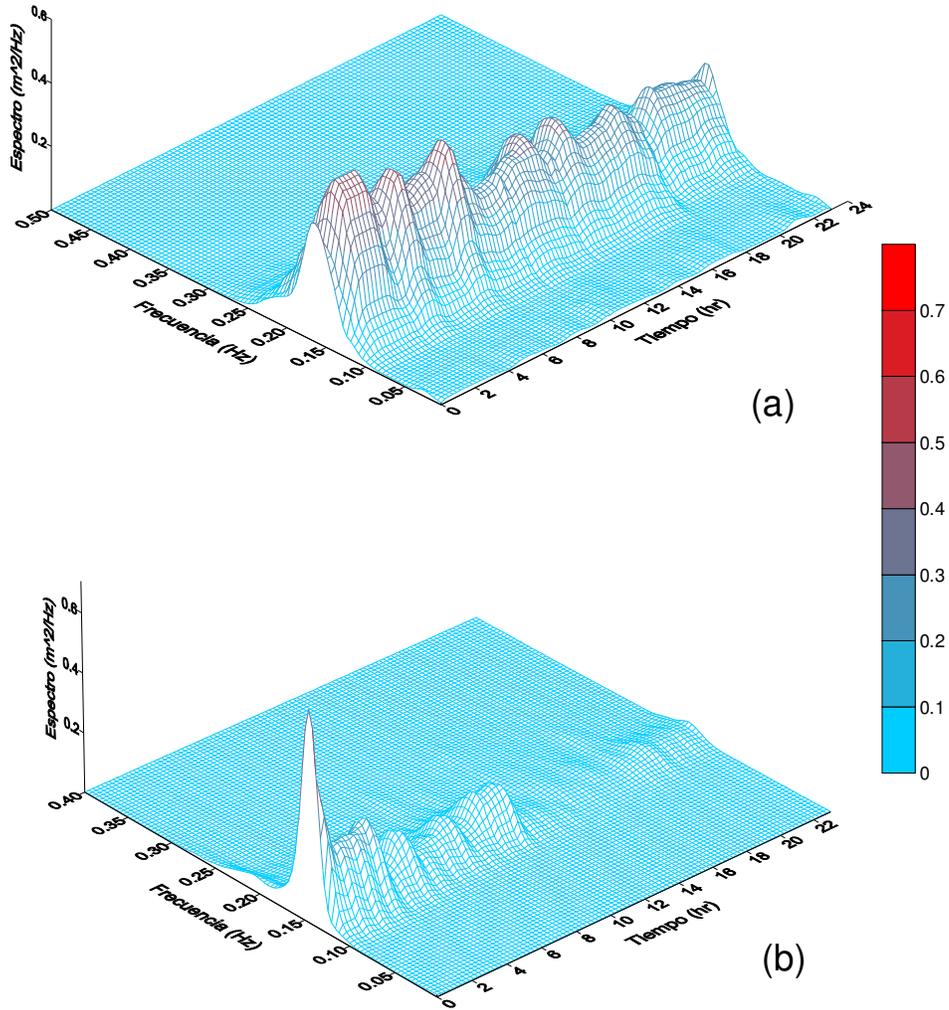


Fig. 3.11. Espectros tridimensionales, Bahía de La Paz, Estaciones, (a) Canal San Lorenzo y (b) Embudo, febrero de 1998.

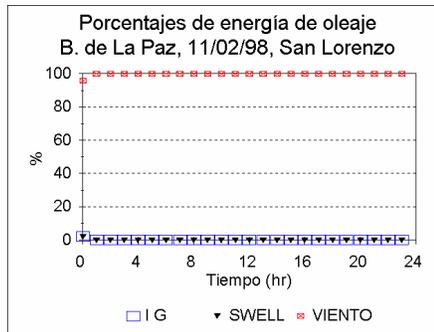
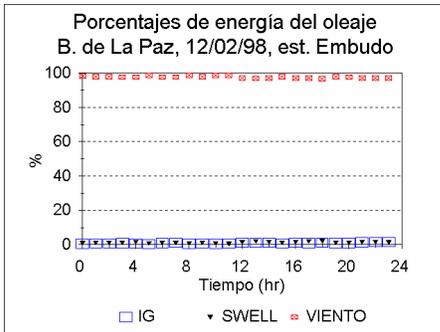
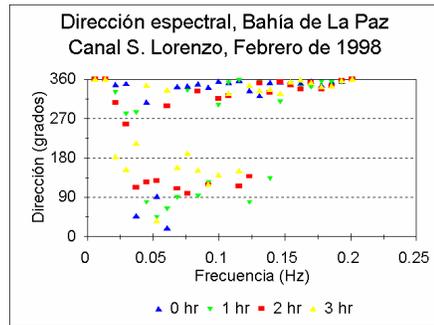
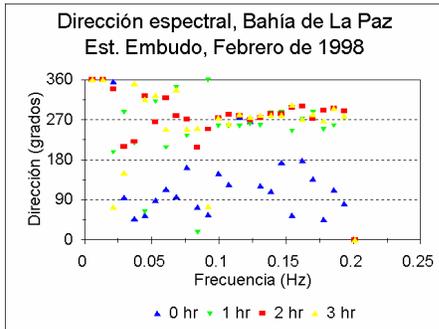
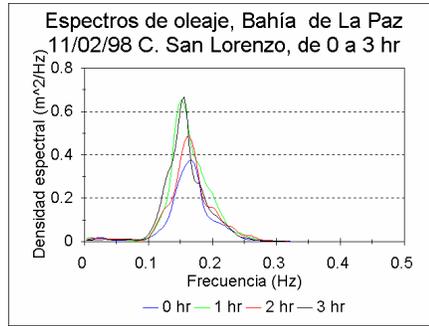
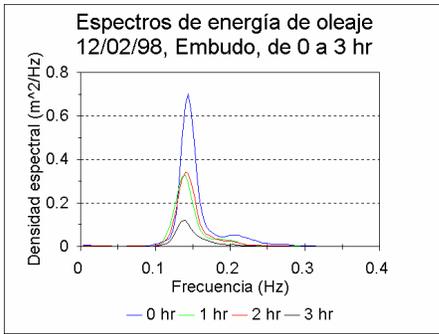


Fig. 3.12. Porcentajes de energía del oleaje. Bahía de La Paz, febrero 1998, a) Estación El Embudo, b) Estación Canal San Lorenzo.

la zona por las islas Espiritu Santo, Isla Partida e isla San José. Nava-Sánchez et al. (1994) mostró que la energía del oleaje local de viento prevalece en la zona comprendida entre las islas y la barrera arenosa El Mogote de La Paz.

La dirección promedio para todos los muestreos varía entre los 175 y 330°, siguiendo los patrones de viento reportados por el Servicio Meteorológico de la Comisión Nacional del Agua, los cuales son vientos dominantes del Noroeste en invierno y vientos dominantes del Sureste en verano, (con excepción de la playa El Embudo donde se encontró una dirección promedio de 270° que está relacionada con la protección dada por las islas y el proceso de difracción de ondas).

3.1.2. Costa de Cabo San Lucas.

El punto de todas las mediciones en la zona de Cabo San Lucas se ubicó en la bahía de San Lucas enfrente de la playa hotelera en el rango de profundidades de 16 m a 18 m y con la distancia de la costa de 250 m a 300 m (Fig. 3.13). Esta localidad está situada en el extremo de la península de Baja California Sur, por lo cual se expone al comportamiento de vientos de distintas direcciones y ondas incidentes (swell y IG) en el amplio rango de frecuencias.

La Fig. 3.14 muestra los parámetros promedios de oleaje durante los registros en nov. de 1999 (a) y feb de 2000 (b). En las dos series dominó el oleaje distante con la altura significativa de 1.00 m en noviembre de 1999 y 60 a 80 cm en febrero del 2000, el periodo promedio en el rango de 10 a 12 s y la dirección del Sur y Sureste. Estos parámetros caracterizan el swell de mar abierto formado en la zona adyacente con el extremo de la Península.

El desarrollo del espectro energético en el tiempo (Fig. 3.15a,b) y algunos espectros de energía en la forma bidimensional (Fig. 3.16a,b, superior) muestran que el oleaje en noviembre de 1999 presentó más dispersión en frecuencias (ocupó la banda más ancha de frecuencias), que en febrero del 2000. Una de las explicaciones es que las ondas en nov. de 1999 se originaron en lugar más cercano y pasaron la ruta menos larga, por eso las ondas de frecuencias altas no se disiparon totalmente, y el espectro fue más ancho. La otra explicación puede

estar relacionada con el efecto de viento local, por que el nivel del oleaje de viento fue un poco mayor en el primer

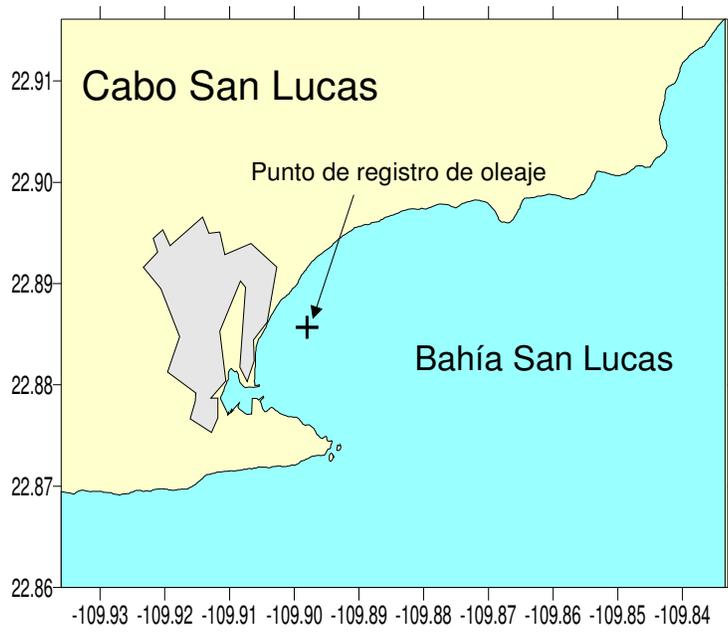
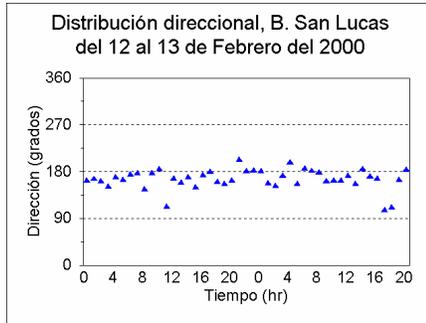
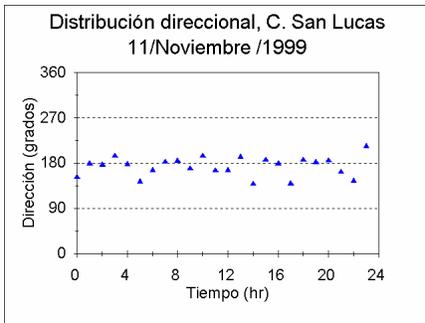
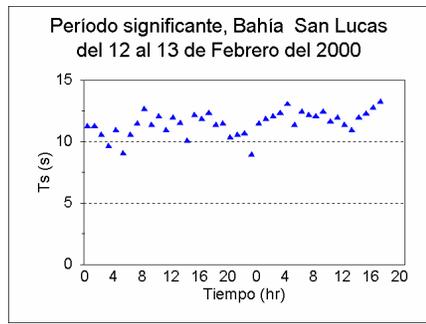
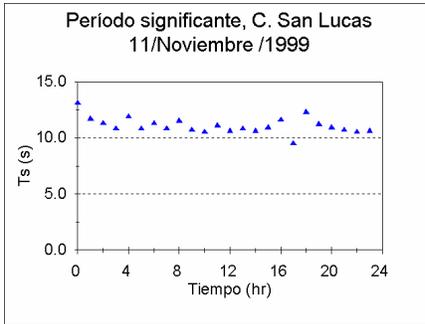
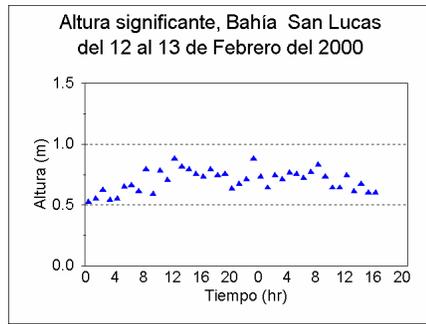
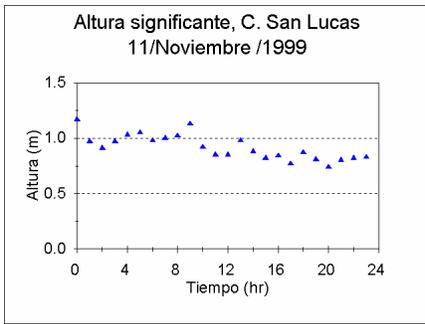


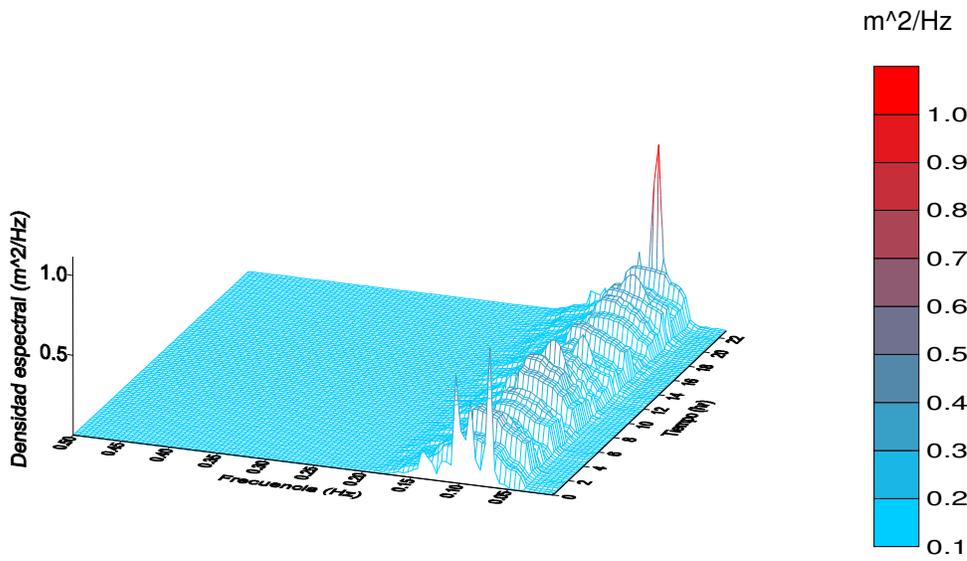
Fig. 3.13. Localización del punto de registro de oleaje en Cabo San Lucas (Bahía de San Lucas).



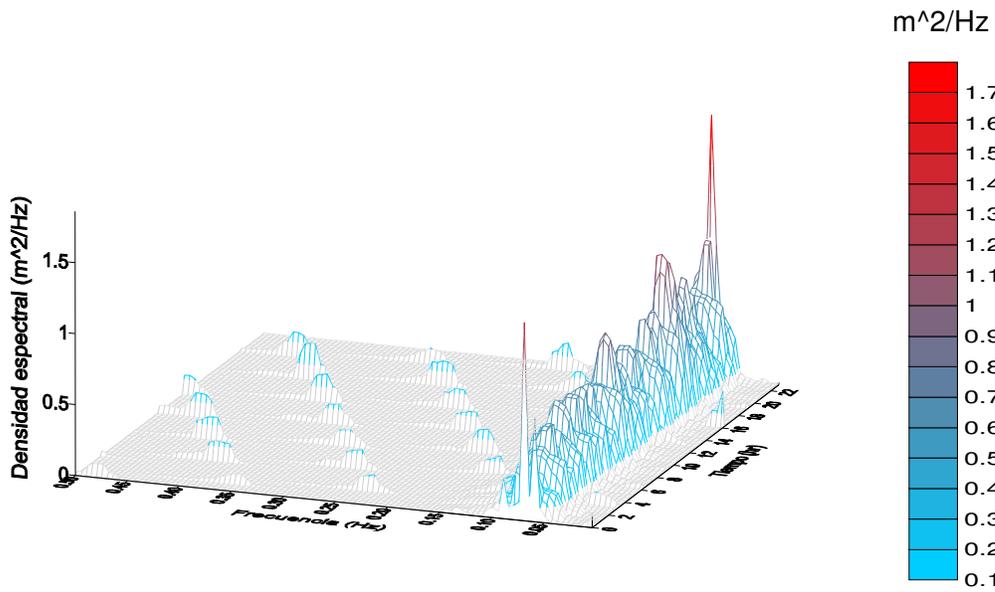
(a)

(b)

Fig. 3.14. Estadística básica. Bahía de San Lucas, a) del 11 de noviembre de 1999, b) del 12 al 13 de febrero del 2000.

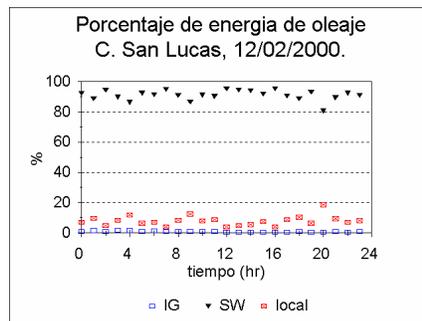
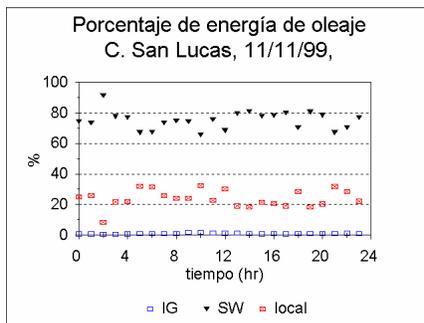
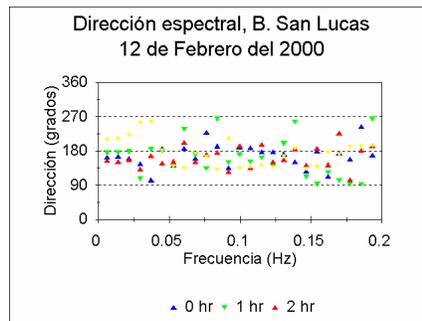
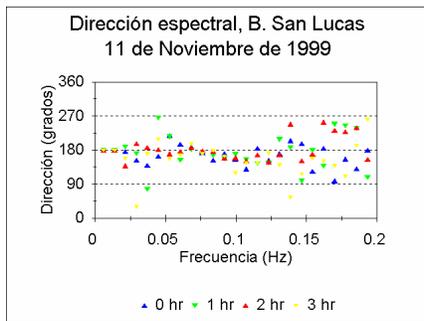
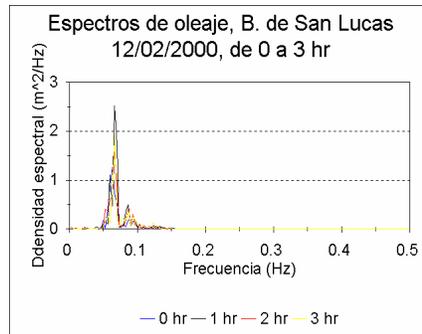
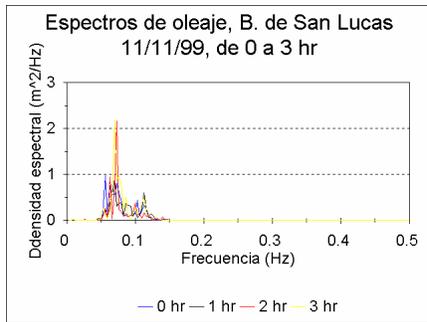


(a)



(b)

Fig. 3.15. Espectros tridimensionales. Cabo San Lucas, a) Noviembre de 1999, b) Febrero del 2000.



(a)

(b)

Fig. 3.16 Espectros de energía del oleaje, porcentajes distribución direccional y porcentajes de energía, Cabo San Lucas.
(a) noviembre de 1999. (b) febrero del 2000.

registro (Fig. 3.16a,b, inferior): en la primera serie el swell contiene alrededor de 80% de energía y oleaje de viento 20%, mientras que en otro registro swell tiene 90% y oleaje de viento en un 10%.

3.1.3. Punta Gaspareño en la costa del Pacífico.

En la costa Pacífica de la península se tienen condiciones similares de topografía y orientación de la línea costera en la mayoría de su longitud. Las condiciones meteorológicas también son muy parecidas, prevalecen los vientos globales del norte y noroeste con efectos temporales de brisa. Punta Gaspareño es un lugar típico de la costa Pacífica. La Fig. 3.17 muestra el mapa del sitio y la ubicación de los ológrafos instalados. Aquí cabe señalar, que del 27 de diciembre de 1999 al 7 de enero del 2000, se registró por primera vez el oleaje incidente a la zona costera, simultáneamente en dos puntos sobre una perpendicular a la línea de playa, a profundidades de 15 y 10 m. (viendo hacia la costa).

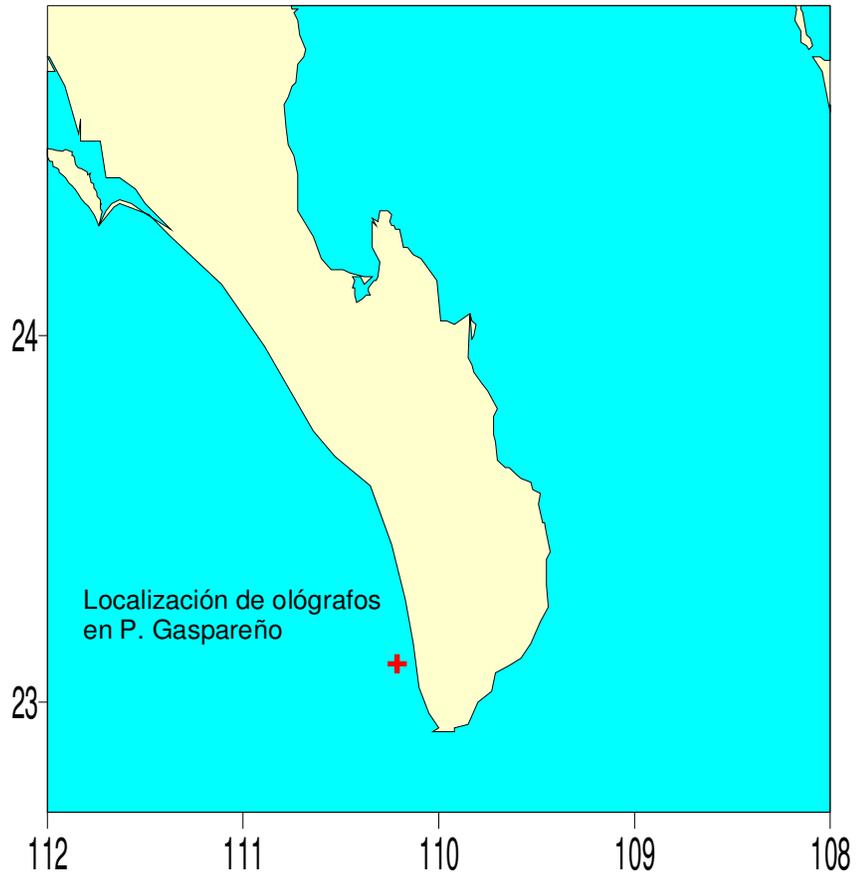


Fig. 3.17. Localización del sitio de muestreo en Punta Gaspareño.

A fines de marzo de 1999 en Punta Gaspareño se instaló un ológrafo direccional a una profundidad de 12 m frente a una playa arenosa. La duración del registro fue de 9 días programado para obtener 20 minutos de oleaje cada hora con frecuencia de muestreo 0.5 Hz (dos datos cada segundo).

La Fig. 3.18 (gráfica superior) muestra los registros de viento durante las mediciones, la intensidad de viento cambió de 3 a 8 m/s y la dirección fue alrededor del Norte, variando de 45 a 270 grados en la intensidad de brisa. La altura significativa varió de 1.5 a 2.4 m durante todas las mediciones, la dirección fue alrededor del Noroeste con variaciones no significantes. El período significativo se mantuvo en el intervalo de 12 s hasta 20 s (gráfica inferior).

En la Fig. 3.19 se observa una alta densidad de energía espectral, correspondiente a oleaje mayor de 2 m, con una frecuencia constante en la banda del oleaje distante (swell). En la Fig. 3.20 se puede ver que la distribución de direcciones espectrales fue constante en los 270 grados, y la energía del oleaje distante (swell) dominó en porcentaje, con valores de 80%.

En diciembre de 1999 en Punta Gaspareño fueron instalados dos ológrafos direccionales a las profundidades de 10 y 15 m, para evaluar el efecto del cambio de profundidad sobre los parámetros del oleaje.

En la Fig. 3.21. se observa que la altura significativa fue semejante en ambas profundidades, entre 0.5 y 1.7 m, el comportamiento de los períodos significantes entre 7 y 14 s y la distribución de direcciones se mantuvo alrededor de los 270 grados, con más variación en el punto de mayor profundidad.

La Fig. 3.22 muestra los espectros tridimensionales para las dos estaciones, es evidente la dominancia total del oleaje distante con armónicas energéticas hasta $9 \text{ m}^2/\text{Hz}$. Los espectros bidimensionales (Fig.3.23, arriba) fueron muy angostos con la frecuencia de 15 s. La dirección varió poco alrededor de 270 grados (Oeste). El porcentaje de la energía de swell llegó al 95 %.

3.1.4. Zona costera de Bahía Magdalena

La zona costera de Bahía Magdalena está localizada a más de 200 km hacia al Norte de Punta Gaspareño, los vientos en éste sitio son del sector de Oeste a Norte. La topografía del fondo en ésta zona soporta mucho los procesos de difracción y

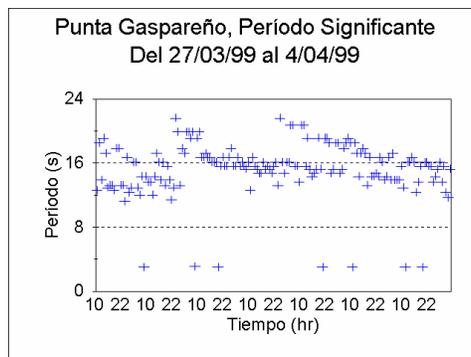
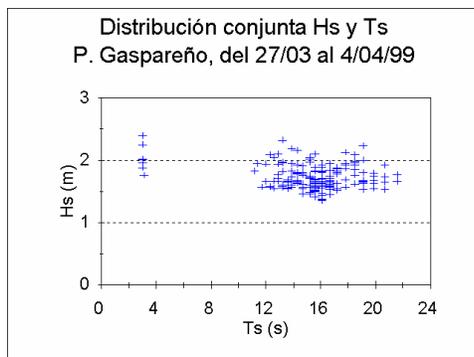
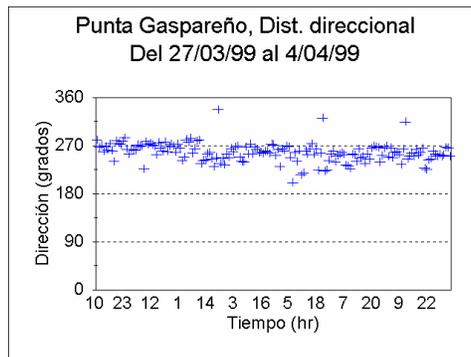
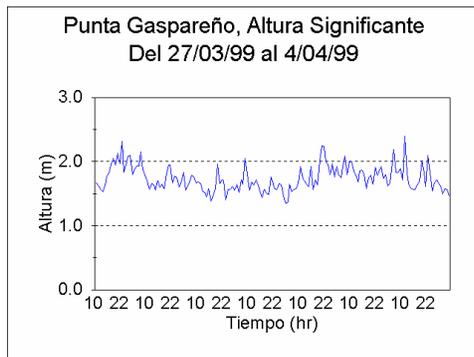
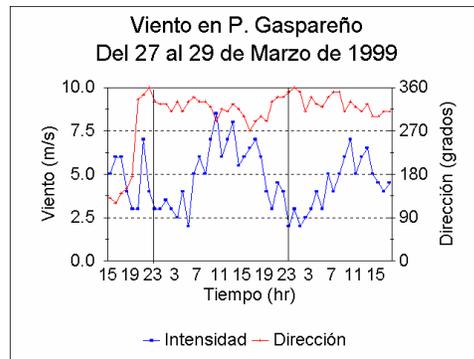


Fig. 3.18. Estadística básica, Punta Gaspareño, del 27 / Marzo al 4 / Abril de 1999.

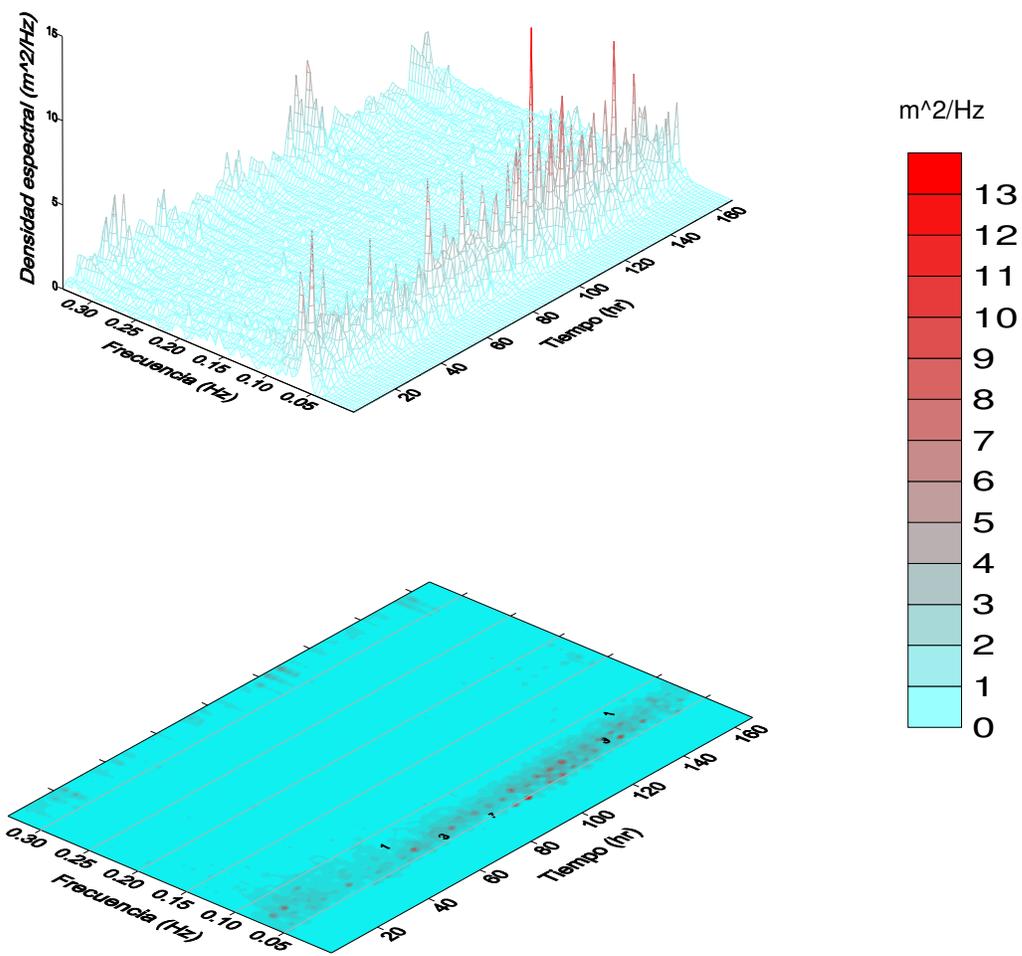


Fig. 3.19. Espectros tridimensionales (tiempo-frecuencia), Punta Gaspareño, del 27 / marzo al 4 / abril de 1999.

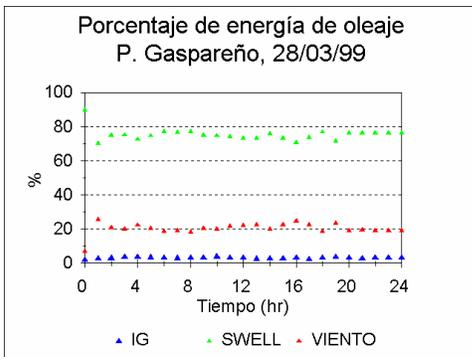
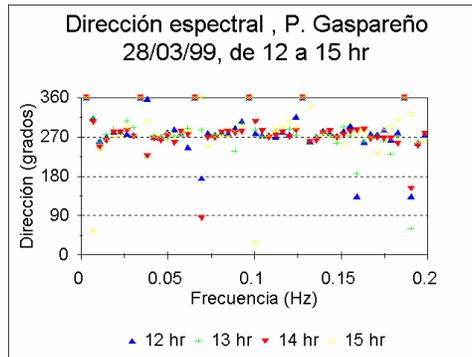
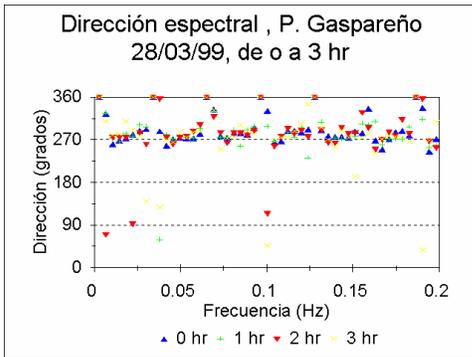
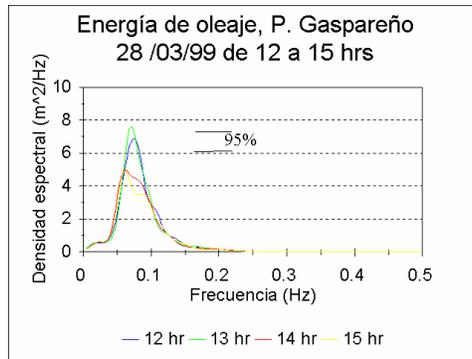
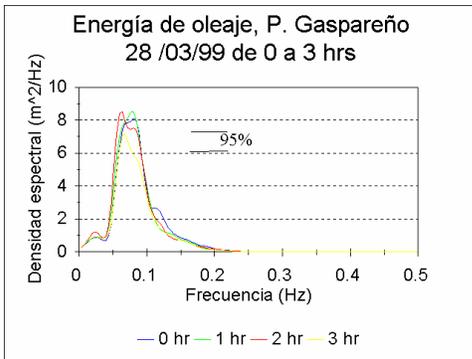
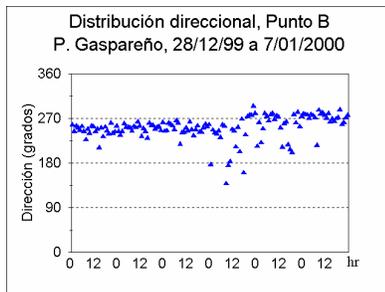
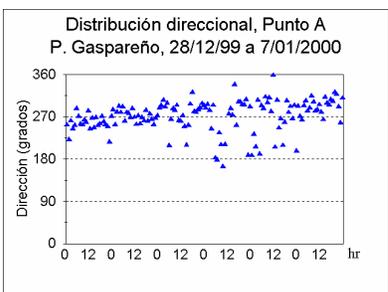
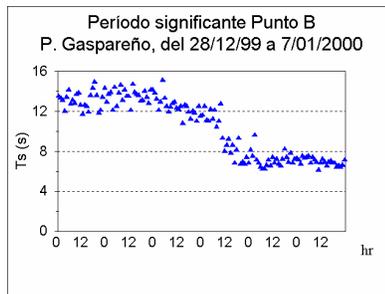
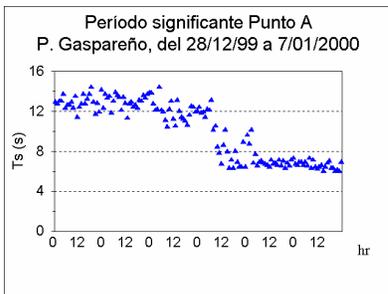
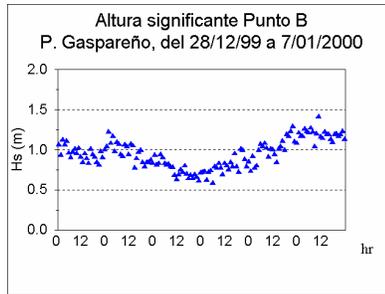
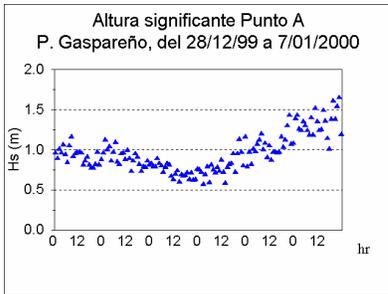


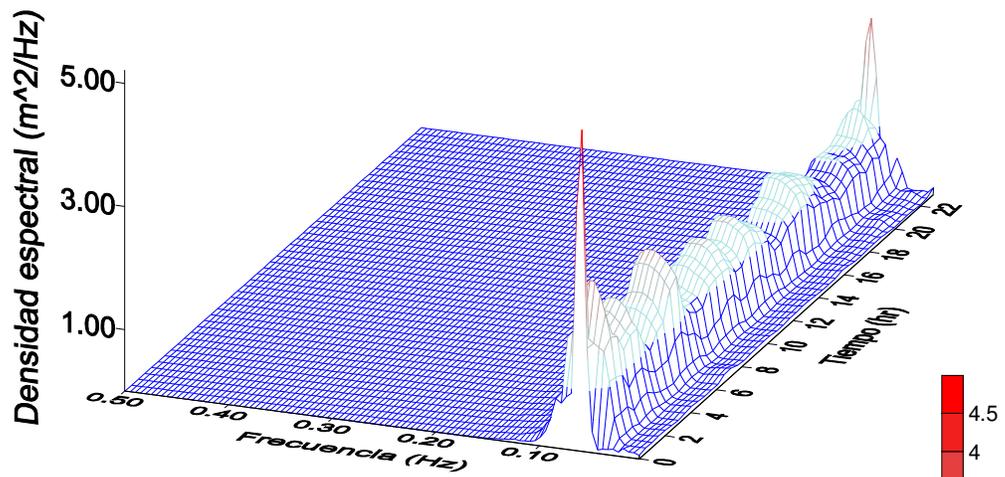
Fig.3.20. Espectros bidimensionales, la distribución direccional y el porcentaje de energía, Punta Gaspareño, del 27 / Marzo al 4 / Abril de 1999.



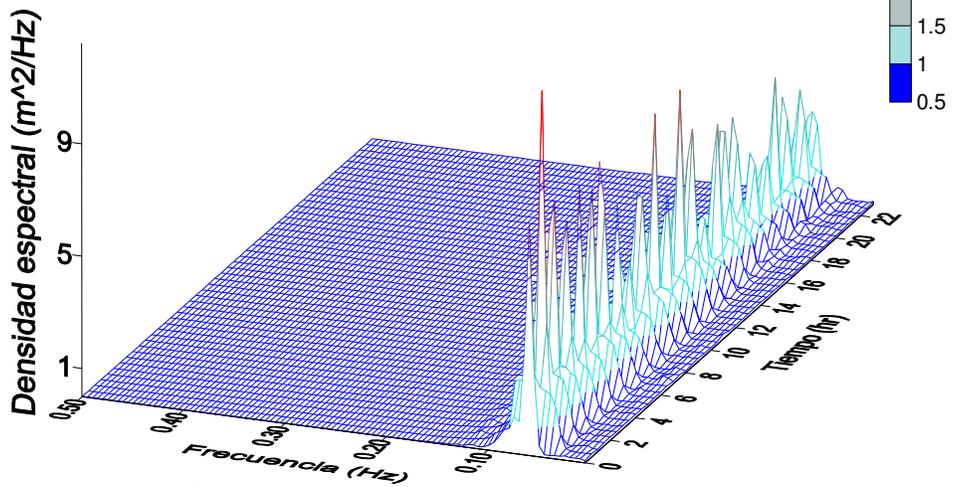
(a)

(b)

Fig. 3.21. Estadística básica, Punta Gaspareño, del 27/12/99 al 7/1/2000, a) Profundidad 15 m, b) Profundidad 10 m.

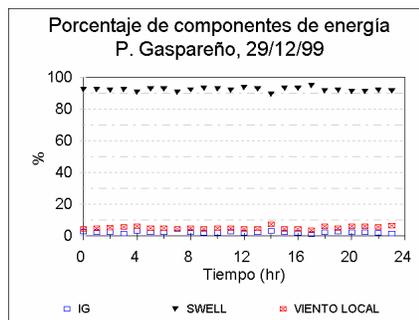
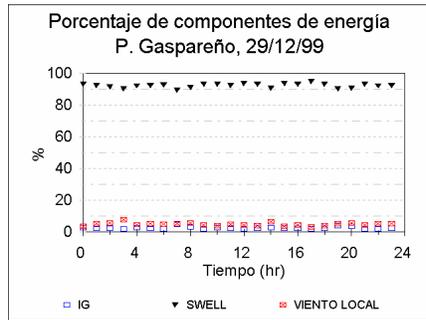
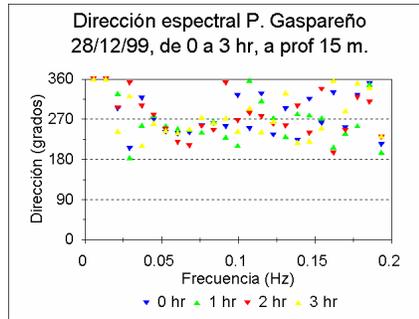
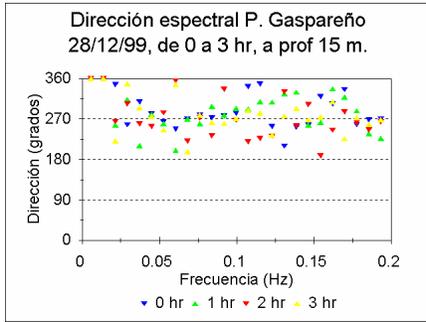
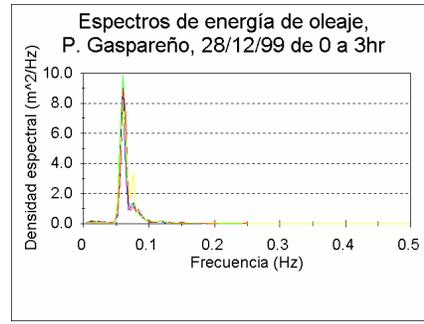
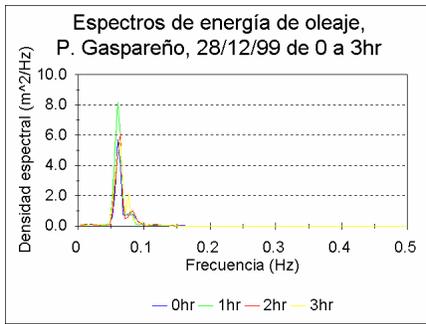


a



b

Fig. 3.22. Espectros de densidad espectral del oleaje en Punta Gaspareño, profundidad 15 m (arriba), profundidad 10 m (abajo).



(a)

(b)

Fig. 3.23. Porcentajes de energía, Punta Gaspareño, diciembre de 1999,
a) Profundidad 15 m, b) Profundidad 10 m.

refracción del oleaje, por eso los resultados dependen mucho de la localización de los ológrafos. La Fig. 3.24 muestra la ubicación de los ológrafos instalados en abril de 2000 y febrero de 2001 cerca de la boca principal de la Bahía Magdalena. Este lugar es parcialmente protegido de las ondas de swell llegadas del Norte y Noroeste, pero caracteriza perfectamente el comportamiento del oleaje en la boca principal de Bahía Magdalena.

Las alturas significantes estuvieron en el intervalo de 0.8 m a 1.0 m para abril, y de 0.6 m a 0.9 m en febrero (Fig.3.25, gráficos inferiores); los periodos significantes tuvieron valores en el intervalo de 11 s a 15 s y de 10 a 12 s, como se ve en las gráficas en el centro de la figura. La dirección de propagación de oleaje varió alrededor de 180°

Los espectros de energía en los ejes "frecuencia-tiempo" para una serie diaria se muestran en la Fig.3.26. El crecimiento de oleaje se registró en el primer caso (6 de abril de 2000) entre las 10 y 12 hrs; en la otra serie (21 de febrero de 2001) entre las 14 y 16 hrs. y después de las 19 hrs. Los espectros típicos para estos registros se muestran en la Fig. 3.27. Es posible notar la analogía de éstos con los registrados en la zona de los Cabos (Fig. 3.16). En ambos casos el oleaje distante de mayor amplitud es más monocromático, los picos principales en los espectros son más angostos. Para las mediciones en la zona de Magdalena éste también está relacionado con el efecto de viento: en abril el porcentaje del oleaje distante (swell) fue mayor al 90% y el resto estuvo compuesto por oleaje local de viento; en febrero la relación fue del 80 al 85% de oleaje distante (swell) y del 20 al 15% de oleaje local de viento.

3.1.5. Zona costera de Bahía Tortugas.

Bahía Tortugas está situada en la parte norte de la zona costera del Pacífico del estado de Baja California Sur. El comportamiento del oleaje es un factor energético importante que afecta a la hidrodinámica de la zona. La ubicación de los ológrafos en la vecindad de la Bahía se muestra en la Fig. 3.28. Dos ológrafos fueron instalados en las profundidades entre 10 y 15 metros en distintos puntos del fondo arenoso en noviembre de 1996.

Las alturas significantes en la zona de Bahía Tortugas se muestran en la Fig. 3.29, variaron entre 0.6 y 1.5 m en noviembre de 1996 y entre 1 y 2.50m en mayo de

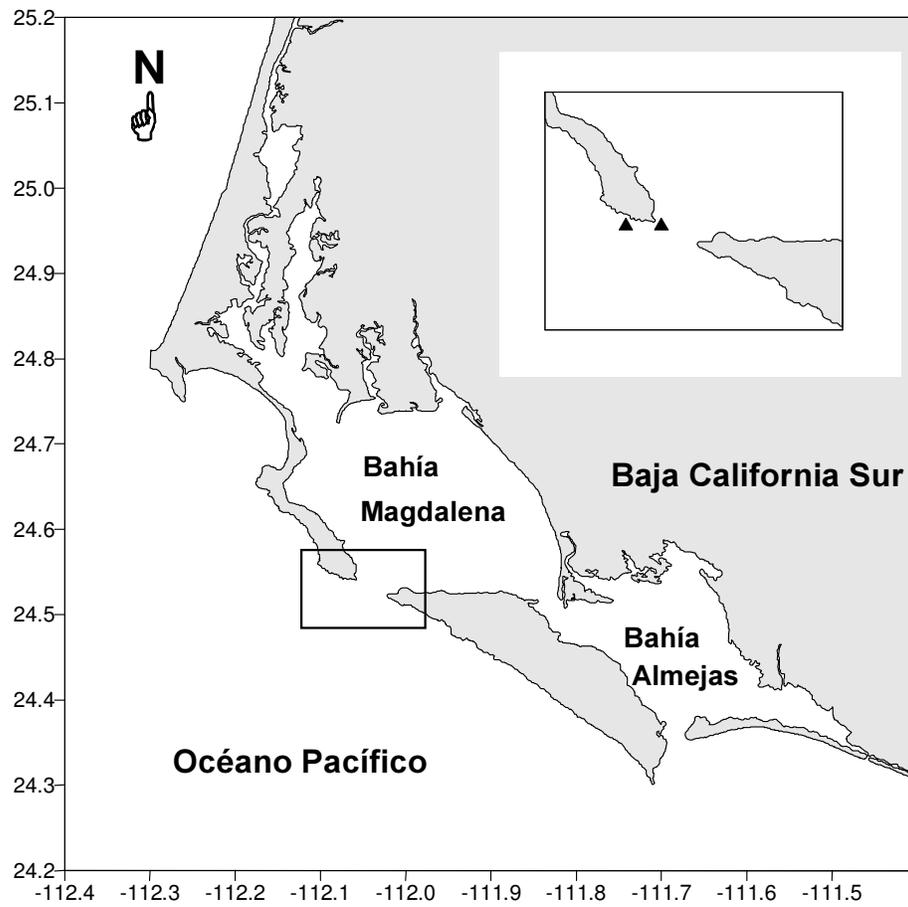


Fig. 3.24. Localización de los puntos de muestreo de oleaje en la zona de Bahía Magdalena.

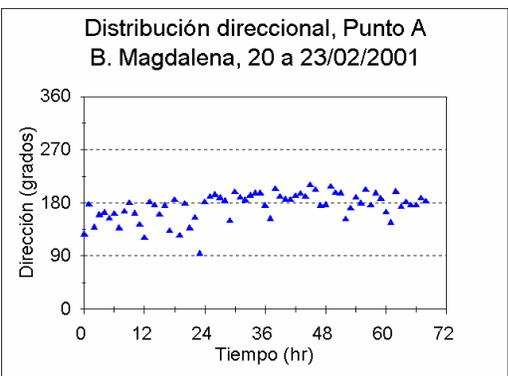
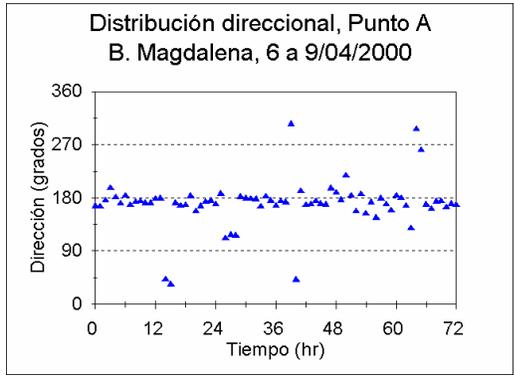
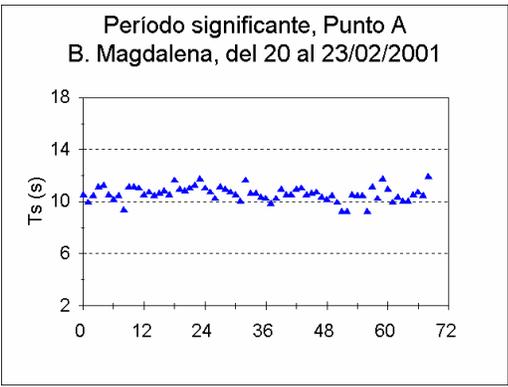
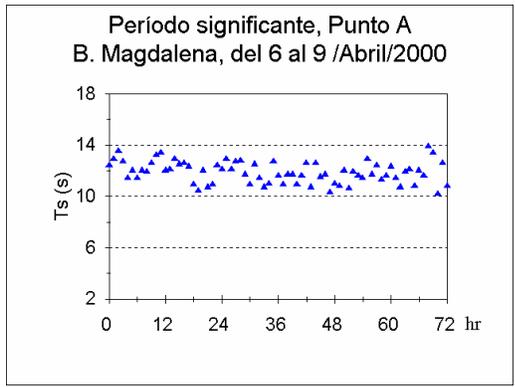
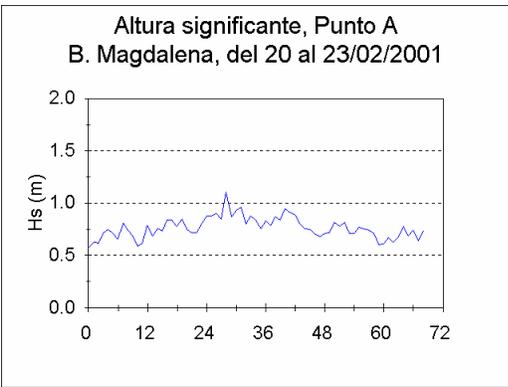
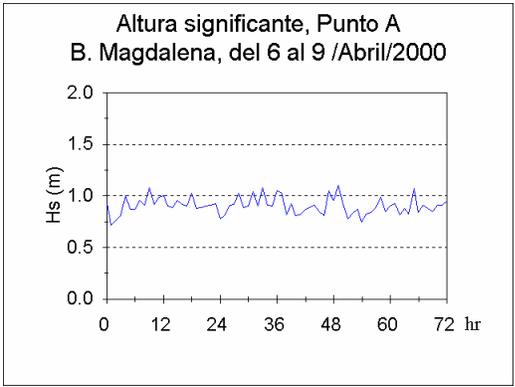


Fig. 3.25. Estadística básica, Bahía Magdalena, a) del 6 al 9 de Abril del 2000, b) del 20 al 23 de Febrero del 2001.

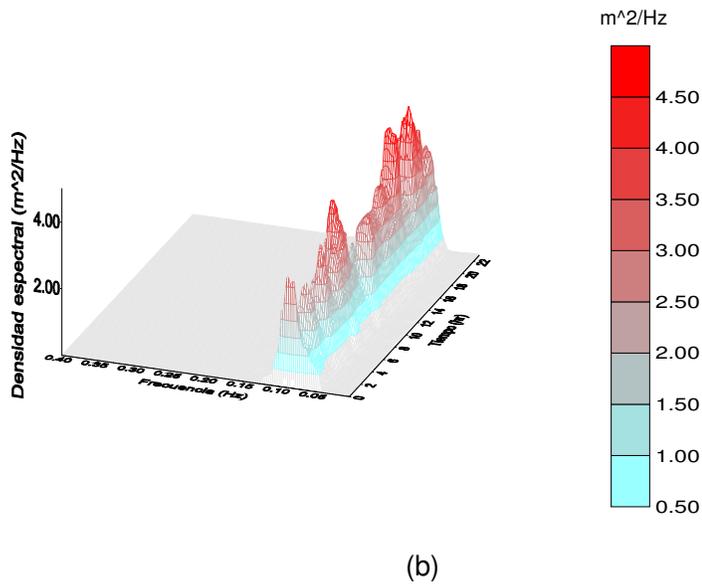
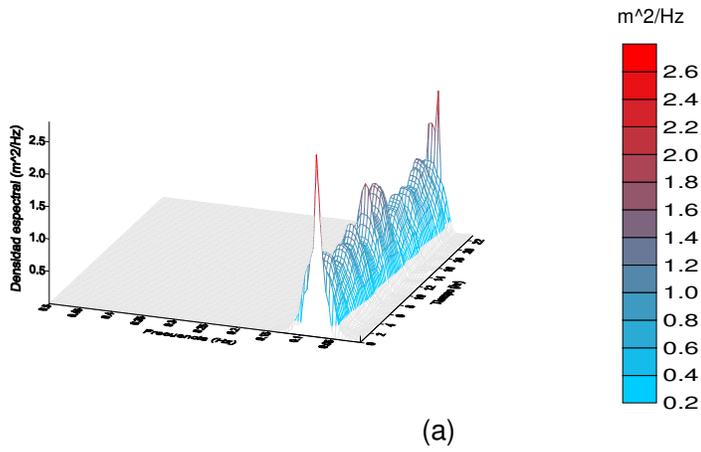
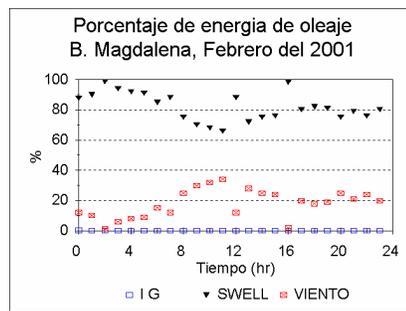
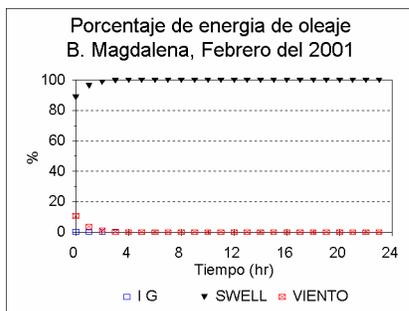
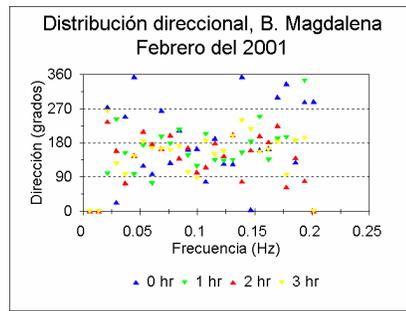
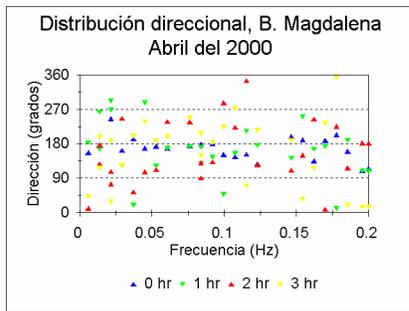
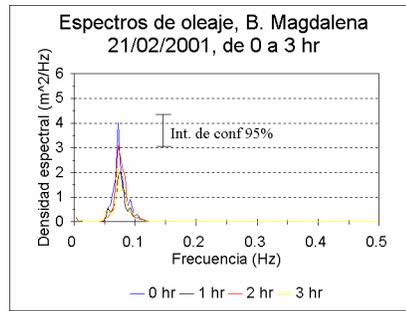
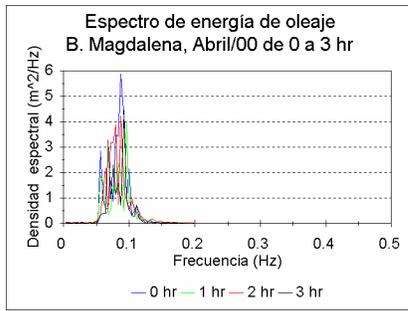


Fig. 3.26 Espectros tridimensionales. Bahía Magdalena
 (a) Abril del 2000. (b) Febrero del 2001.



(a)

(b)

Fig. 3.27. Espectros de energía de oleaje, distribución direccional y porcentajes de energía, Bahía Magdalena, a) 4 de abril del 2000, b) 21 de febrero del 2001.

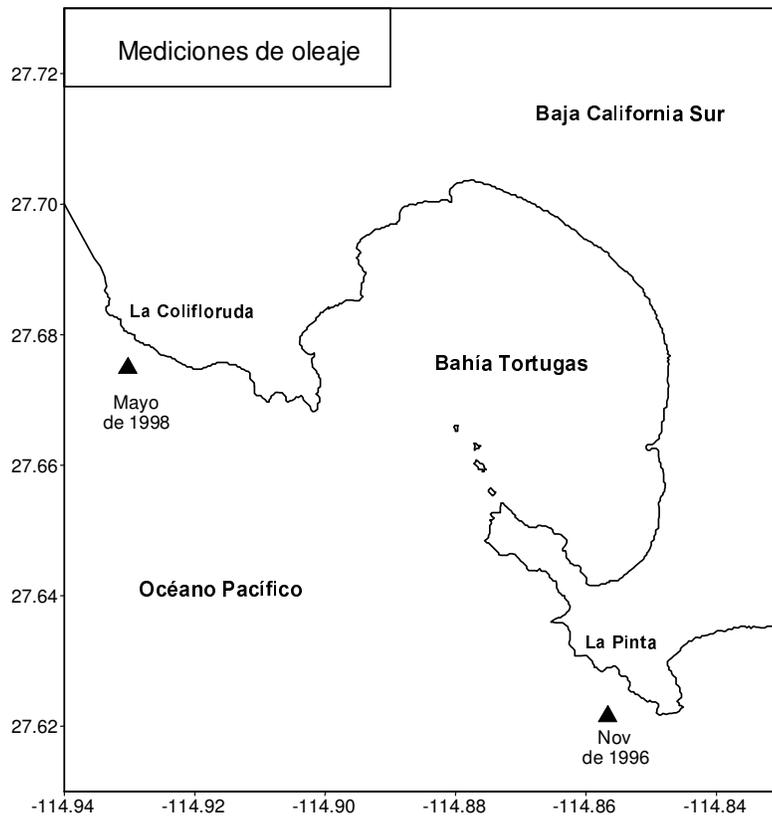
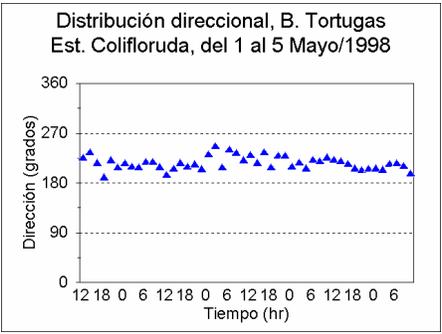
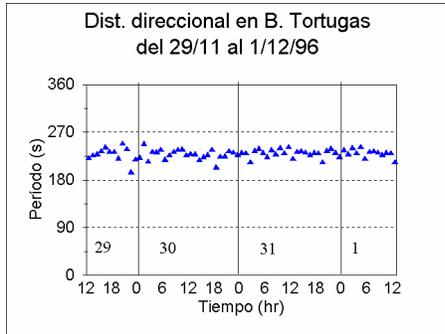
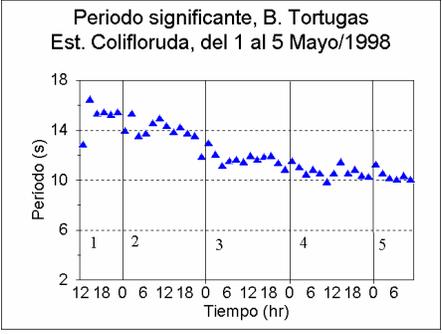
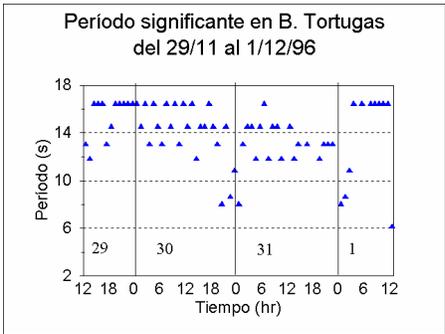
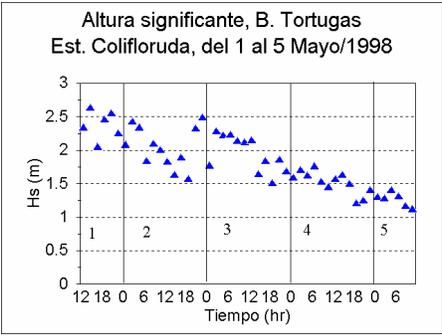
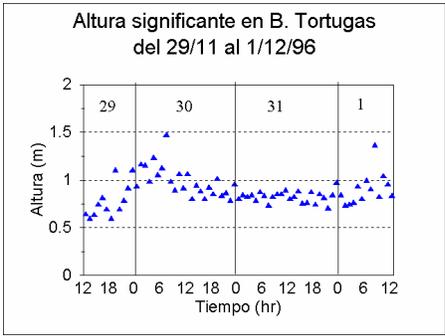


Fig. 3.28. Localización de los ológrafos en la zona costera de Bahía Tortugas.



(a)

(b)

Fig. 3.29. Estadística básica en Bahía Tortugas, a) del 29 de Nov al 1 de Dic de 1996, b) del 1 al 5 de Mayo de 1998.

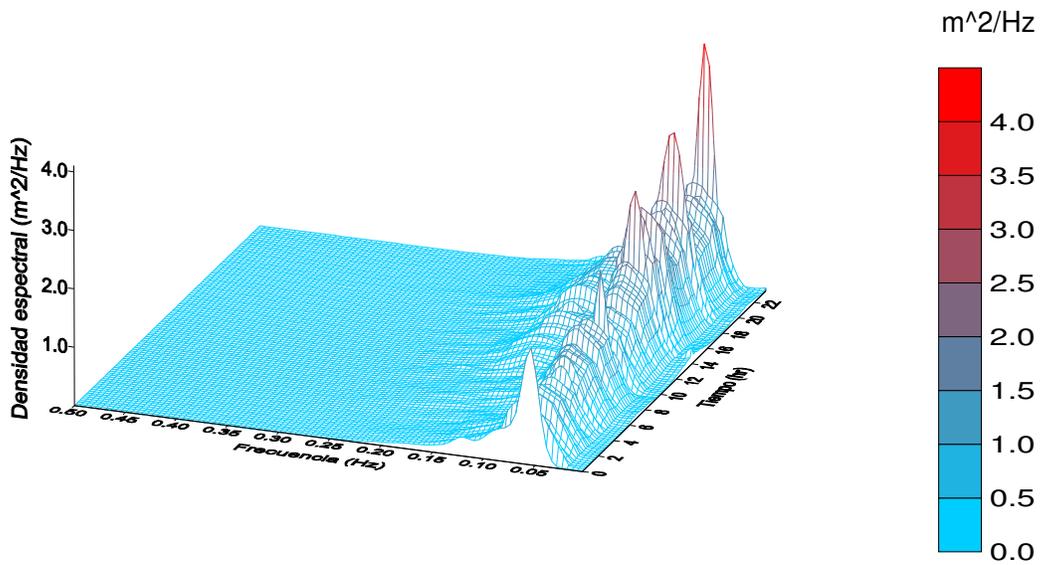
1998. Los períodos promedios fueron alrededor de 10 s y 17 s en ambos muestreos, así como las direcciones entre los 180 y los 270 grados. Los espectros tridimensionales para un día (Fig. 3.30) muestran la dominancia de swell y la intensificación del oleaje en la noche. Algunos espectros típicos de energía (Fig. 3.31, los gráficos superiores) muestran que el ológrafo en la estación I registró menor amplitud de oleaje distante, que el aparato en la estación Coliflorada, pero en los espectros de la estación I se presenta la energía en el rango de oleaje local de viento (7-8 s). Este hecho es más evidente en los diagramas de distribución de energía por los tipos de oleaje (Fig. 3.31, los gráficos inferiores). Si en la estación 1 la energía del oleaje distante ocupó entre 60 y 80% de la energía total y energía de oleaje local – en el rango de 40 y 20%. Para la estación Coliflorada la relación correspondiente fue más de 90% swell y menos de 10% de oleaje local. Es un efecto de topografía local y de protección de la estación 1 por la línea costera. La distribución de las direcciones para las dos estaciones es más o menos similar.

El análisis de los registros anteriores confirma la hipótesis que en la Bahía de La Paz, por lo menos en su parte sur domina el oleaje local de viento que tiene variabilidad diaria dependiendo del cambio en la intensidad y dirección del viento. Las ondas incidentes de oleaje distante son ocasionales y no alcanzan las amplitudes significantes. A su vez el oleaje en la costa occidental de la península (zona Pacífica, presentada en el estudio por la Punta Gaspareño, zona de la Bahía Magdalena y la de la Bahía Tortugas) se caracteriza por la dominancia del oleaje distante (swell) que contiene hasta 80-90 % de energía de oleaje gravitacional. La zona de los Cabos (el extremo de la península) es una zona de mezcla de los tipos de oleaje, cuando depende de la situación meteorológica se puede dominar cualquiera de dos tipos de oleaje, local o distante.

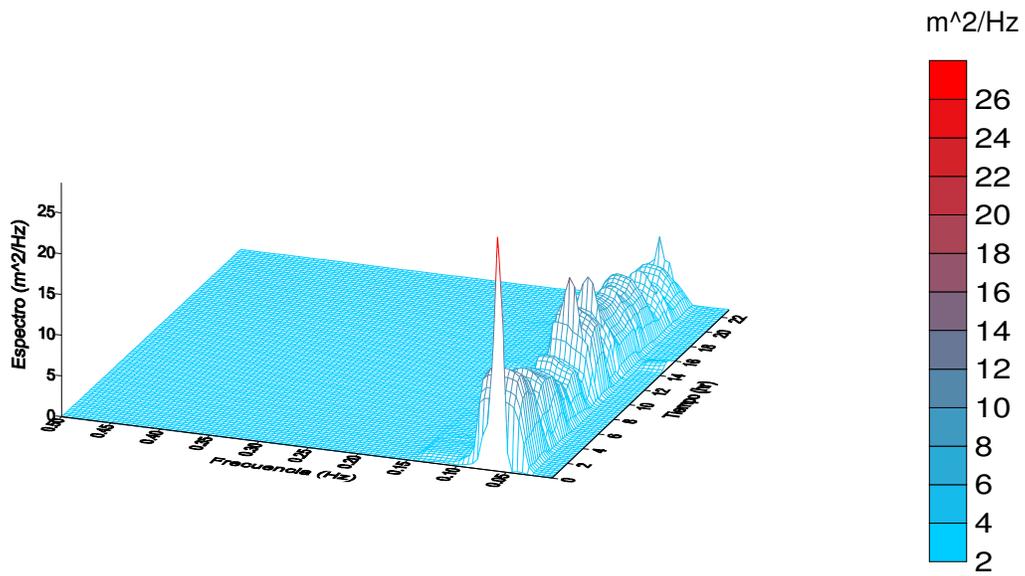
3.2. Ondas de Infragravedad.

El desarrollo de las ondas de infragravedad se discutió en el capítulo II.

3.2.1. Registros de ondas de infragravedad en la zona costera de Baja California Sur.

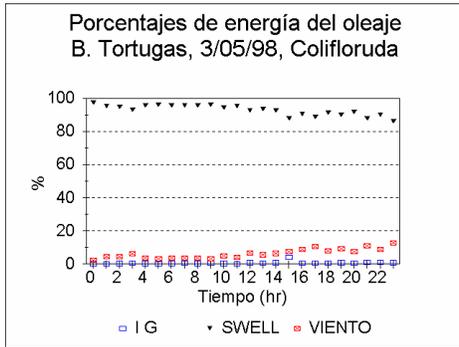
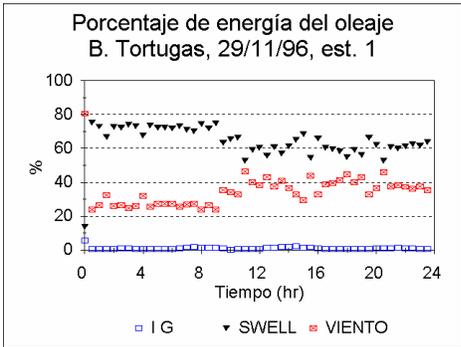
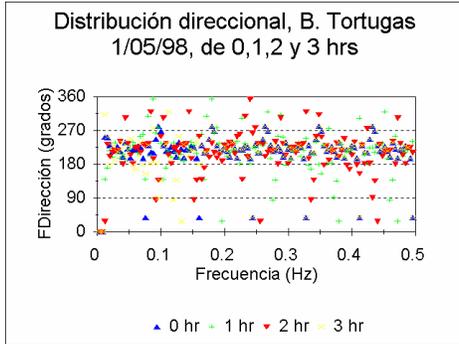
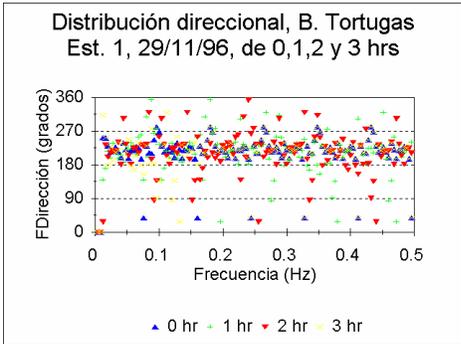
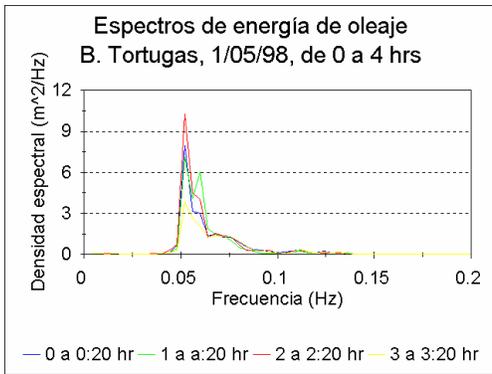
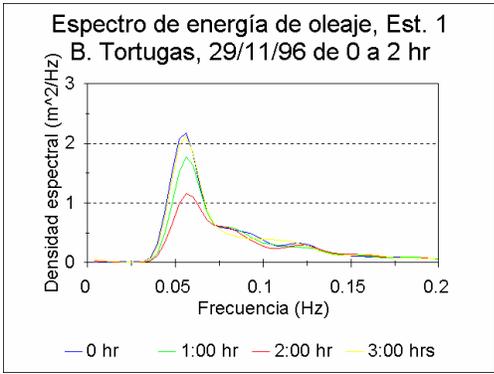


(a)



(b)

Fig. 3.30. Espectros tridimensionales, Bahía Tortugas, a) noviembre de 1996, b) Mayo de 1998.



(a)

(b)

Fig. 3.31. Espectros de energía del oleaje, distribución direccional y porcentajes de energía en Bahía Tortugas, a) Estación La Pinta, Noviembre de 1996, b) Estación Colifloruda, Mayo de 1998.

Para que se puedan desarrollar ondas marginales, la plataforma costera debe tener una longitud grande. Esta morfología se presenta generalmente en la costa Pacífica de la península. Por otro lado en la Bahía de La Paz es más probable registrar las ondas de resonancia, reflejadas y ondas forzadas por la interacción no lineal entre los grupos de ondas.

Para las ondas forzadas por la estructura de grupos en muchos casos es posible detectar las condiciones favorables para el desarrollo de las ondas de IG directamente con el análisis visual de las series de tiempo crudas (no de manera cuantitativa). La Fig. 3.32 muestra algunas series medidas (registros de 20 min) durante la experimentación en distintos sitios donde se presenta la agrupación de olas, que puede forzar el desarrollo de ondas de IG. Los grupos de ondas más evidentes se muestran en los gráficos inferiores de la Fig. 3.32 correspondientes a las Bahías de San Lucas (febrero del 2000) y Magdalena (abril del 2001). Algunas veces es posible ver las ondas de IG con amplitudes significantes en las gráficas de series de tiempo. Estas ondas pueden provocar corrientes en la zona costera. La Fig. 3.33 muestra las ondas de infragravedad en las gráficas de las componentes horizontales (U y V) de corrientes, posiblemente relacionadas con las oscilaciones propias en la parte sur de la Bahía de La Paz, en la estación A cerca de la playa El Mogote (26 de julio de 1994).

Las ondas con período alrededor de 1.0 min se desarrollan rápidamente en unos minutos y alcanzan amplitudes visibles. Es evidente que son ondas locales de resonancia en el canal entre la Bahía y Ensenada de La Paz, ya que en la estación P, que se encuentra lejos del canal, no se registraron estas ondas. Por otro lado en la estación P se registró un aumento de velocidades mientras que en la estación A se observaron oscilaciones. Lo más probable es que llegó una onda larga de IG del mar y causó un forzamiento en las oscilaciones propias laterales en el canal. El periodo de estas oscilaciones coincide con el periodo de oscilaciones propias del canal que tiene alrededor de 13-15 m de profundidad y 1800 m de ancho. Durante todas las mediciones las ondas de éste tipo se han registrado una sola vez.

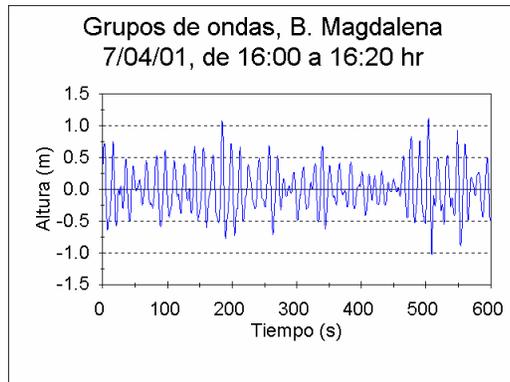
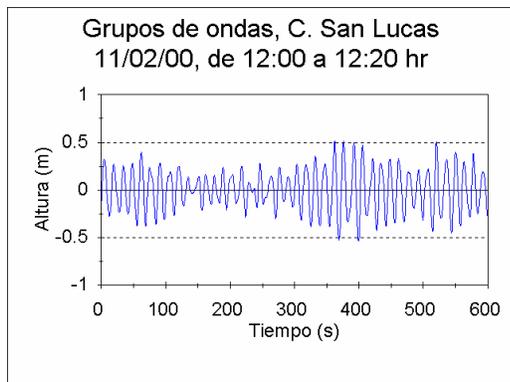
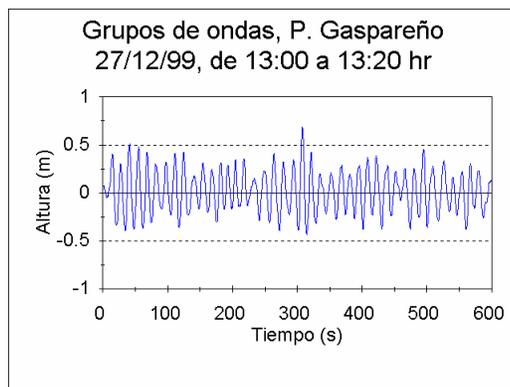
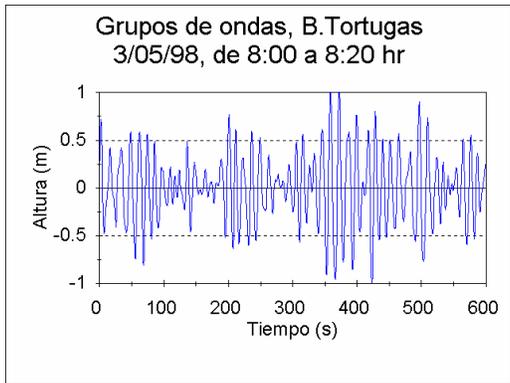
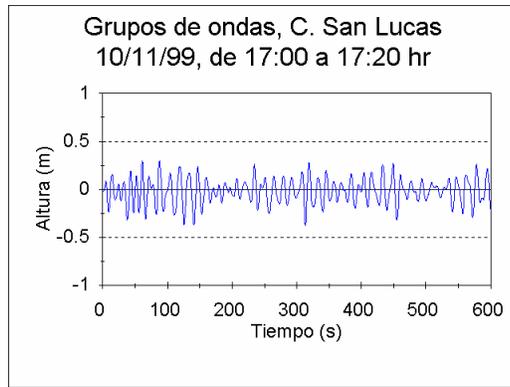
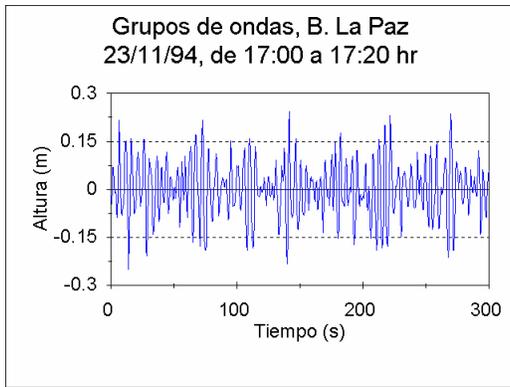


Fig. 3.32. Muestra de agrupamiento del oleaje en los diferentes sitios de muestreo.

Se observa la diferencia entre la Bahía de La Paz, (oleaje corto) y los otros sitios (oleaje largo).

Entre los métodos del registro de ondas de IG los métodos de análisis espectral tienen un papel significativo. El parámetro clave que afecta a la posibilidad de detectar y resolver las armónicas de IG es la longitud de la serie registrada. Existe un criterio práctico que establece que para resolver la onda de IG es necesario tener una serie con una longitud de no menor que 10 períodos de la misma onda. Entonces, para identificar las ondas de IG que pertenecen al rango de períodos largos de IG de 10 min es necesario registrar el oleaje por lo menos durante 1 hora en la forma continua. Para detectar las ondas de IG en la banda de frecuencias altas del mismo rango (con períodos de 20 s hasta 2 min) es suficiente contar con series de 10 min a 20 min de duración. Por ejemplo, un espectro de energía de variaciones de nivel medidas en el punto A (El Mogote de la Bahía de La Paz) durante 15 min al día 1 de Agosto de 1996 se presenta en la Fig. 3.34. En éste gráfico domina un pico de oleaje local en la frecuencia de 7 s, pero en la banda de frecuencias más bajas se presentan los picos de swell y de ondas de IG. Si bien, con los espectros de energía es posible diagnosticar la presencia de las ondas de IG y evaluar su comportamiento energético, desafortunadamente es imposible determinar su origen y definir su dirección de propagación (con un solo ológrafo). La información aditiva para evaluar la dirección puede ser obtenida por medio de los datos de corrientes. La complejidad para resolver los armónicos de las ondas de IG

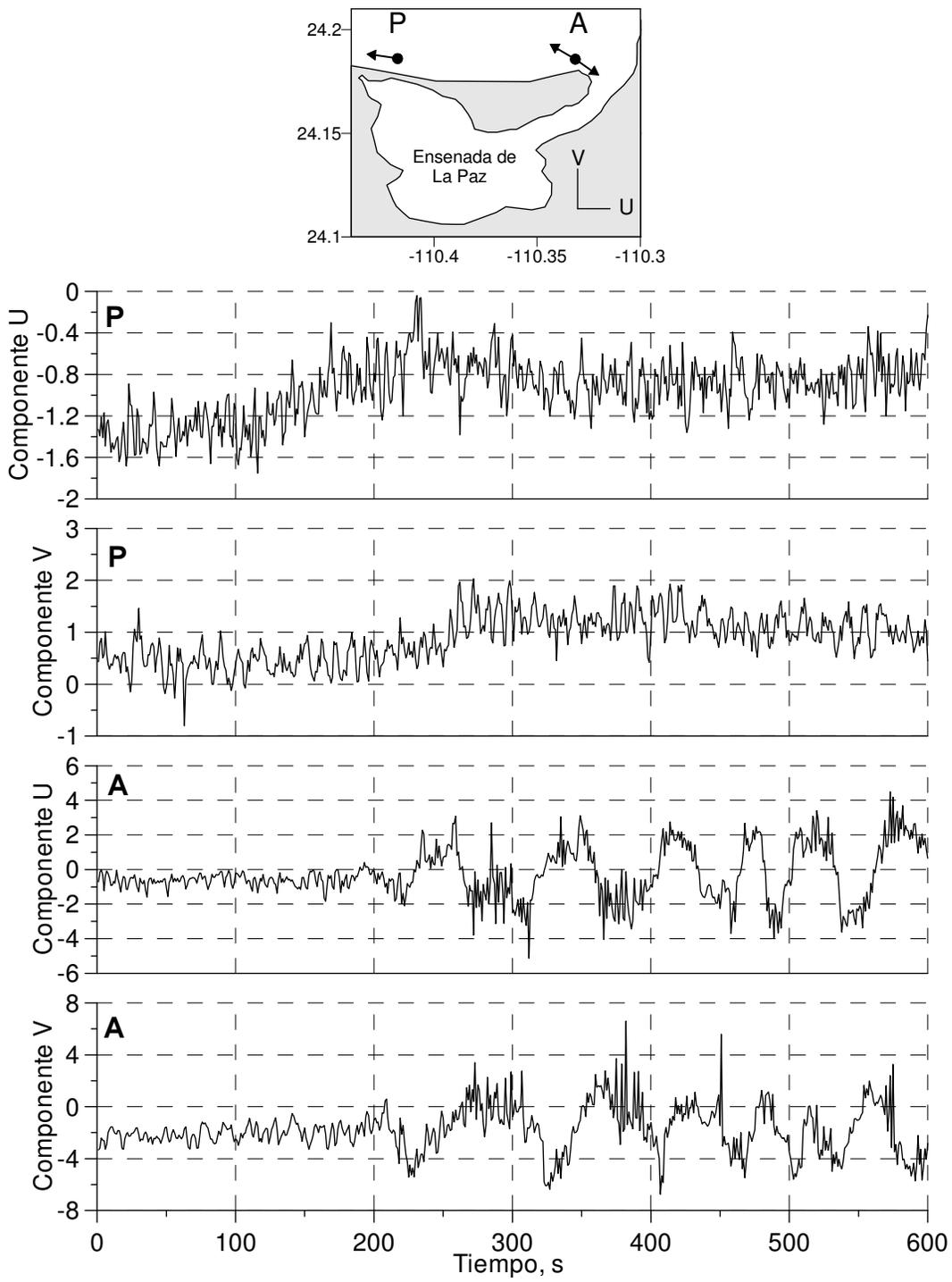


Fig. 3.33. Registros de corrientes en las estaciones A y P en la playa de El Mogote, de 4:00 a 4:15 hr., del 26 de julio de 1994.

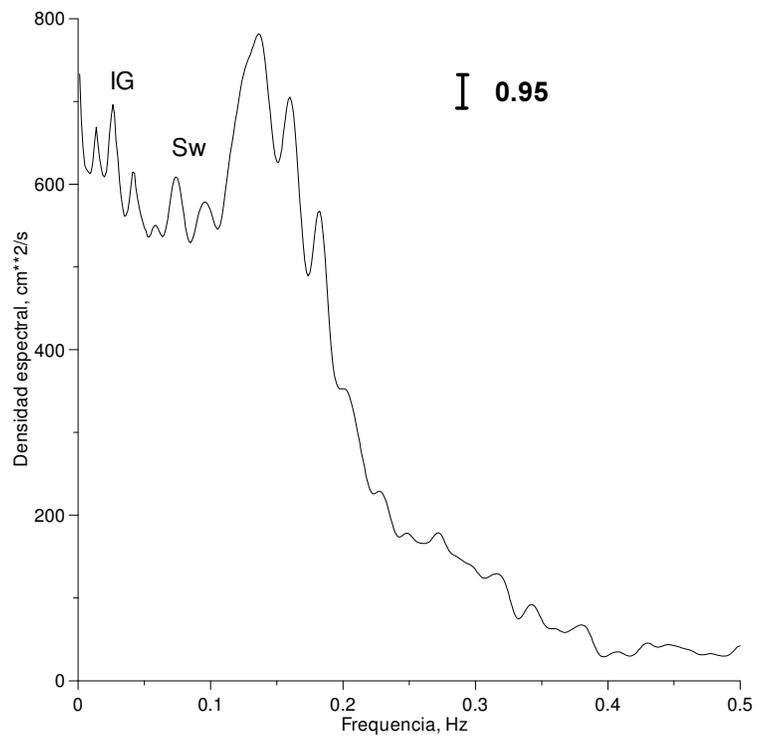


Fig.3.34. Espectro de variaciones de nivel en la estación A, playa de El Mogote de la Bahía de La Paz, 1 de agosto de 1996, a las 14 horas. Se ha marcado el intervalo de confianza para nivel de probabilidad de 0.95.

está relacionada con la pequeña amplitud de las variaciones de nivel provocadas por las ondas de IG. A veces, el análisis espectral de las componentes orbitales de corrientes es más efectivo para detectar las ondas de IG y su dirección de propagación. También se detectaron ondas de IG en la banda de periodos cortos, de 20 s a 50 s; la Fig. 3.35 muestra el espectro tridimensional de la serie en la estación A en la playa El Mogote, correspondiente al 1 de Agosto de 1996. La energía en los periodos mayores de 25 s fue significativa.

Otro problema de identificación de ondas de IG es que no son estacionarias, ni estables tanto en tiempo como en el espacio. Con el análisis espectral en su forma estándar no se puede obtener información sobre la variabilidad de las amplitudes de esas ondas dentro de la duración de esta serie. Existen métodos espectrales avanzados que pueden analizar la serie por partes cambiando la resolución por la frecuencia o por tiempo. Uno de estos métodos se llama Wavelet análisis (la filtración múltiple). La teoría del método esta escrita, por ejemplo, en el libro de Emery y Thompson (1997).

Las Figs. 3.36 - 3.37 muestran Wavelet análisis de las series de tiempo, obtenidas en Punta Gaspareño en Diciembre de 1999 en las dos estaciones (los registros por 20 min). En los diagramas la zona inferior de la frecuencia de 0.05 Hz corresponde al rango de IG. El color azul significa que en el movimiento no se presenta la energía de ondas de IG, el color verde (o más, amarillo) señala la presencia de las mismas ondas.

3.2.2. Identificación y análisis del origen de las ondas de infragravedad.

Las ondas de Infragravedad tienen varios factores causales, entre los que se cuentan: la interacción entre ondas de viento y ondas distantes, interacción entre ondas distantes y corrientes, modificación por cambios en la topografía del fondo, etc. Es muy importante identificar si las ondas de IG son forzadas por los procesos locales (dependen de las condiciones de oleaje corto) o son incidentes y/o atrapadas (marginales). En éste párrafo se presenta el método de Hilbert para identificar ondas de IG formadas localmente por la interacción no lineal entre los grupos de las ondas de viento y ondas distantes.

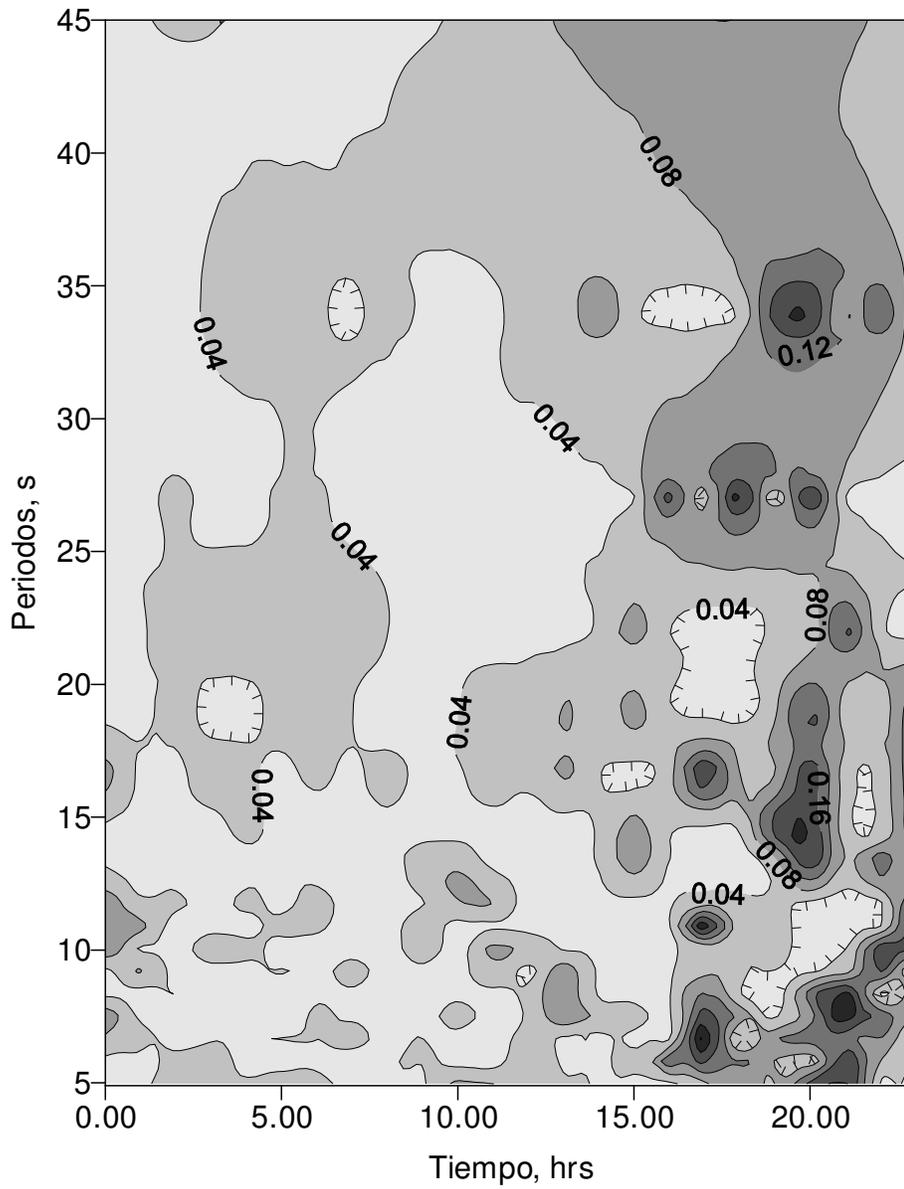
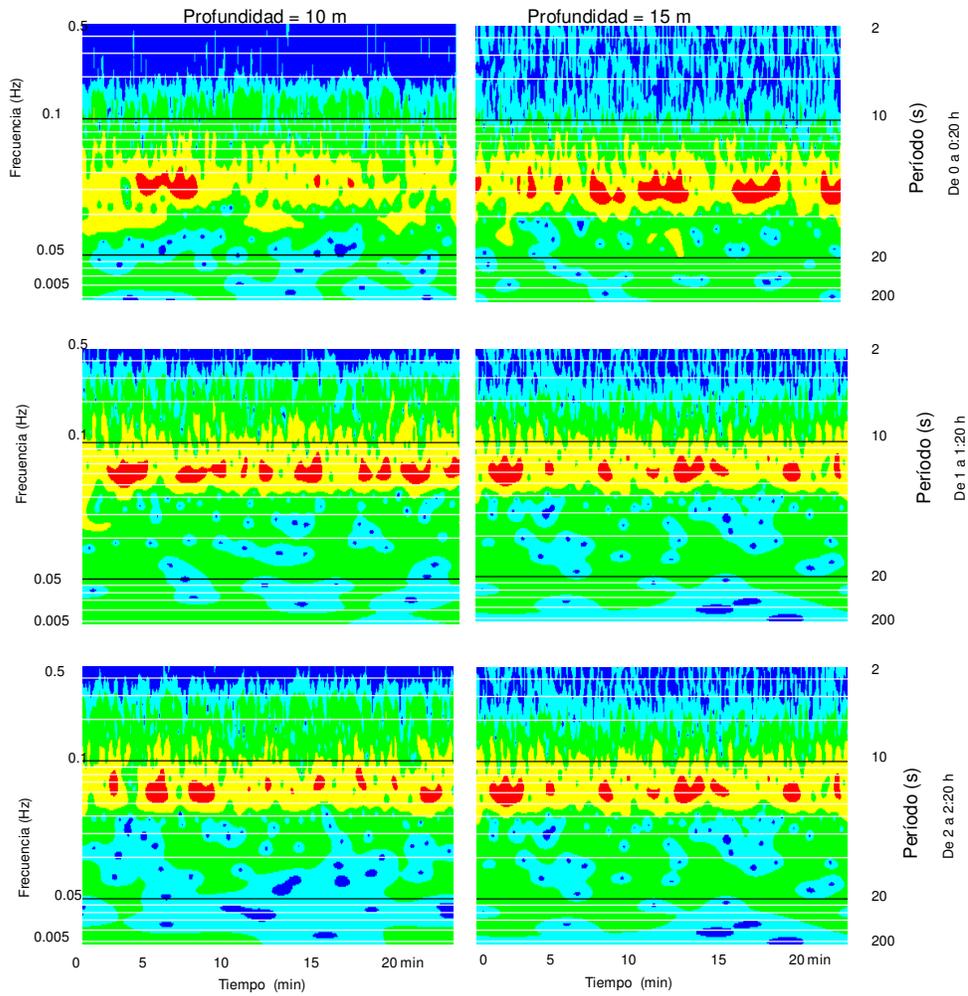


Fig.3.35. El desarrollo diario del espectro de variaciones de nivel en la estación A en la playa El Mogote 1 de agosto de 1996.



Escala de colores



Fig. 3.36. Espectros de oleaje calculados con el análisis de Wavelets. Registros de P. Gaspareño a profundidades de 10 y 15 m.

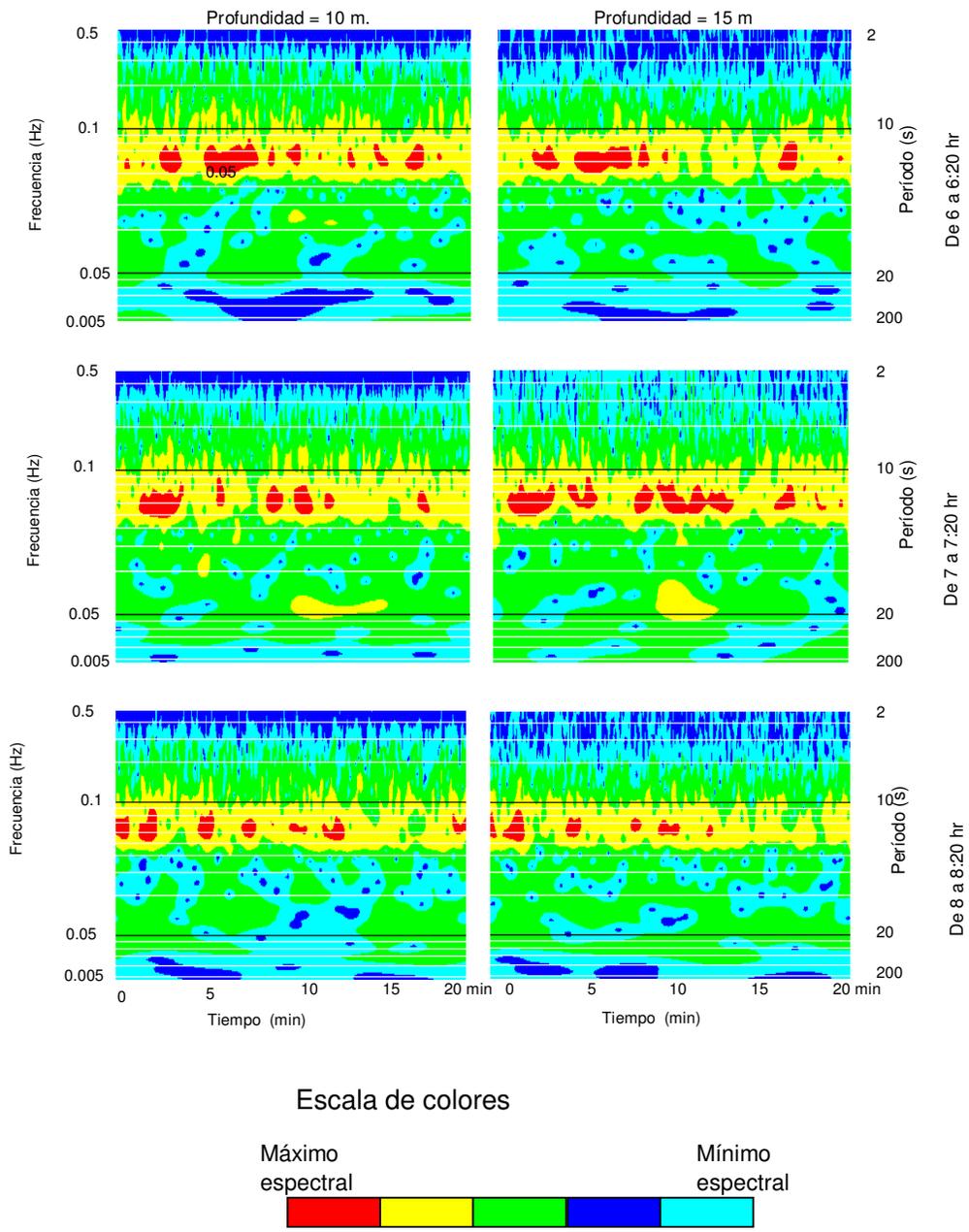


Fig.3.37. Espectros de oleaje calculados con el análisis de Wavelets. Registros de P. Gaspareño a profundidades de 10 y 15 m.

Para el análisis de los procesos de banda agosta de frecuencias (como mareas ó, frecuentemente, oleaje) es conveniente la presentación del proceso aleatorio e función de la envolvente y fase.

Es posible imaginar el proceso inicial aleatorio $S(t)$ como:

$$S(t) = a(t) \cos \varphi(t), \quad (3.1)$$

donde $a(t) = \sqrt{S^2(t) + \sigma^2(t)}$ (3.2)

$$\varphi(t) = \tan^{-1} \frac{\sigma(t)}{S(t)} \quad (3.3)$$

donde $\sigma(t)$ - la función acoplada con la función $S(t)$ y puede ser determinada en base de $S(t)$ usando la transformación integral de Hilbert:

$$\sigma(t) = -\frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{S(\tau)}{(\tau - t)} d\tau \quad (3.4)$$

De acuerdo con (1) el proceso $S(t)$ es un proceso modulado por la amplitud con la función aleatoria $a(t)$, y por fase con la función aleatoria $\varphi(t)$. En la fórmula (3.2) se muestra, que $a(t) \geq |S(t)|$, y la función $S(t)$ nunca cruza la función $a(t)$. Es bien conocido que las transformaciones de Fourier de las dos funciones, que forman un par de la transformación de Hilbert, son iguales y se distinguen solamente por una constante multiplicativa i .

$$s_{\omega} = \int_{-\infty}^{\infty} S(t) e^{i\omega t} dt = i \sigma_{\omega} = i \int_{-\infty}^{\infty} \sigma(t) e^{i\omega t} dt \quad (3.5)$$

Un par de transformación de Hilbert es un vector, donde el modulo es la envolvente del proceso $S(t)$ y dirección caracteriza la fase. La velocidad angular del vector esta relacionada con frecuencia angular instantánea:

$$\omega = \frac{d}{dt} \varphi(t) . \quad (3.6)$$

Aunque las ecuaciones (3.1-3.6) pueden ser aplicadas para cualquier proceso aleatorio, las señales de envolvente y fase tienen sentido físico solamente para el proceso de banda angosta de frecuencias.

Cuando ya tenemos un proceso vectorial $\mathbf{V}(t) = u(t) + iv(t)$, no necesitamos calcular la función acoplada. En éste caso siempre tenemos directo el módulo $V_m(t)$ y la fase $\varphi(t)$:

$$V_m(t) = \sqrt{u^2(t) + v^2(t)} \quad (3.7)$$

$$\varphi(t) = \arctan \frac{v}{u} \quad (3.8)$$

En éste caso el proceso vectorial $\mathbf{V}(t)$ puede ser presentado como la suma de dos componentes con rotación a favor de reloj, y contra reloj, con base en la transformación inversa de Fourier:

$$\mathbf{V}(t) = \frac{1}{2\pi} \left(\int_0^{\infty} V_{\omega}^{+} e^{-i\omega t} + \int_{-\infty}^0 V_{\omega}^{-} e^{-i\omega t} \right) \quad (3.9)$$

Los coeficientes positivos de Fourier forman la componente a favor de reloj y los negativos, contra de reloj. Si el proceso $\mathbf{V}(t)$ es realmente de banda angosta de frecuencias y una de los componentes rotadas domina, el módulo y la fase tienen un sentido físico claro.

Si el proceso vectorial $\mathbf{V}(t)$ tiene un carácter puramente reversivo, (solo una dirección hacia atrás), los componentes a favor y contra de reloj son iguales y las fases relativas están interrelacionadas entre ellos para las todas las frecuencias. Otro caso se presenta cuando las componentes a favor y contra reloj son iguales, es la situación de oscilaciones de corrientes estadísticamente isotrópicas en el espacio; en este caso no hay una dirección preferible del vector de corrientes,

pero las fases de las componentes son aleatorias y no están relacionadas entre ellas.

El tratamiento de las series para determinar el origen de las ondas de infragravedad, es el siguiente:

1. Separar los datos iniciales por series (15-30 min.).
2. Filtrar las tendencias (si existen) con filtro de frecuencias altas (StatGraph, Mesosaur, MatLab). Después de la filtración las series deben ser estacionarias.
3. Aplicar el algoritmo de Hilbert para calcular la envolvente de los grupos de oleaje.

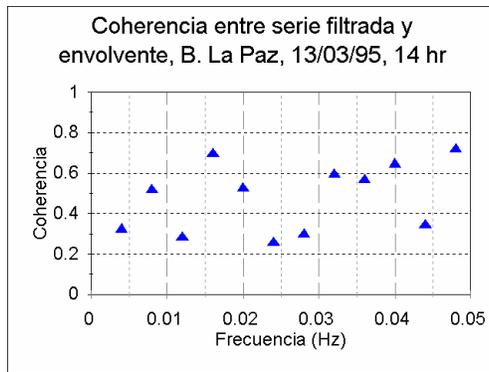
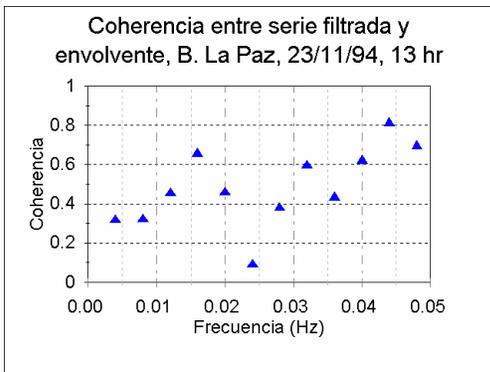
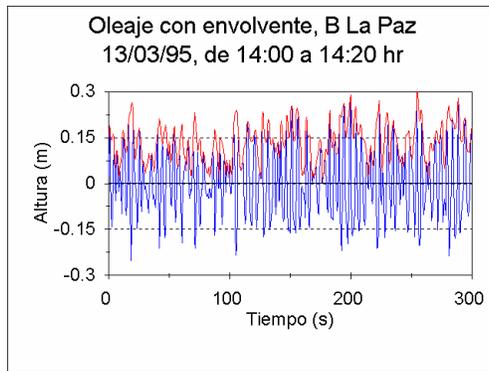
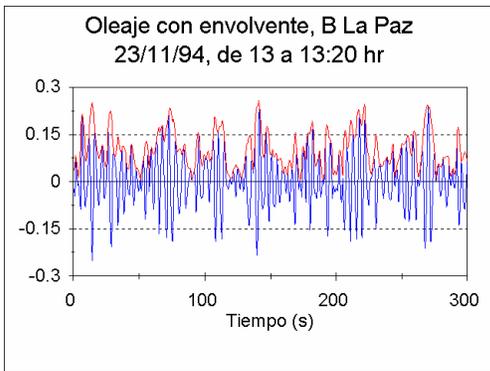
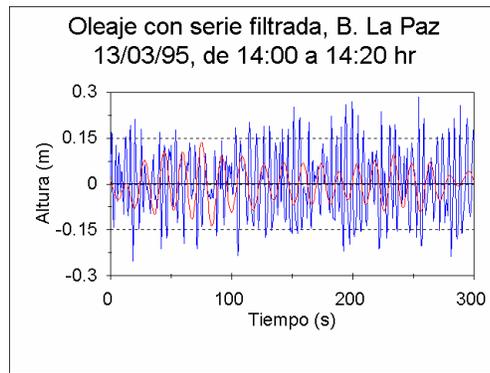
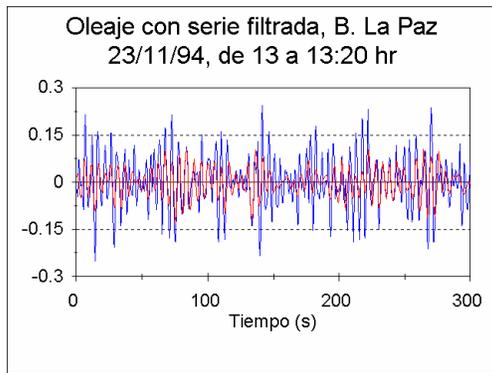
Correlacionar la envolvente con la serie inicial filtrada con un filtro en el rango de ondas de IG (30 - 300 s).

1. Si ésta correlación es significativa, significa que las ondas de IG tienen origen local dado por la interacción no lineal entre los grupos de oleaje local de viento y de swell.

La Fig. 3.38 muestra la comparación de la series de variación de nivel filtrada con el filtro de paso bajo (gráfico superior) con la envolvente de los grupos calculada por medio de análisis de Hilbert (gráfico central) para las series de tiempo medidas en Noviembre de 1994 y Marzo de 1995 en la playa El Mogote. Mientras que la altura de ondas no alcanzó 20 cm, la agrupación estuvo bien definida. Los gráficos inferiores muestran la coherencia entre las componentes espectrales de las dos primeras series. Cuando la coherencia alcanza valores entre 0.6 y 0.8, es posible decir, que las ondas de IG son forzadas y tienen su origen en la estructura de grupos de oleaje corto.

La Fig.3.39 muestra la análisis de Hilbert de las series obtenidas en la bahía San Lucas en Noviembre de 1999 y Febrero de 2000, duración de mediciones fue 20 m. En Noviembre se registraron dos componentes de IG en las frecuencias 0.01 y 0.02 Hz (los periodos correspondientes – 100 y 50 s). En otra serie (11/02/00, 12 hrs), mientras que la agrupación fue buena, la coherencia entre envolvente y serie filtrada se encontró en la frecuencia 0.03 Hz (periodo de 33 s) solamente.

El análisis de algunas series de mediciones en Punta Gaspareño (a) y en Bahía Magdalena (b) se presenta en la Fig. 3.40. En la primera serie (27/12/99, 13 hrs) casi toda la energía de IG en el rango de 30 a 100 s fue relacionada con interacción no lineal entre los grupos de oleaje distante en la zona cercana de la costa. El ológrafo se instaló cerca de la zona de rompiente (pero fuera de la misma) y las ondas de IG pueden caracterizarse como “surf-beat”. La situación en la Bahía Magdalena (7/04/01, 16 hrs)

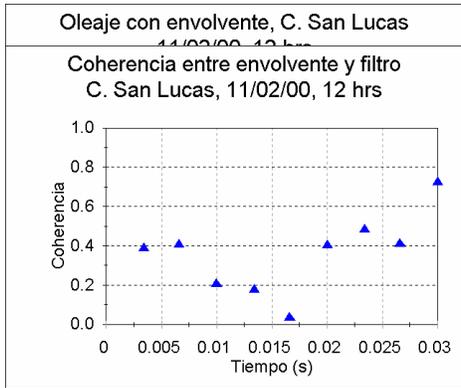
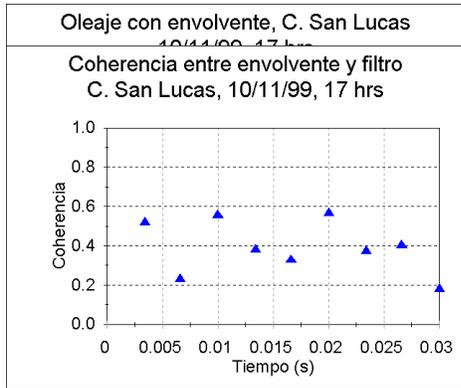
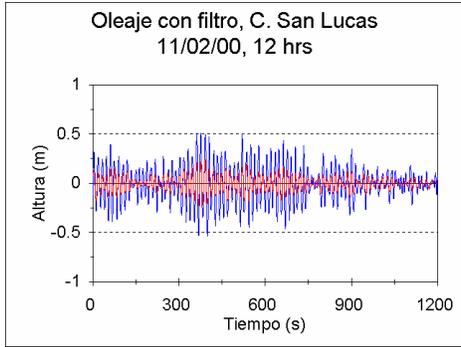
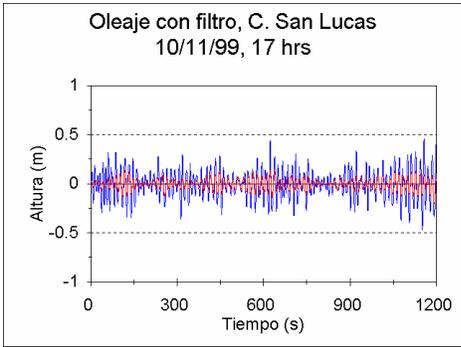


(a)

(b)

Fig. 3.38. Análisis de ondas IG por la transformación de Hilbert.

Se presentan como ejemplo las series: a) B. de La Paz, 23/11/94, de 13:00 a 13:20 hr, b) B. de La Paz, 13/03/95, de 14:00 a 14:20 hr.

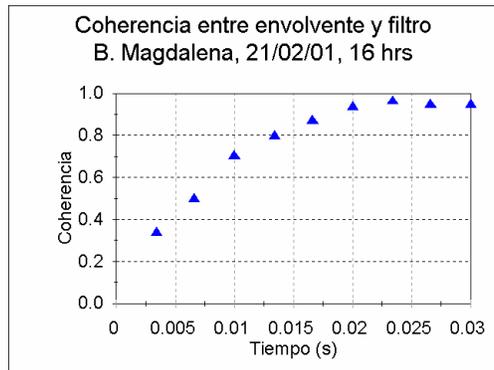
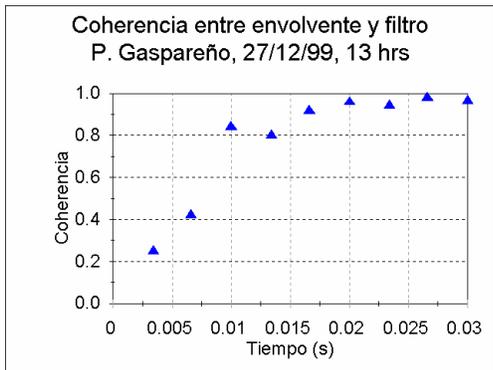
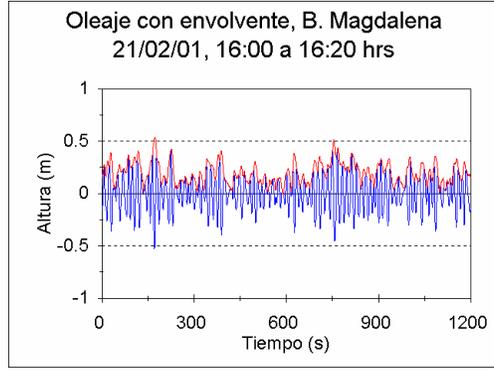
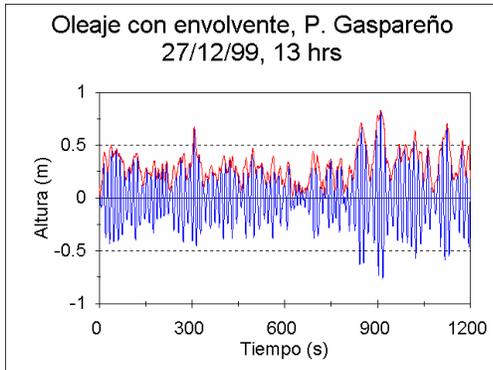
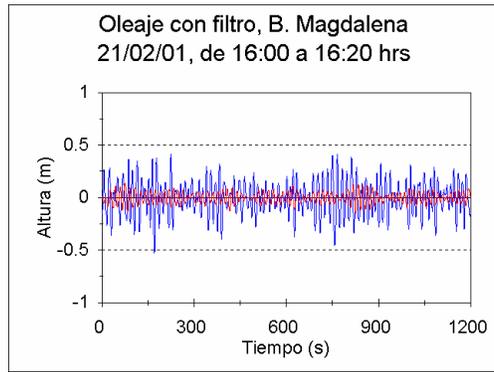
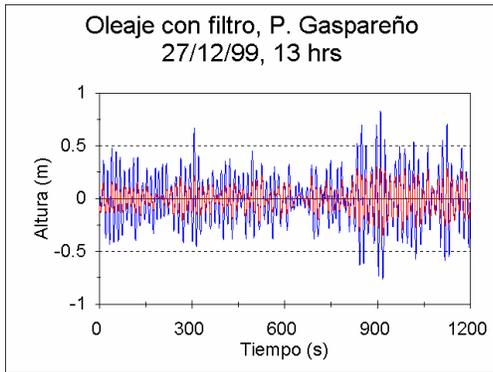


(a)

(b)

Fig. 3.39. Análisis de ondas IG por la transformación de Hilbert.

Se presentan como ejemplo las series: a) C. San Lucas, 10/11/99, de 17:00 a 17:20 hr, b) C. San Lucas, 11/02/00, de 12:00 a 12:20 hr.



(a)

(b)

Fig. 3.40. Análisis de ondas IG por la transformación de Hilbert. a) P. Gaspareño, 27/12/99 de 13:00 a 13:20 hrs, b) B. Magdalena, 7/04/01, de 16:00 a 16:20 hrs.

fue muy parecida: existe buena correlación en el rango de 30 a 100 s, disminuyendo a las frecuencias más bajas. Es típico para las ondas de IG tipo "surf-beat".

A veces el desarrollo y propagación de las ondas de IG dependen de la fase de marea. Con frecuencia éste efecto se realiza en lugares someros y canales entre distintos cuerpos de agua (bahías y lagunas). La Fig. 3.41 muestra las densidades espectrales de distintos periodos en el rango de IG en la estación A en la playa de El Mogote (la misma estación que en la Fig.3.34, pero en otro día). En la Figura es notable que las componentes de distintos periodos (85, 120 y 150 s) dependen de la fase de marea, creciendo en la marea baja. Es evidente que la profundidad afecta a la velocidad de la propagación de la onda formando las condiciones favorables para la resonancia.

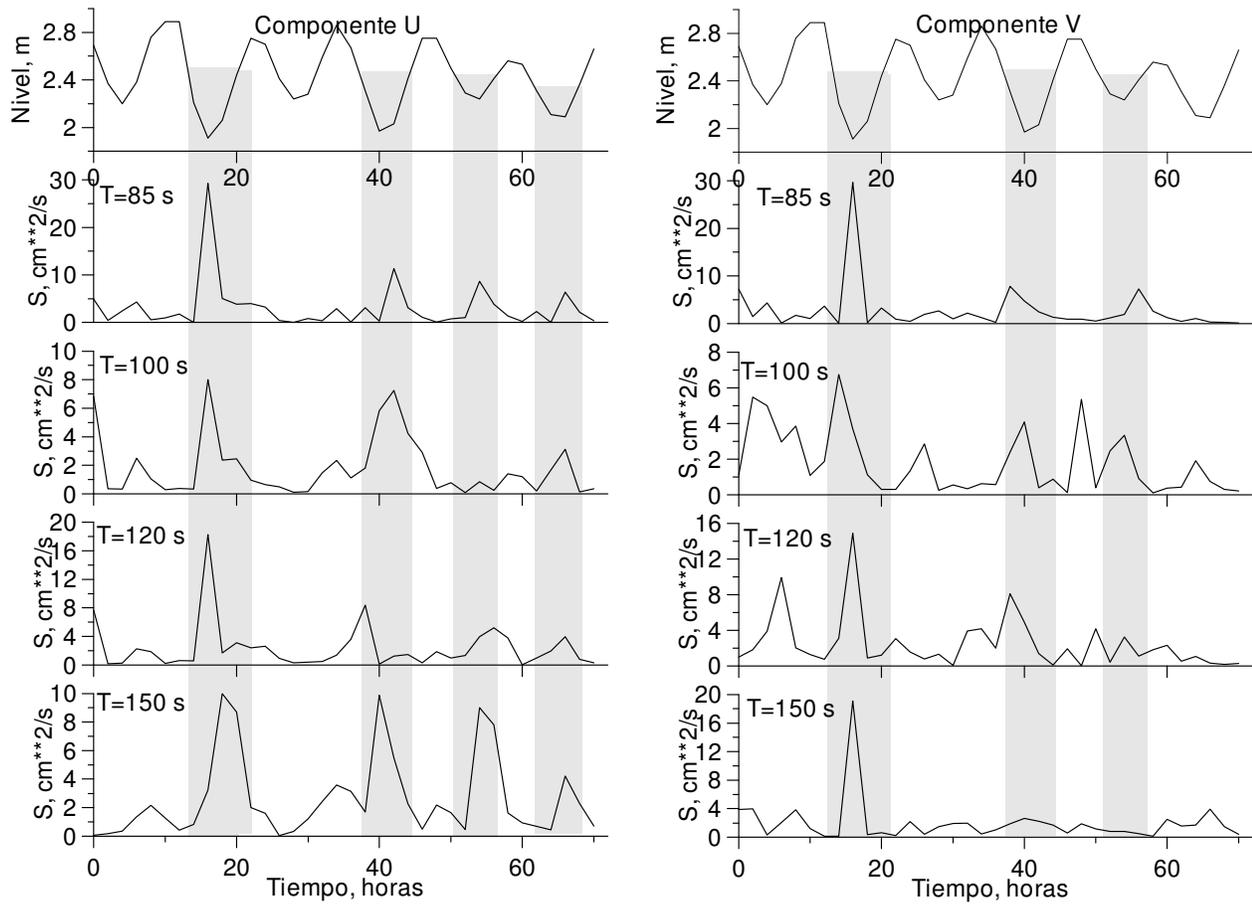


Fig. 3.41. Relación entre las densidades espectrales de las componentes de corriente y la fase de marea en la estación A, El Mogote, 25-28 de julio de 1994.

Capitulo. 4. MODELACIÓN NUMÉRICA DE OLEAJE DE VIENTO EN LA BAHÍA DE LA PAZ.

4.1. Desarrollo de la modelación numérica de oleaje.

El desarrollo de los modelos numéricos de los procesos físicos en el océano tuvo grandes progresos en los principios de la década de los 70 del siglo pasado, los laboratorios dirigieron sus investigaciones, por necesidad, a la solución de problemas hidrodinámicos (Rodenhuis, 1994).

Los primeros modelos trataban con el movimiento del agua a gran escala en el plano, tales como el movimiento de la marea en zonas costeras y corrientes en la capa superficial. Con el éxito encontrado al principio, se empezó a buscar la manera de simular situaciones cada vez más complejas, tales como los cambios de sedimentación y de contaminación en ríos y en puntos específicos de la zona costera. Para resolver estos problemas, surgió la necesidad de afinar los algoritmos computacionales y las mallas numéricas específicas (curvilíneas e irregulares) para lograr una mejor precisión (Mejía y Berezowski, 1996).

Uno de los procesos que ha despertado el interés de los expertos en modelación numérica es el oleaje, desde su generación en agua profunda y su propagación hasta que llega a la zona costera donde disipa su energía, afectando a la costa y a las estructuras costeras (Abbot y Price, 1994). Los modelos de oleaje se clasifican en tres categorías, las cuales son:

- Modelos espectrales discretos.
- Modelos híbridos paramétricos.
- Modelos discretos acoplados.

Los modelos discretos empezaron en los medios del siglo pasado en Europa y tenían en sus ecuaciones principales tres términos claves: un término de advección, un término de generación del oleaje y un término de disipación de energía. Se ajustaban empíricamente para reproducir las condiciones de oleaje dependiente de la duración del viento y del tamaño del Fetch. La información que formaba la entrada para estos modelos eran los datos de viento (intensidad y dirección) y se obtenían resultados puntuales; a partir de éstos se construían

diagramas de propagación y se podían calcular las tasas de cambio de la energía espectral. El crecimiento del espectro era simultáneo y se suponía que todas las componentes del oleaje crecían en forma independiente hasta su valor de equilibrio, dado por el espectro de Pierson – Moskowitz, descrito en el cap. 2. Después, estos modelos se modificaron varias veces Khandekar (1989), enfocando la atención hacia los procesos de transferencia y disipación de energía, y pasaron por el desarrollo de los modelos híbridos paramétricos y de los modelos discretos acoplados, en los que se incluye tanto los efectos del swell como los efectos del oleaje de viento local .

Uno de los modelos pioneros en este tipo de grado de precisión y de detalle de la estructura del flujo, desarrollado en Europa, es el modelo MIKE 21 NSW (Johnson, 1998). Este modelo se basa en las ecuaciones de Holthuijsen (2000). Johnson utilizó El MIKE 21 NSW para estudiar el crecimiento de las ondas de viento en aguas someras con Fetch limitado; la simulación da como resultado el crecimiento del oleaje bajo la influencia del viento, fricción del fondo, rompiente y forma espectral supuesta. Los resultados indican que en aguas entre 3 y 4 metros de profundidad con Fetch igual o menor de 20 km, las alturas significantes del oleaje local son independientes de la fricción del fondo y de la rompiente inducida por el cambio de profundidad.

Los mejores resultados se obtienen con el espectro JONSWAP como condición de entrada, que resulta mucho mejor al calcular ondas en aguas someras, por medio de la simulación, que con el cálculo directo de la ecuación del espectro, como lo hace Carter (1982).

El autor sugiere los siguientes criterios para usar el modelo:

1. Las ondas deben ser generadas por viento local, se desprecia la contribución de la energía de oleaje de las áreas externas al área de estudio. (No se considera el swell).
2. El viento debe ser estacionario, la velocidad y dirección del viento deben ser constantes en un periodo de 3 a 4 horas.

El modelo MIKE 21 NSW dio origen al grupo WAMDI, de investigadores de la comunidad científica europea; este grupo creó posteriormente el modelo WAM

(WAve Modeling), para desarrollar la modelación del oleaje en las zonas costeras de poca profundidad, así surgieron los modelos más reales de oleaje, como el formado por el viento en presencia de un swell (espectros bimodales); unos de los trabajos más importantes en este sentido lo aportan Mason (1993), Bowen y Huntley (1984) y Madsen et al. (1988), entre otros, analizando los fenómenos de acoplamiento no lineal por causa de interacciones resonantes en un espectro bimodal en aguas someras.

Primero se determina una escala de tiempo para el decaimiento de un swell acoplado con un espectro típico de viento local. El acoplamiento produce el crecimiento del swell gracias a la energía del oleaje local, en el rango de la frecuencia de pico de este oleaje.

Por otro lado, Hasselmann (1992) y su grupo de investigadores ha estudiado desde principios de la década de los 80's la interacción no lineal entre grupos de ondas, entre oleaje corto y largo por medio de la formulación matemática del balance de energía del oleaje. Todos estos estudios han dado lugar al nacimiento del SWAN (por sus siglas, Simulating Waves Nearshore), modelo desarrollado por el personal del Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad Tecnológica de Delft en Holanda ([www/http/swan.tudelft.nl](http://swan.tudelft.nl)).

EL modelo SWAN analiza el problema de predicción de oleaje en la zona costera por medio de dos formas de aproximación:

- c) El área de estudio (generación de oleaje) comprende aguas someras desde el inicio del análisis.
- d) Inicialmente se genera el oleaje en agua profunda y se propaga hacia la zona de aguas someras.

El primer modo es importante en cuencas semicerradas o en bahías someras, mientras que la segunda es importante en zonas costeras donde se propagan grandes ondas de tormenta desde aguas profundas hacia la costa. Komen et al. (1994), discuten ampliamente el problema de la modelación numérica de las ondas en el océano.

El SWAN es un modelo de tercera generación con opciones para trabajar como herramienta de pronóstico de oleaje a partir de los datos de viento y de la batimetría del cuerpo de agua.

4.2. Descripción y limitaciones del modelo de SWAN.

El SWAN es un modelo numérico cuyo objetivo es obtener estimaciones reales de parámetros de oleaje en áreas costeras a partir de datos de viento y de batimetría.

El SWAN tiene la capacidad de simular los siguientes procesos de propagación del oleaje y de generación y disipación del mismo:

- Generación de la energía del oleaje por viento.
- Propagación a través del espacio geográfico.
- Refracción por cambios en la batimetría.
- Disipación de la energía por rompiente en agua profunda (whitecapping).
- Disipación de la energía de la onda por fricción con el fondo marino.
- Redistribución de la energía de la onda sobre el espectro por interacciones no lineales onda - onda.

El modelo puede simular procesos no estacionarios (opcionalmente estacionarios); el modo estacionario puede usarse solamente en casos de oleaje cuyo tiempo de residencia (en el área computacional en estudio) es relativamente corto, es decir, el tiempo de viaje de las ondas a través de la región debe ser pequeño comparado con la escala de tiempo de las condiciones oceanográficas, como viento, mareas, condiciones de frontera, tormentas, etc.

El SWAN no puede calcular efectos de difracción, por lo que el modelo no se debe usar en zonas donde la altura de la onda tiene grandes variaciones en distancias horizontales pequeñas (como es el caso de la zona de rompientes, o en la zona de swash en la orilla de la playa). El campo de onda calculado por el modelo no tendrá buena precisión en la vecindad de obstáculos.

4.3. Teoría del modelo.

4.3.1 Ecuación del balance:

El espectro total de variaciones de nivel puede expresarse como $N(\sigma, \theta)$, donde σ es la frecuencia espectral y θ es la dirección de propagación. A su vez $N(\sigma)$ es el espectro energético y $N(\theta)$ es el espectro direccional. En el SWAN la evolución del espectro de oleaje se describe en términos de la ecuación del balance espectral de energía en las coordenadas Cartesianas, la cual es (Phillips, 1977, Mei, 1983):

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial C_x N}{\partial X} + \frac{\partial C_y N}{\partial Y} + \frac{\partial C_\sigma N}{\partial \sigma} + \frac{\partial C_\theta N}{\partial \theta} = \frac{S}{\sigma}, \quad (4.1)$$

donde

$$C_x = \frac{dx}{dt} = \frac{1}{2} \left[1 + \frac{2kd}{\sinh(2kd)} \right] \frac{\sigma k_x}{k^2} + U_x \quad (4.2)$$

$$C_y = \frac{dy}{dt} = \frac{1}{2} \left[1 + \frac{2kd}{\sinh(2kd)} \right] \frac{\sigma k_y}{k^2} + U_y \quad (4.3)$$

$$C_\sigma = \frac{d\sigma}{dt} = \frac{\partial \sigma}{\partial d} \left[\frac{\partial d}{\partial t} + U \cdot \nabla d \right] - C_g \underline{k} \cdot \frac{\partial U}{\partial S} \quad (4.4)$$

$$C_\theta = \frac{d\theta}{dt} = -\frac{1}{k} \left[\frac{\partial \sigma}{\partial d} \frac{\partial d}{\partial m} + \underline{k} \cdot \frac{\partial U}{\partial m} \right] \quad (4.5)$$

El primer término del lado izquierdo de la (4.1) representa la tasa local de cambio temporal de la densidad de acción (o densidad de energía del oleaje); el segundo y tercer términos, representan la propagación de la energía en el espacio con velocidades de propagación C_x y C_y . El cuarto término representa el cambio de la frecuencia relativa debido a variaciones de profundidad y corrientes, con velocidad de propagación C_σ en el σ - espacio (espacio energético); el quinto término representa la refracción inducida por profundidad y corrientes con velocidad de propagación C_θ en el θ - espacio (espacio direccional). Las

expresiones para las velocidades de propagación se tomaron de la teoría lineal (e.g., Whitham, 1974; Mei, 1983; Dingemans, 1997).

El término S a la derecha de la ecuación, donde $S = S(\sigma, \theta)$ es la fuente de energía, representa los efectos de generación, disipación e interacciones no lineales entre los grupos de onda.

Enseguida se presentan algunas de las fórmulas usadas por los diferentes términos fuente. Como el modelo puede trabajar a escala oceánica o a escala de plataforma costera, el usuario puede escoger entre coordenadas Cartesianas (4.1) y esféricas. En este último sistema, la ecuación se escribe como:

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial C_{\lambda} N}{\partial \lambda} + (\cos \varphi)^{-1} \frac{\partial C_{\varphi} N}{\partial \varphi} + \frac{\partial C_{\sigma} N}{\partial \sigma} + \frac{\partial C_{\theta} N}{\partial \theta} = \frac{S}{\sigma} \quad (4.6)$$

donde λ y φ representan la longitud y latitud geográficas, respectivamente.

4.3.2. Entrada de energía.

El modelo describe la transferencia de energía del viento al oleaje por medio de los mecanismos descritos por Phillips (crecimiento lineal) y Miles (crecimiento exponencial). El término de fuente de energía que corresponde a estos mecanismos es la suma de los crecimientos lineal y exponencial del oleaje. Matemáticamente,

$$S_{in}(\sigma, \theta) = A - BE(\sigma, \theta), \quad (4.7)$$

donde $E(\sigma, \theta)$ es la exponente, A y B son los coeficientes que empíricamente dependen de la frecuencia y dirección de oleaje y de la intensidad y dirección del viento.

Los efectos de corrientes son tomados en cuenta usando una dirección y velocidad de viento local con un filtro para evitar que el oleaje crezca a frecuencias menores que las de Pierson-Moskowitz. El modelo proporciona dos opciones para el coeficiente de crecimiento; la primera consiste en el coeficiente de Snyder, modificado en términos de fricción del viento sobre la superficie del mar (la

velocidad del viento se toma a 10 m de altura sobre el nivel del mar) y la segunda opción consiste en tomar en cuenta la capa límite del viento sobre la superficie del mar.

4.3.3. Disipación de la energía.

El término de disipación de energía del oleaje toma en cuenta tres procesos físicos:

- Disipación de energía por la formación de espuma sobre la superficie del mar. Este proceso está controlado por la pendiente de las ondas.
- Disipación por rompiente (inducida por el cambio de profundidad) del oleaje.
- Disipación por fricción del oleaje con el fondo del mar.

La representación matemática para los tres términos anteriores es, respectivamente:

$$S_{ds,w}(\sigma, \theta) = -\Gamma \bar{\sigma} \frac{k}{k} E(\sigma, \theta), \quad (4.8)$$

$$S_{ds,b}(\sigma, \theta) = -C_{bot} \frac{\sigma^2}{g^2 \sinh^2(kd)} E(\sigma, \theta), \quad (4.9)$$

$$S_{ds,br}(\sigma, \theta) = -\frac{D_{tot}}{E_{tot}} E(\sigma, \theta), \quad (4.10)$$

donde: $S_{ds,w}$ representa la disipación por formación de espuma (whitecapping);

$S_{ds,b}$ representa la disipación por fricción con el fondo;

$S_{ds,br}$ representa la disipación por rompiente debida al cambio de profundidad;

Γ es un coeficiente que depende de la pendiente de la onda;

$\bar{\sigma}$ representa la frecuencia media;

\bar{k} es el número de onda promedio,

C_{bot} es el coeficiente de fricción del fondo;

D_{tot} es la tasa total de disipación de energía por la rompiente de la onda;

d es la profundidad;

g es la aceleración gravitacional.

El modelo puede estimar la transmisión del oleaje a través de una construcción (lineal), tal como un rompeolas; este obstáculo afecta al campo del oleaje en dos formas: primero, reduce localmente al altura del oleaje a lo largo de la longitud del obstáculo. Segundo, causa difracción alrededor del extremo del mismo; este fenómeno no se puede estudiar con el SWAN.

4.3.4. Interacción no lineal onda - onda.

En agua profunda, la evolución del espectro de energía es controlada por las interacciones no lineales onda - onda. Por medio de éstas se transfiere la energía desde la frecuencia de pico espectral hacia las frecuencias menores; de esta manera la frecuencia de pico cambia a un valor menor y hacia las bandas de baja frecuencia donde la energía es disipada por el whitecapping.

En agua somera, las interacciones onda - onda provocan transferencia de energía desde las frecuencias bajas hacia las frecuencias mayores, formando armónicos más grandes en amplitud y con frecuencia igual a la diferencia de frecuencias de las ondas interactuantes..

4.3.5. Condiciones de frontera.

Como condiciones de frontera se aplican el vector de viento (intensidad y dirección) en la superficie y la fricción del fondo. En el SWAN, las fronteras de la malla computacional pueden ser tierra o agua. Si es tierra, no hay problema porque no se genera oleaje y el modelo no toma en cuenta los datos de tierra. En el caso de agua, a menudo no se conoce la condición inicial del oleaje y en este caso el modelo asume que no hay oleaje inicial en la frontera. En otro caso, el usuario debe especificar la energía del oleaje incidente a lo largo de la frontera abierta. En regiones costeras, esta energía incidente se da a lo largo de la frontera en aguas profunda, y no se establece en las fronteras laterales.

4.4. Adaptación del modelo a la Bahía de La Paz.

En el presente trabajo se usó la versión 40.01 del modelo de SWAN.

Los datos de entrada al SWAN son: la batimetría de la Bahía de La Paz (Fig. 4.1), la intensidad y dirección del viento; para el modelo, la convención de la dirección del viento establece el origen en el eje coordenado x , y se mide contrarreloj en sentido positivo. Por otro lado, se debe especificar la malla computacional (Fig. 4.2). Opcionalmente se puede especificar un espectro de densidad de energía en la frontera (extremo norte en el caso de la Bahía de La Paz). Otras especificaciones opcionales para el modelo son los términos de disipación de energía por fricción, por interacción onda - onda y rompiente (whitecapping).

1. La malla computacional consiste en 2160 puntos de cálculo (48x45), con tamaño de malla de 1 km de lado en ambos sentidos.
2. El SWAN es un modelo numérico de tercera generación con el cual se obtienen estimaciones de los parámetros del oleaje en zonas costeras, lagos y estuarios a partir de condiciones dadas de viento, datos del fondo y condiciones de corrientes. Esta versión del SWAN tiene capacidad para analizar:
 - La propagación lineal del oleaje a través de la malla geográfica.
 - La refracción debida a variaciones del fondo y por acción de corrientes.
 - El cambio de altura por variación del fondo y corrientes.
 - La reflexión por corrientes en dirección opuesta.
 - La transmisión por obstáculos a través de una submalla.
 - La generación del oleaje por el viento.
 - La disipación de energía por whitecapping.
 - La disipación por rompiente inducida por el cambio de profundidad.
 - La disipación por fricción con el fondo.
 - La interacción onda - onda.

Por otro lado, No se puede analizar la difracción.

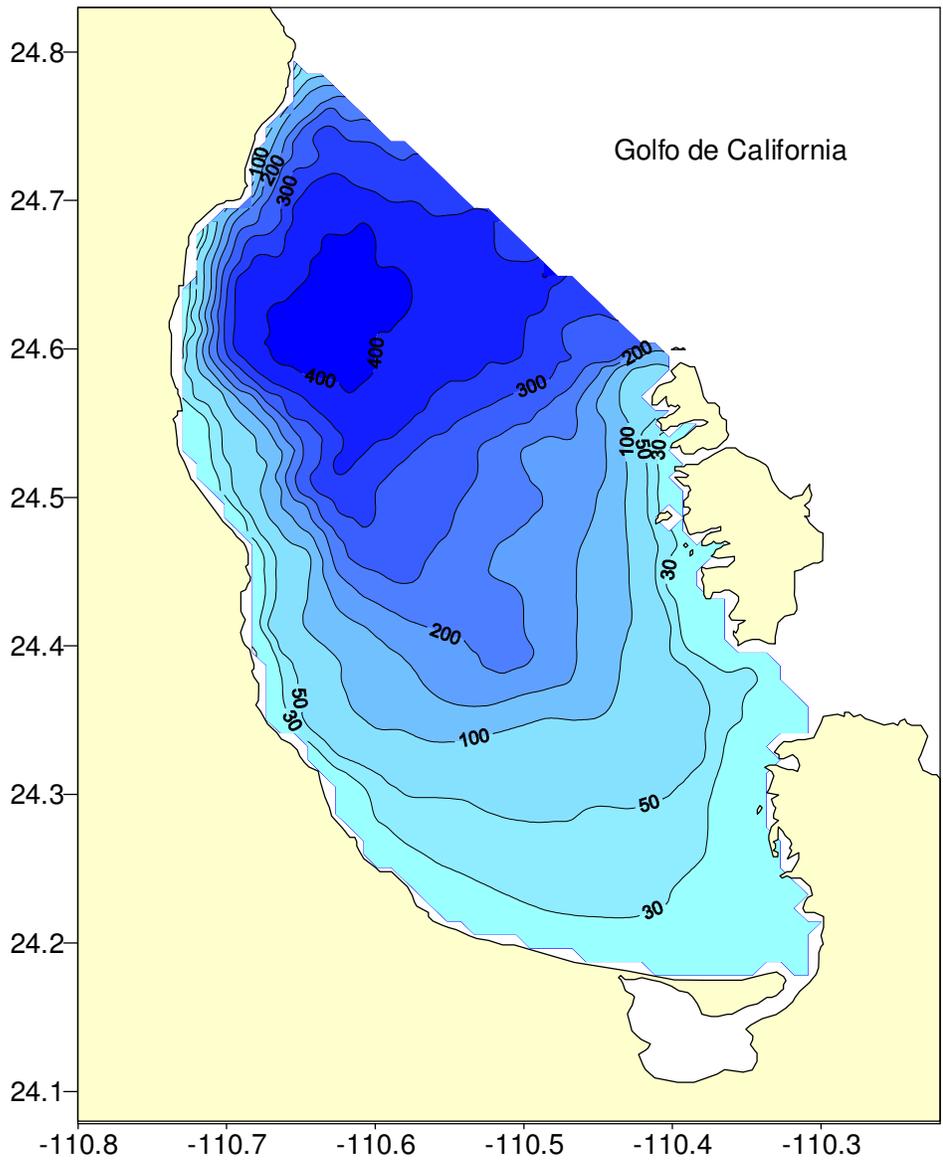


Fig. 4.1. Mapa de la Bahía de La Paz con la batimetría.

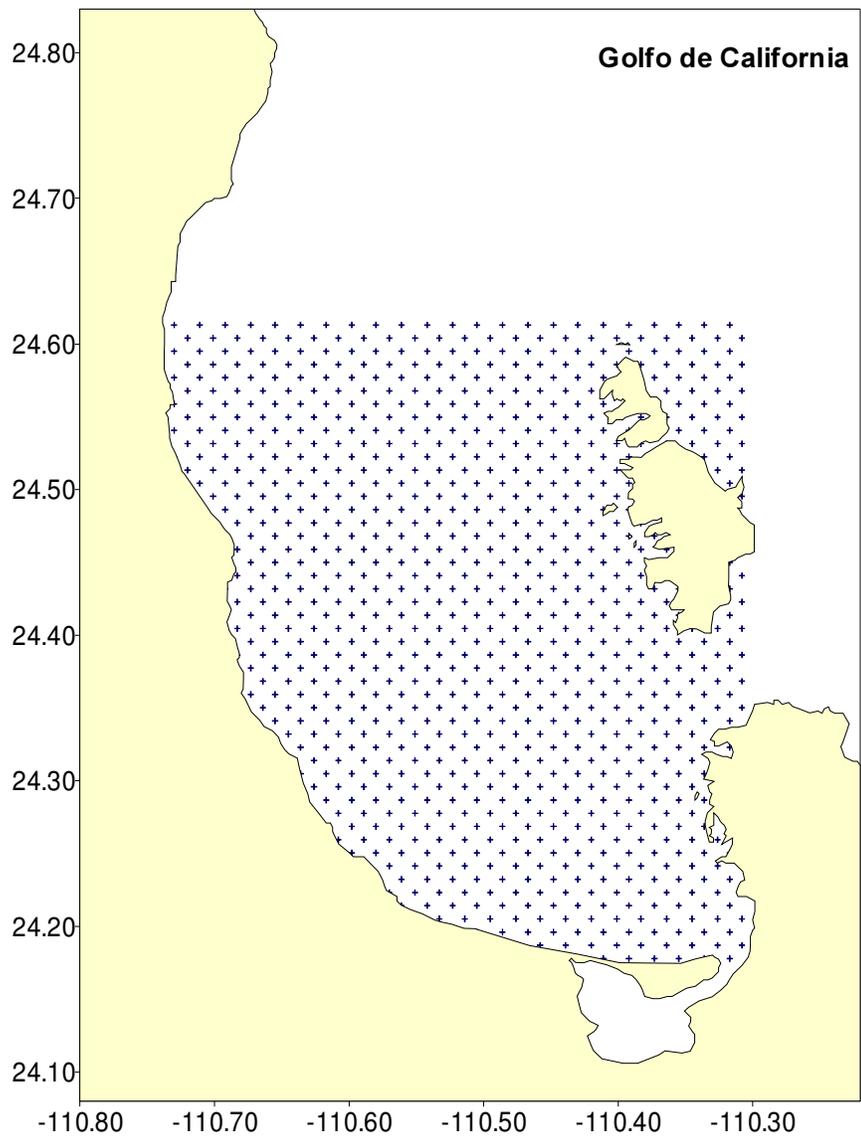


Fig. 4.2. La malla computacional 45x48 para el modelo SWAN.

No se toman en cuenta las reflexiones, por lo que en la vecindad de obstáculos, (como puertos y marinas) el campo de viento no tiene buena precisión.

- No se pueden calcular las corrientes inducidas por el oleaje.

Para las condiciones de fricción con el fondo marino, el SWAN tiene tres opciones empíricas a escoger: una propuesta por Hasselmann et al (1973), otra propuesta por Bows y Komen (1983) y la tercera se debe a Madsen et al (1988) (del manual del modelo, pág. 11). El término de fricción es el siguiente:

$$S_{ds,b}(\sigma, \theta) = -C_{bottom} \frac{\sigma^2}{g^2 \sinh^2(kd)} E(\sigma, \theta)$$

donde C_{bottom} es el coeficiente empírico, propuesto por los autores mencionados arriba. Los valores son :

- $C_{bottom} = 0.038 \text{ m}^2/\text{s}^3$, según Hasselmann, para condiciones de swell.
- $C_{bottom} = 0.067 \text{ m}^2/\text{s}^3$, según Bows y Komen, para condiciones de marejada en aguas someras.
- Madsen propuso la siguiente expresión:

$$C_{bottom} = f_w \frac{g}{\sqrt{2}} U_{rms}$$

4.5. Resultados y discusión.

Cabe señalar que los trabajos de modelación de oleaje presentados en este trabajo son los primeros que se realizan para la Bahía de La Paz, por lo que se puede considerar estos resultados como la base precedente de futuros estudios con más detalle. Por ser la primera vez que se puso en marcha el modelo, se trabajó con sus opciones más sencillas: Una sola condición inicial de viento, sin condición inicial de espectro en la frontera de agua profunda, y todas las opciones de disipación de energía prendidas. No se consideró cálculos posteriores en malla anidada y se trabajó en coordenadas cartesianas.

Los datos de entrada al modelo son la batimetría y el viento (intensidad y dirección). Debido a que el viento dominante llega a la bahía desde el Noroeste, y

la mayor parte del tiempo tiene una intensidad de 4 a 7 m/s, se escogió el siguiente conjunto de datos de viento para alimentar el modelo, donde la intensidad se da en m/s y la dirección en grados con el Norte como eje de referencia cero (Azimut) :

Intensidad del Viento	Dirección
10	NW
10	N
10	NE
10	S
10	SE
10	SW
5	N W
5	N

Para cada par (viento, dirección) se trabajó el modelo con las mismas condiciones, y con los mismos términos de disipación de energía: fricción, rompiente e interacción onda - onda.

El modelo también calcula los espectros energéticos en todos los puntos de la malla o por el deseo del investigador. Para conocer el desarrollo de los espectros para cada escenario se han calculado los espectros en los puntos de control (Fig. 4.3).

La Bahía de La Paz constituye una zona costera muy protegida, por lo que el oleaje que llega a la costa es generalmente local, con períodos de 2 a 7 s y con poca altura de oleaje, del orden de 30 a 60 cm y ocasionalmente hasta 1.20 m. en condiciones de tormenta de invierno.

En la Fig. 4.4 se muestran las isolíneas de Hs relativas a un viento de 10 m/s con una dirección del NW

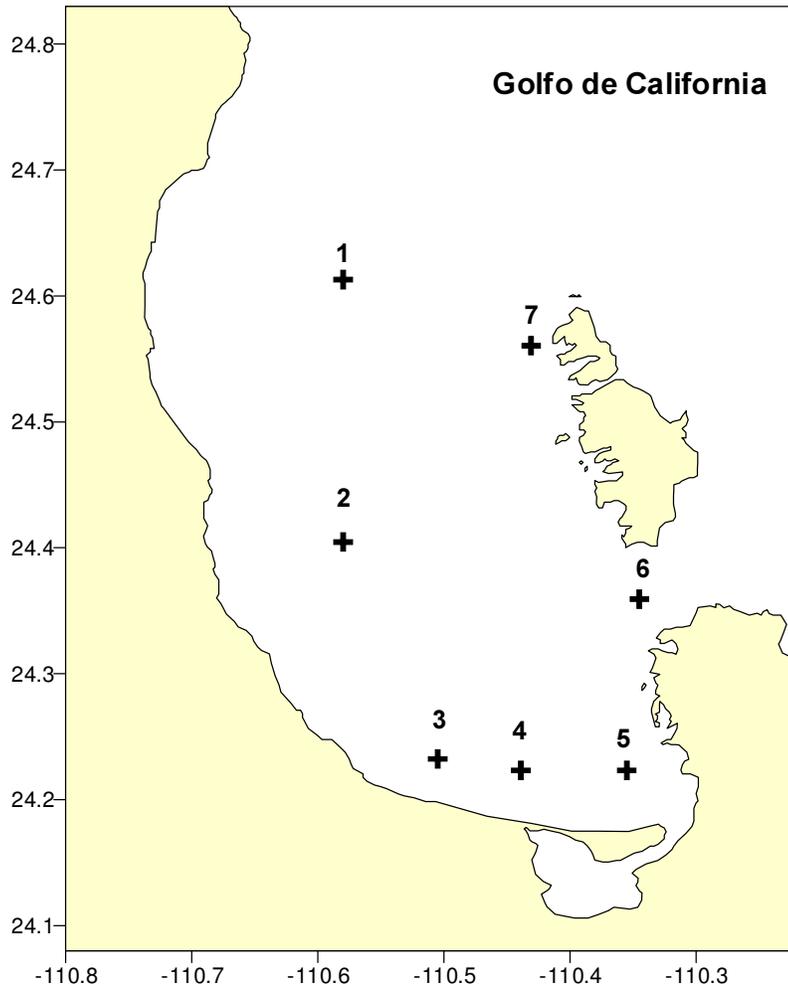


Fig. 4.3. La ubicación de los puntos de control para calcular los espectros energéticos con el modelo SWAN.

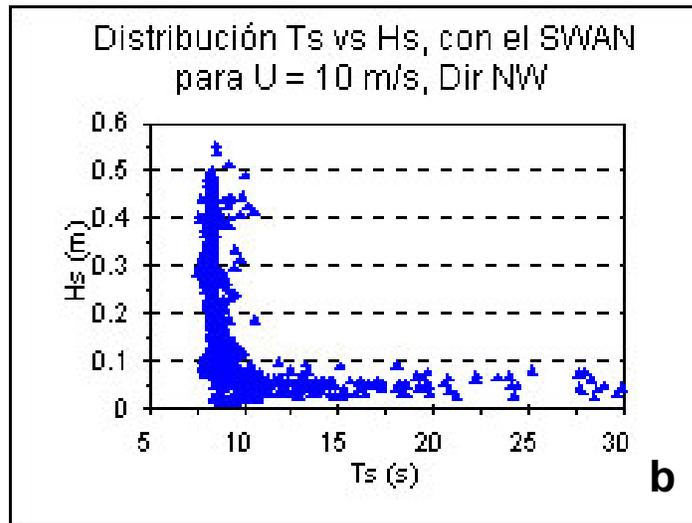
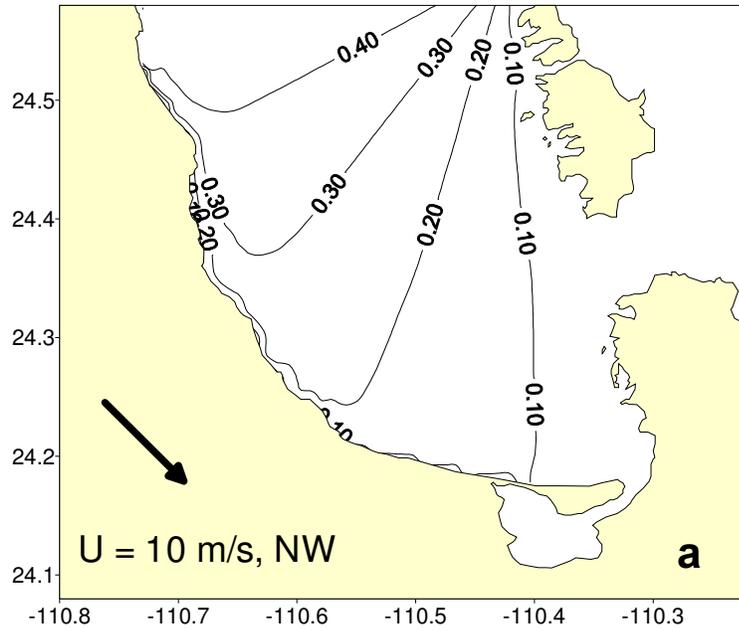


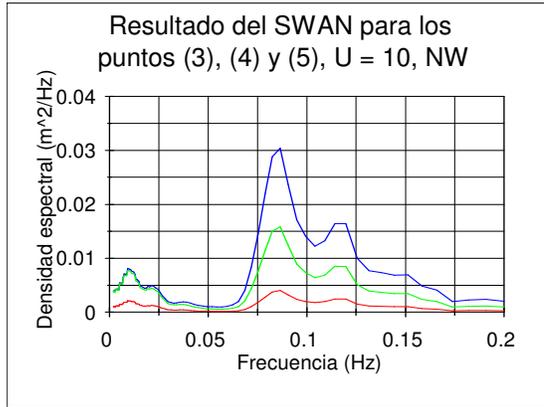
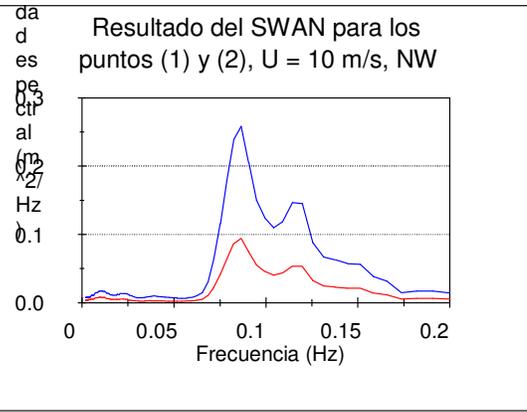
Fig.4.4. Distribución de alturas significantes (a) y distribución conjunta de alturas y períodos significantes (b) dados por el SWAN dada por el SWAN, para un viento de 10 m/s, dirección NW.

Las isolíneas tienen una orientación hacia el SE, los valores aumentan en la dirección del viento, con los mínimos de 60 cm., en la frontera noroeste y aumentan hacia la zona de aguas someras hasta un máximo de 100.0 cm en la esquina Sureste de la malla batimétrica. Las isolíneas se separan gradualmente hacia la zona de aguas someras.

En la Fig. 4.5 se observan los espectros calculados por el modelo, para los puntos de control marcados en el mapa de la figura 4.3. Se observa que los espectros correspondientes a los puntos que se localizan cerca de la frontera norte de la malla (puntos 1 y 2) tienen los valores mínimos con 0.13 y 0.40 m^2/Hz y los máximos se encuentran en los puntos de control 3, 4 y 6 (mayor fetch) con valores de 0.5 a 0.64 m^2/Hz . Los periodos de pico espectral se encuentran entre los 2.5 y 5 segundos.

La fig. 4.6 muestra la simulación con viento de 10 m/s y dirección del N. Las isolíneas muestran que las alturas significantes aumentan desde 40 cm en la frontera de la malla, hasta un valor de 100 cm en la parte Sur de la Bahía. Las isolíneas se orientan en forma horizontal, casi paralelamente. En la Fig. 4.7 se muestran los espectros calculados por el modelo para las condiciones marcadas en la fig. 4.7. Los valores de densidad espectral se mantienen altos y del mismo orden en los puntos 1, 3, 4 con menor valor en los puntos 6 y 7 y se observa que no hay desarrollo espectral en el punto 2.

En la Fig. 4.8 simulando un viento de 10 m/s con dirección del NE, la distribución de las isolíneas muestra que las alturas significantes son mínimas en la línea de frontera de la malla, con valores de 40 cm. y aumentan en la dirección del viento hasta valores máximos de 100 cm. en la parte somera (SW) de la bahía.



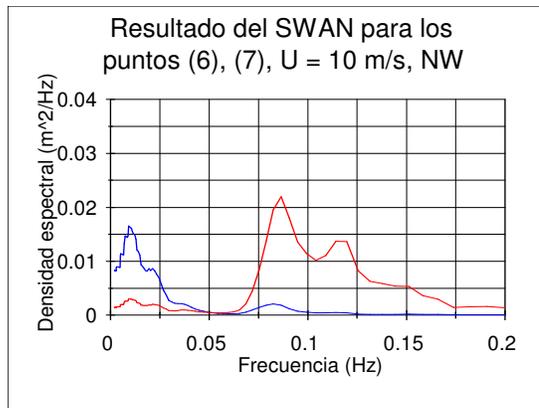


Fig. 4.5. Espectros calculados con el modelo SWAN en los puntos de control para el viento de 10 m/s, dirección NW.

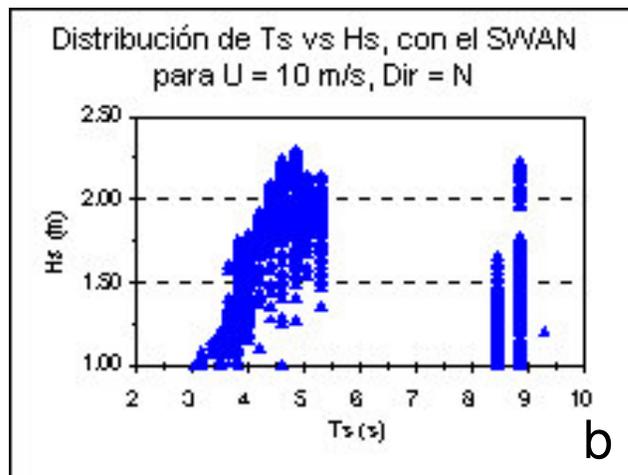
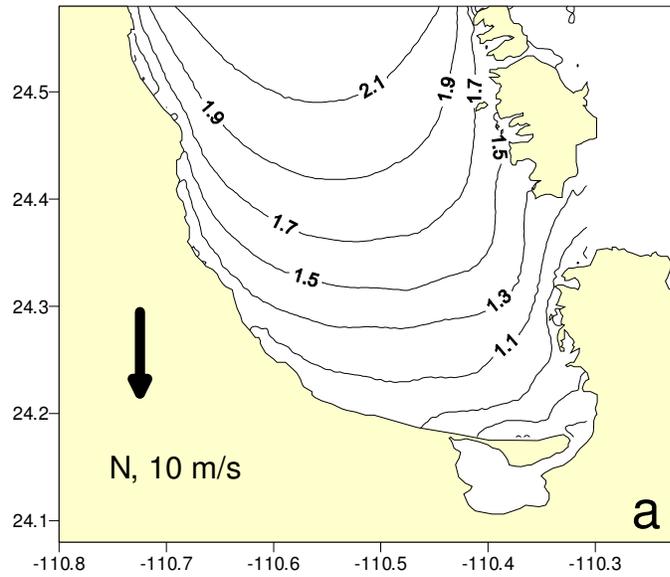


Fig.4.6. Distribución de alturas significantes (a) y distribución conjunta de alturas y períodos significantes (b) dados por el SWAN dada por el SWAN, para un viento de 10 m/s, dirección N.

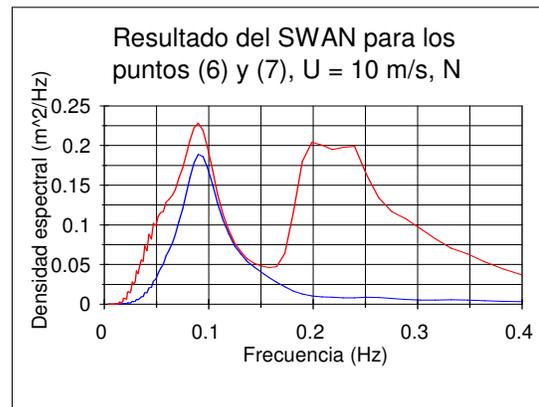
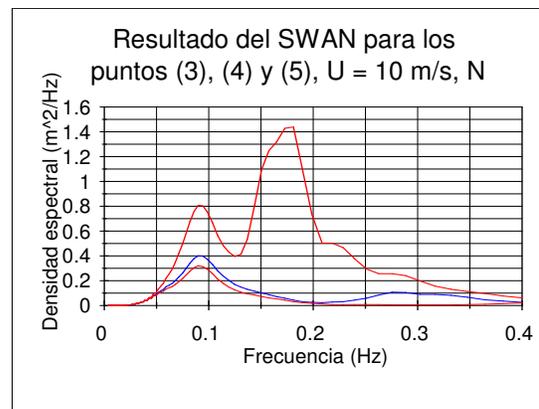
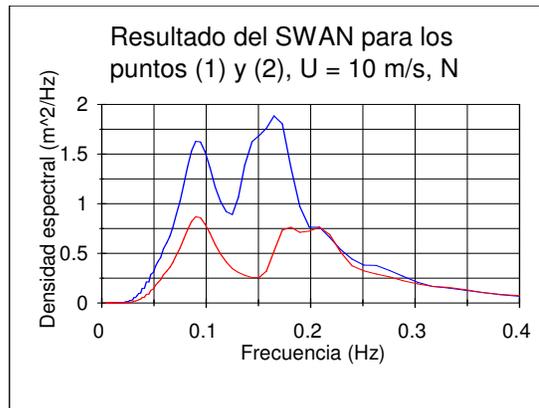


Fig. 4.7. Espectros calculados con el modelo SWAN en los puntos de control para el viento de 10 m/s, dirección N.

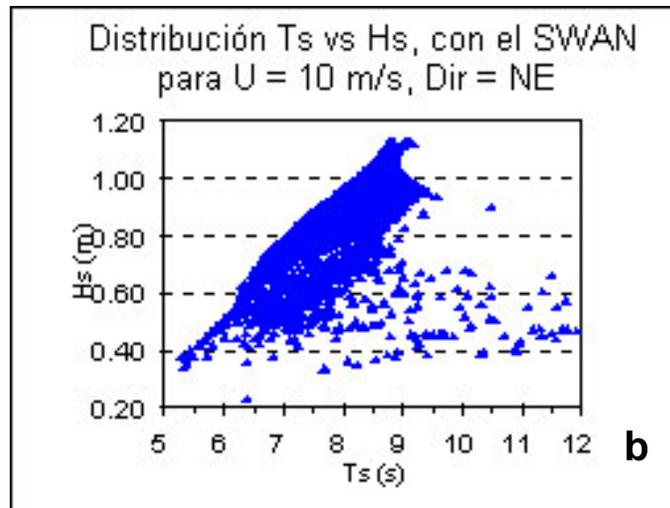
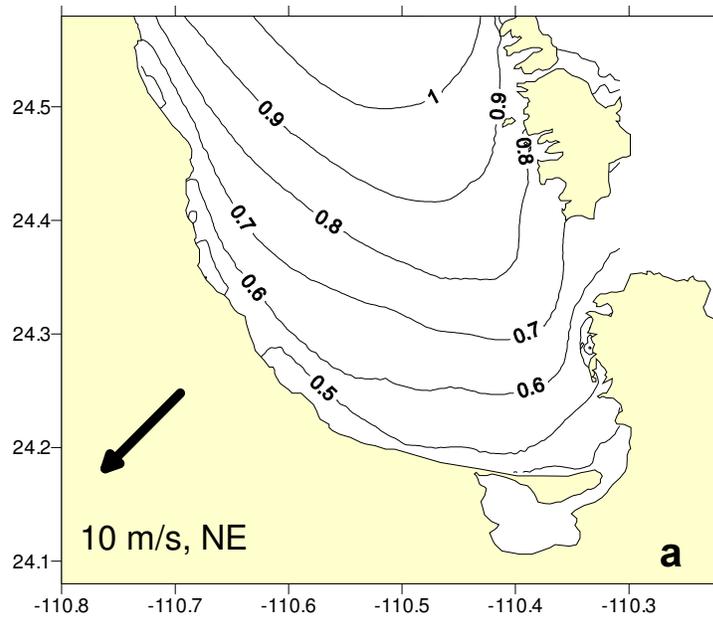


Fig.4.8. Distribución de alturas significantes (a) y distribución conjunta de alturas y períodos significantes (b) dados por el SWAN dada por el SWAN, para un viento de 10 m/s, dirección NE.

En la Fig. 4.9 se presentan los espectros respectivos para este cálculo; se observan valores de densidad espectral entre 0.3 y 0.6 m^2/Hz en los puntos 1,3 y 4 y valores bajos en los puntos 2 y 6 y no hay desarrollo espectral en el punto 5.

En la Fig. 4.10 se presenta la simulación para un viento de 10 m/s con dirección Sur; se observa que las alturas significantes aumentan con la dirección del viento, con un mínimo en la zona somera de 30 cm hasta un máximo de 100 cm. en la frontera de la malla de cálculo. En la Fig. 4.11 se observan los espectros correspondientes, en los puntos 1, 2 y 5 se muestran valores de 0.3 a 0.7 m^2/Hz , en los puntos 3, 4 y 6 no se presentó desarrollo del espectro. Los puntos 3 y 4 son los más cercanos a tierra (no hay fetch).

En la Fig. 4.12 se muestra la simulación para un viento de 10 m/s con dirección SE; se observan valores de alturas significantes con mínimo de 60 cm y máximos de 110 cm. las isolíneas aumentan con la dirección del viento. En la Fig. 4.13 se muestran los espectros calculados; los puntos 1 y 2 muestran valores entre 0.5 y 0.7 m^2/Hz y son los más altos para esta condición por ser los más alejados (mayor longitud de fetch). Los puntos 3 y 5 presentan valores entre 0.1 y 0.3 m^2/Hz y no hay desarrollo espectral para los puntos 4, 6 y 7.

En la Fig. 4.14 se presenta la simulación para un viento de 10 m/s con dirección SW. Las isolíneas aumentan con la dirección del viento, desde un mínimo de 30 cm hasta un máximo de 100 cm en la parte cercana a las islas Espíritu Santo y la Partida. En la fig. 4.15 se pueden observar los correspondientes espectros calculados con valores de densidad espectral altos, de 0.6 m^2/Hz en el punto 5, valores pequeños de 0.15 a 0.40 m^2/Hz en los puntos 1, 2 y 7 y no hay desarrollo espectral en los puntos 3, 4 y 6.

En la Fig. 4.16 se muestra el resultado para un viento de 5 m/s con dirección NW. Las alturas significantes aumentan con el viento, de 0.20 a 0.32 cm, con poca variación en la zona somera. Los valores espectrales correspondientes se muestran en la fig. 4.17 y son en general bajos, menores a 0.05 m^2/Hz , con períodos de pico espectral alrededor de 2.5 segundos.

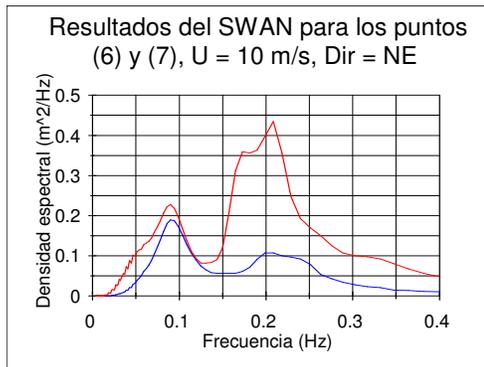
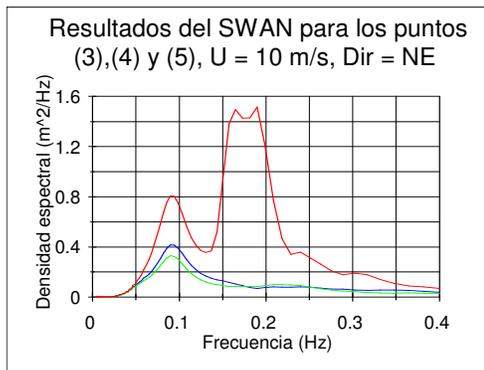
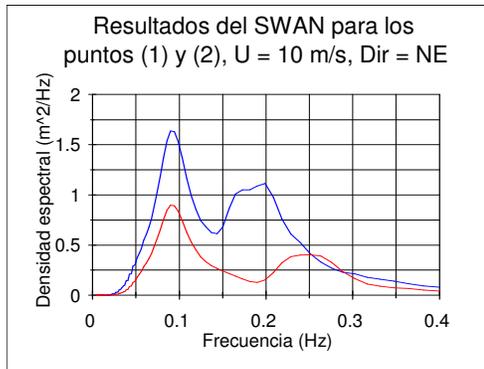


Fig. 4.9. Espectros calculados con el modelo SWAN en los puntos de control para el viento de 10 m/s, dirección NE.

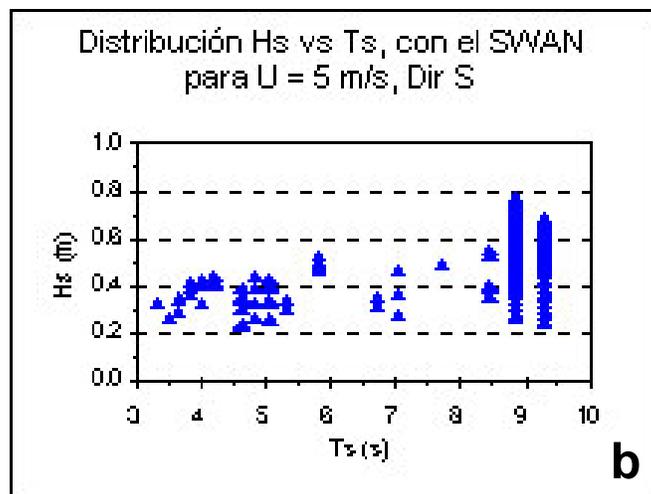
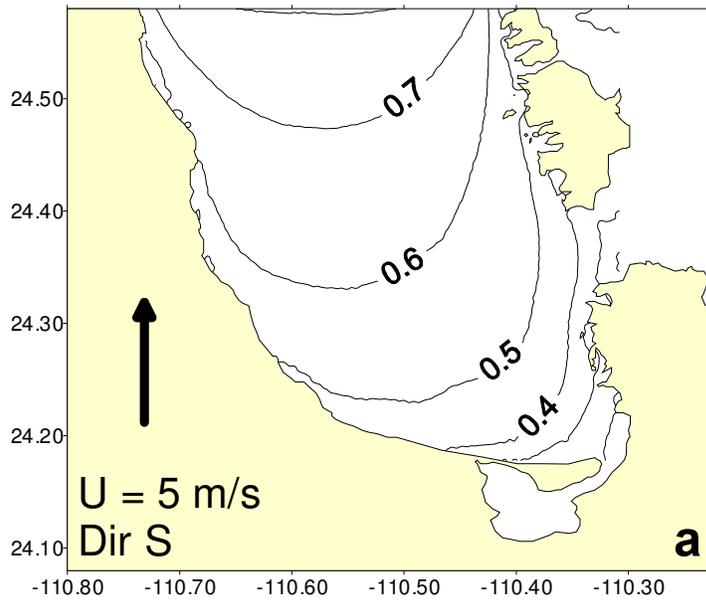


Fig.4.10. Distribución de alturas significantes (a) y distribución conjunta de alturas y períodos significantes (b) dados por el SWAN dada por el SWAN, para un viento de 10 m/s, dirección S.

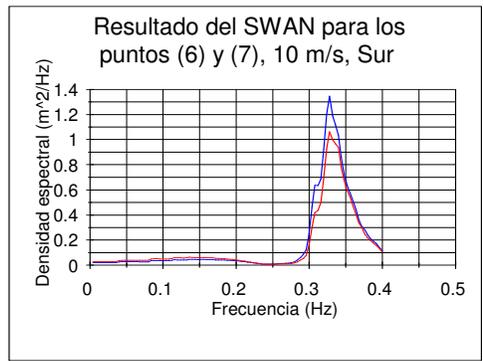
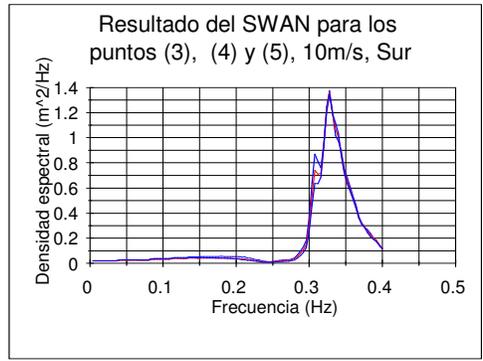
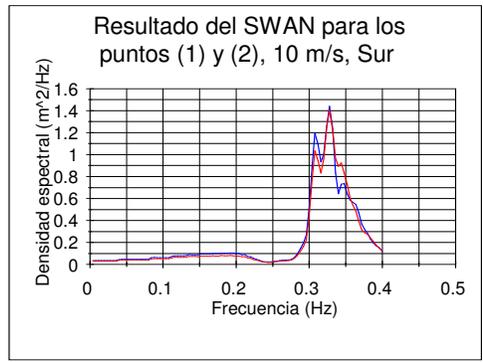


Fig. 4.11. Espectros calculados con el modelo SWAN en los puntos de control para el viento de 10 m/s, dirección S.

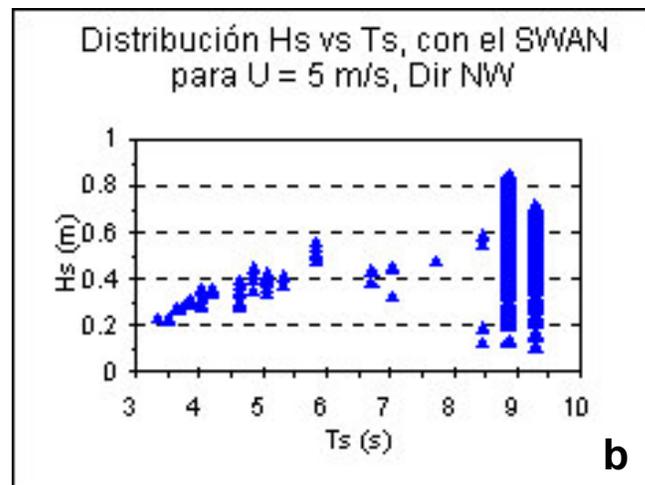
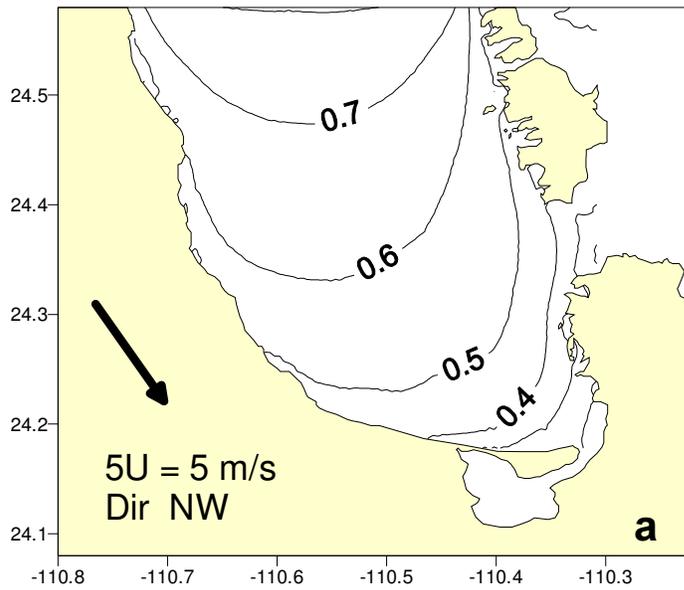


Fig.4.12. Distribución de alturas significantes (a) y distribución conjunta de alturas y períodos significantes (b) dados por el SWAN dada por el SWAN, para un viento de 5 m/s, dirección NW.

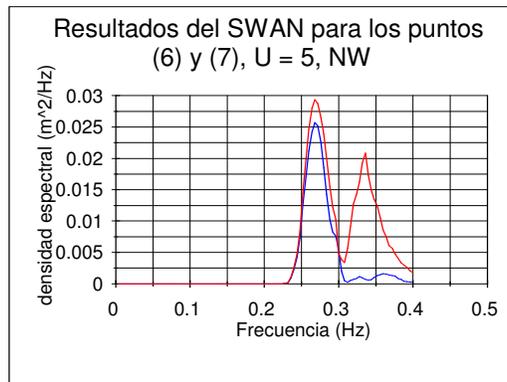
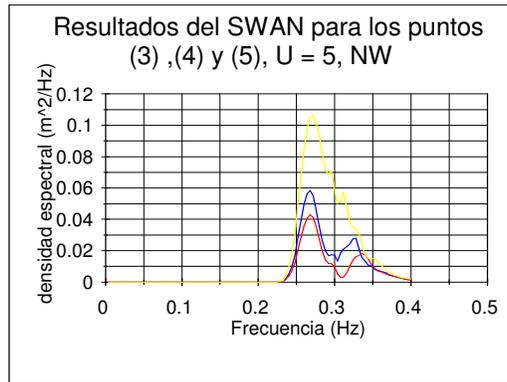
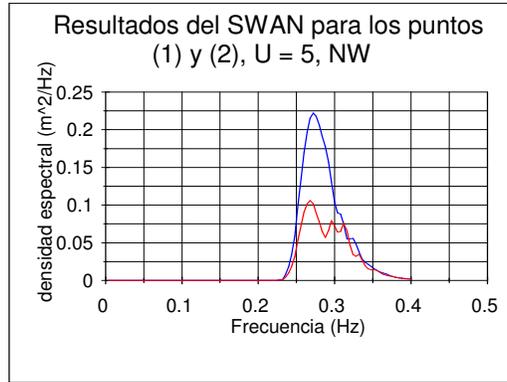


Fig. 4.13. Espectros calculados con el modelo SWAN en los puntos de control para el viento de 5 m/s, dirección NW.

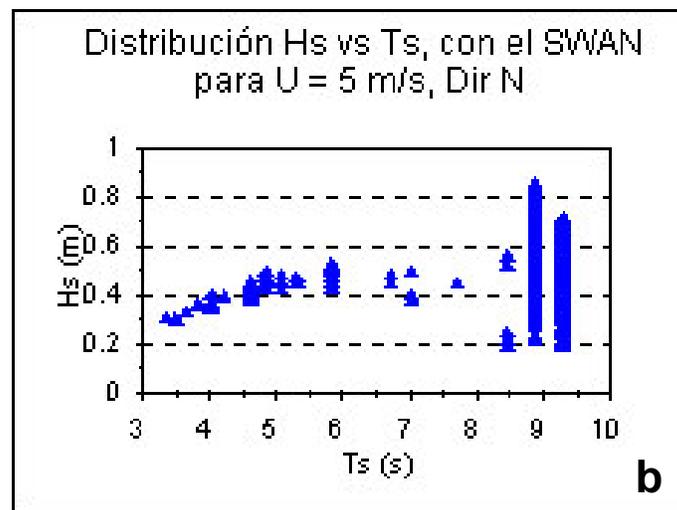
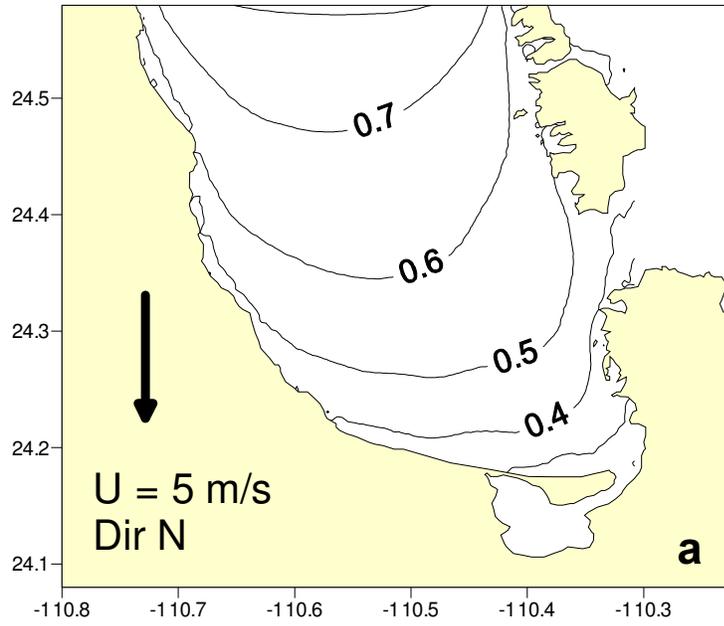


Fig.4.14. Distribución de alturas significantes (a) y distribución conjunta de alturas y períodos significantes (b) dados por el SWAN dada por el SWAN, para un viento de 5 m/s, dirección N.

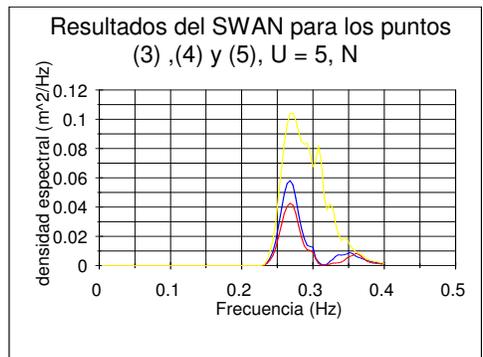
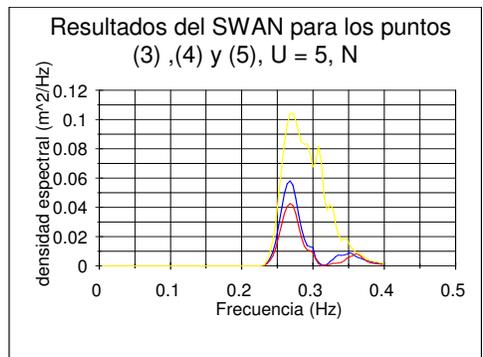
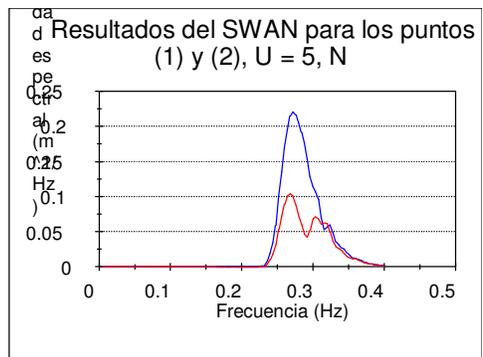


Fig. 4.15. Espectros calculados con el modelo SWAN en los puntos de control para el viento de 5 m/s, dirección N.

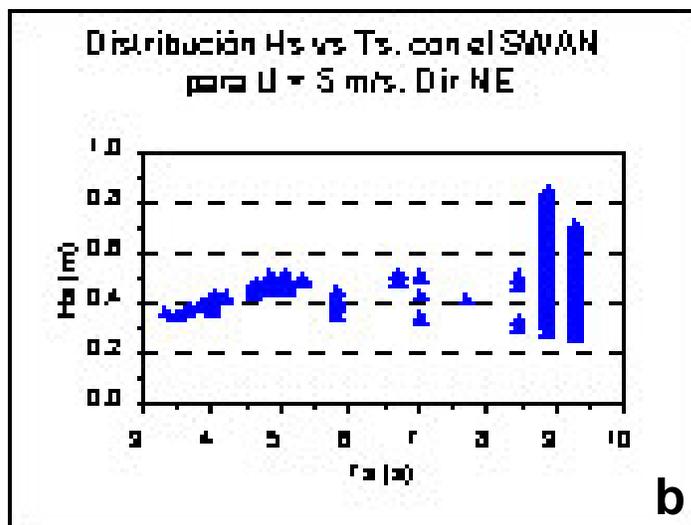
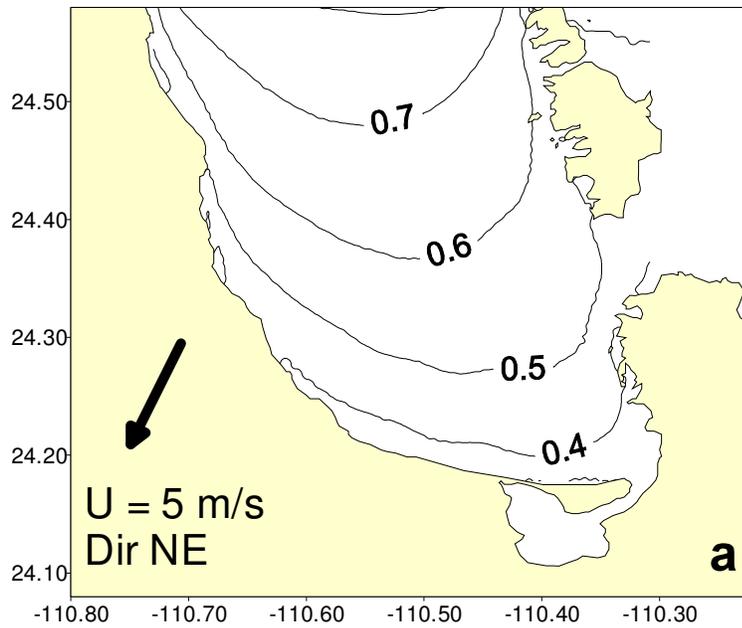


Fig.4.16. Distribución de alturas significantes (a) y distribución conjunta de alturas y períodos significantes (b) dados por el SWAN dada por el SWAN, para un viento de 5 m/s, dirección NE.

En la Fig. 4.18 se muestra la simulación para un viento de 5 m/s con dirección N; las alturas significantes aumentan con la dirección del viento, con valores de 20 hasta 34 cm las isocintas varían casi horizontalmente en la zona profunda y se separan en la zona de aguas someras. En la Fig. 4.19 se observan los espectros respectivos calculados por el modelo. Todos los valores son pequeños, menores a 0.05 m²/Hz.

La comparación de los espectros energéticos calculados con el SWAN en los puntos a lo largo del Mogote (espectros en los puntos de control 3 a 5 en las Figs. 4.13, 4.15, 4.17 y 4.19) se muestra que la forma de espectros y los periodos principales son muy parecidos a los espectros experimentales obtenidos en la playa El Mogote en las estaciones A, III, P y La Palma (Capítulo 3, Figs. 3.6a, 3.9a,b, gráficas superiores). Las alturas de oleaje modeladas con el SWAN (amplitudes de los picos principales en los espectros) fueron más altas que las observadas, porque la intensidad del viento promedio durante las mediciones fue menor que 5 m/s, y en el SWAN no se obtienen resultados con vientos menores a este valor. También fueron muy parecidos los espectros calculados (espectro del punto de control 6 en las Figs. 4.13, 4.15, 4.17 y 4.19) y observados (Capítulo 3, Fig.3.12b, arriba) en la estación en el canal San Lorenzo.

Se puede decir en conclusión, y siendo la primera vez que se trabajó con este modelo, que el SWAN trabaja bien en cuerpos de agua someros con condiciones de viento local, y falta estudiar las variaciones de viento local con oleaje distante como condición inicial y falta trabajar el modelo con variaciones de condiciones de frontera.

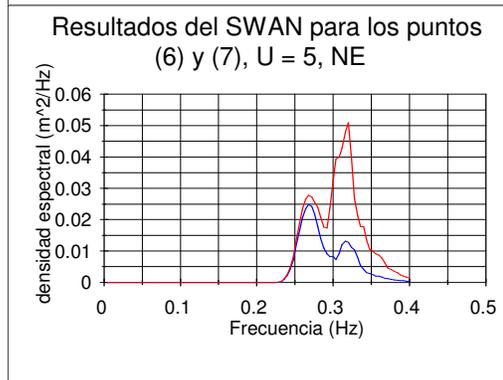
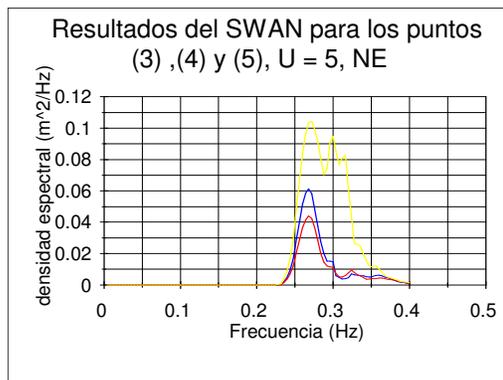
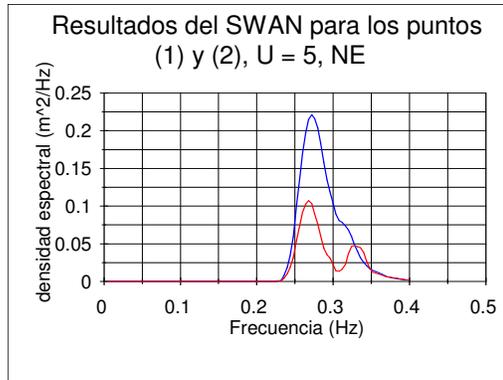


Fig. 4.17. Espectros calculados con el modelo SWAN en los puntos de control para el viento de 5 m/s, dirección NE.

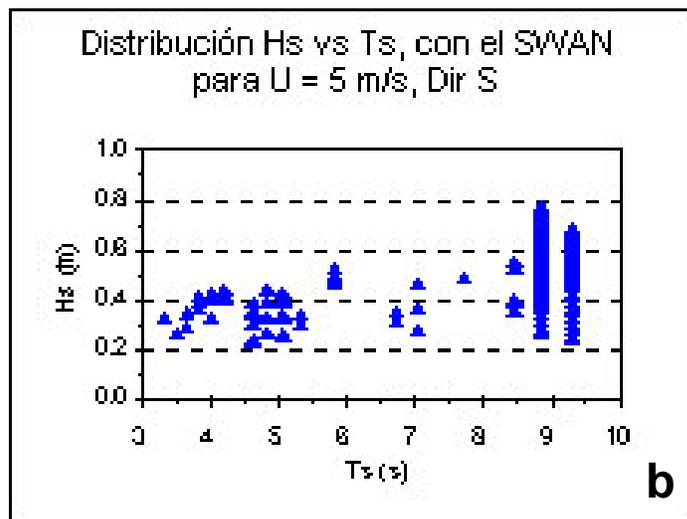
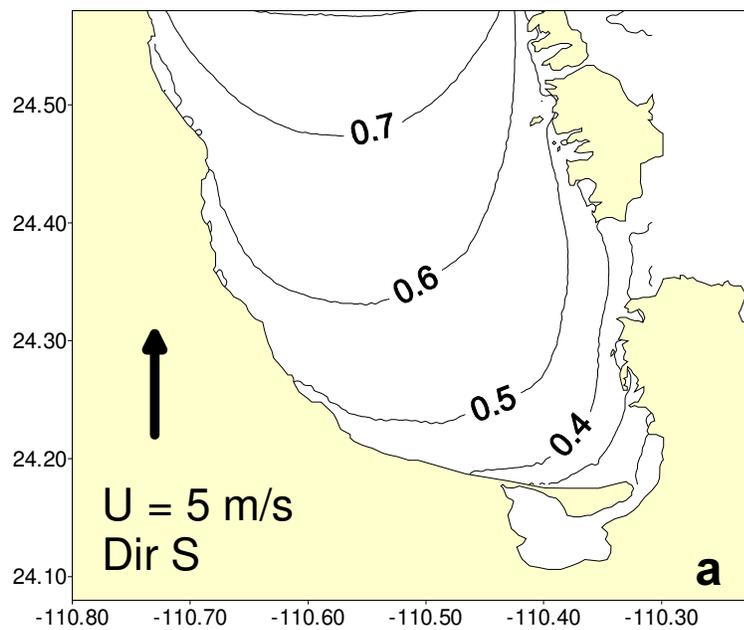


Fig.4.18. Distribución de alturas significantes (a) y distribución conjunta de alturas y períodos significantes (b) dados por el SWAN dada por el SWAN, para un viento de 5 m/s, dirección S.

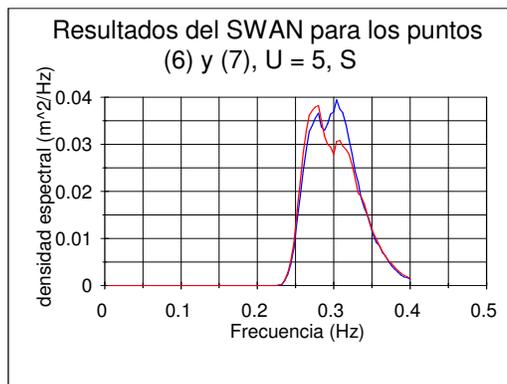
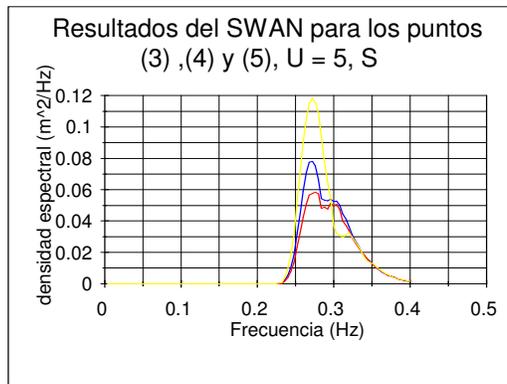
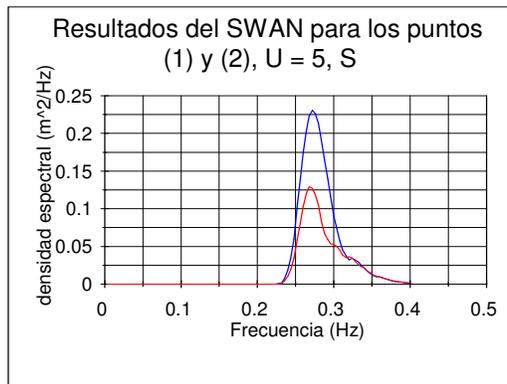


Fig. 4.19. Espectros calculados con el modelo SWAN en los puntos de control para el viento de 5 m/s, dirección S.

Capítulo 5. TRANSPORTE DE SEDIMENTOS POR OLEAJE.

5.1. La importancia del problema del transporte de sedimentos

Tal vez uno de los problemas más complejos en oceanografía es el estudio del movimiento de los sedimentos marinos en la plataforma continental. Este movimiento es difícil de describir matemáticamente ya que cada uno de los factores involucrados, como el movimiento del agua y la interacción entre el agua y el sedimento son complejos en sí mismos (Wiegel, 1964). Entre los componentes más difíciles en el problema de transporte son la erosión, transporte y deposición de sedimentos. Las simplificaciones razonables son las que resultan en una descripción de un flujo que por lo menos es observado en forma cualitativa. Una descripción adecuada y cuantitativa del movimiento de sedimento en la plataforma requiere una descripción matemática del movimiento del fluido, y para determinar qué aspectos del movimiento del fluido son importantes, se debe establecer la efectividad de cada componente del movimiento, en relación con el movimiento del sedimento. Distintos aspectos prácticos del problema de transporte de sedimentos en la zona costera están descritos en los libros de CERC (1984) y de Frías y Moreno (1988). La lógica interna de la descripción física del proceso de transporte de sedimentos en el presente subcapítulo sigue la estructura de estos libros.

De manera similar a los sedimentos aluviales, los sedimentos oceánicos pueden moverse ya sea por el fondo en la región cercana al fondo del mar o como carga suspendida que se mueve esencialmente con el flujo medio. En promedio, los sedimentos suspendidos son más pequeños que los sedimentos del fondo. Varían en tamaño desde arenas finas hasta material coloidal suspendido en el flujo; éstos pueden ser removidos de la suspensión por floculación inducida por cambios en las características químicas y físicas del fluido. Las partículas más grandes usualmente se mueven como carga de fondo, y sedimentan entre períodos intermitentes de movimiento del fluido. El proceso de sedimentación depende de la velocidad de corriente y de tamaño de granos. El diagrama clásico de ésta relación (Chamley, 1990) se presenta en la Fig.5.1.

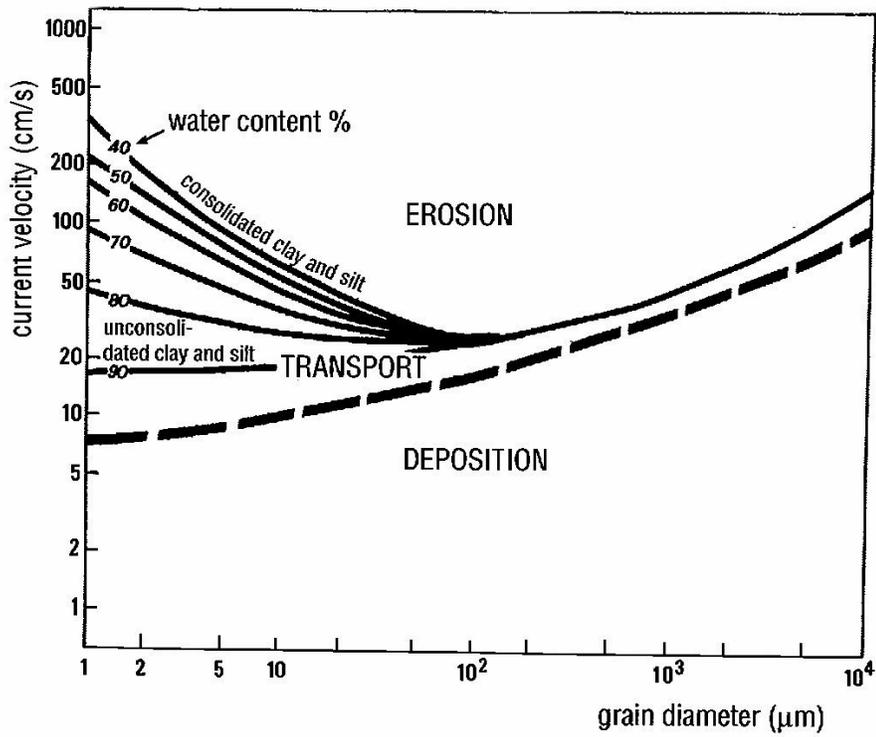


Figura 5.1. Relación entre intensidad de corriente, tamaño de los granos y consolidación de los granos (diagrama de Hjulstrom, en Chamley, 1990)

El objetivo principal del estudio del transporte de sedimentos es predecir las condiciones de equilibrio, erosión o acreción de las playas y determinar las cantidades de sedimento en estos procesos. El flujo de sedimentos, expresado como masa, peso o volumen por unidad de tiempo puede ser determinado a través de mediciones en campo o por métodos analíticos; con ambas formas solo se tiene un cierto grado de precisión. La interacción del flujo turbulento con los sedimentos no puede ser explicada por medio de ecuaciones simples. La mayor parte del conocimiento en este campo está basado en relaciones empíricas.

Las causas que provocan el transporte de sedimentos en las costas son básicamente las corrientes y el oleaje, los cuales producen esfuerzos cortantes sobre los sedimentos sólidos y hacen que sean transportados ya sea en suspensión o por el fondo a distancias más o menos grandes y depositados en zonas de aguas tranquilas (De Vriend , 1994).

El movimiento de sedimentos depende de muchos parámetros como el gradiente de velocidades, la turbulencia, la geometría del fondo, la naturaleza de los materiales del sedimento, el espesor de las capas de sedimento, la porosidad, la cohesión y las características del fluido. Las leyes que rigen estos fenómenos no se conocen bien, por lo que es imposible prever con precisión la evolución de un fondo sometido a las complejas acciones dinámicas, por medio del conocimiento teórico del movimiento de sedimentos.

El movimiento de las partículas de agua en sí mismo, no es suficiente para el movimiento neto del sedimento, por lo tanto, se necesita la presencia de asimetría en el movimiento de las partículas de agua para que el movimiento de sedimento sea mayor en una dirección que en otra. Teóricamente es posible un movimiento de partículas puramente oscilatorio para el cual el transporte neto sea cero; sin embargo, en muchas ocasiones el oleaje superficial es un proceso asimétrico y tridimensional. El movimiento de las ondas es más significativo en las regiones someras donde el movimiento del fluido inducido por la onda se extiende hasta el fondo. En la zona de rompiente el sedimento está en movimiento casi constantemente aunque la dirección y la velocidad son variables.

Según la teoría lineal de oleaje el desplazamiento horizontal neto de una partícula de fluido en un período de una onda es cero; en consecuencia, el movimiento neto de sedimentos suspendidos en el flujo es cero para esta solución aproximada. Los sedimentos suspendidos pueden ser transportados por esta componente del flujo, si existe un mecanismo para que el sedimento del fondo se mueva con el flujo.

El transporte de sedimentos en la playa es el fenómeno por medio del cual las partículas sólidas que componen el material de las playas, son transportadas en dirección tanto perpendicular como paralela a la costa. El arrastre de sólidos se produce principalmente entre la línea de playa y la zona de rompientes (CERC, 1984).

Las ondas que llegan a la costa son la causa principal del transporte de sedimentos en la zona litoral. Los cambios en el período o en la altura de la onda causan que la arena se mueva en dirección perpendicular a la costa y el movimiento puede ser hacia la costa o hacia el mar. Para tener un entendimiento completo sobre el transporte de sedimentos, se necesita conocer el clima del oleaje, es decir, la distribución estacional de periodos, alturas y direcciones del oleaje.

A lo largo del tiempo se le ha dedicado mayor estudio al transporte de sedimentos a lo largo de la playa que en dirección perpendicular a ella. Si las ondas se propagan en dirección no perpendicular a la costa (aún con un ángulo pequeño en relación con la dirección normal), se produce una corriente residual a lo largo de la costa. En contraste, el transporte perpendicular resulta de pequeñas diferencias entre los movimientos de sedimento y del oleaje. El proceso de transporte de sedimentos es tan complejo, que hoy en día no se puede recomendar ningún método exacto para calcular el transporte de sedimentos.

Para el transporte de sedimentos, las condiciones de mayor interés son las que corresponden a aguas someras; junto con las suposiciones de la teoría de la pequeña amplitud, la longitud horizontal ($2A$) de la ruta seguida por la partícula de agua con el paso de la onda es aproximadamente (CERC, 1986),

$$2A = \frac{HT\sqrt{gd}}{2\pi d}, \quad (5.1)$$

y la máxima velocidad horizontal del agua es:

$$U_{\max} = \frac{H\sqrt{gd}}{2d}. \quad (5.2)$$

A pesar de que la teoría de la pequeña amplitud da un buen conocimiento de muchos problemas relacionados con el oleaje, hay fenómenos importantes que no son previstos por la teoría lineal. La observación de la teoría de segundo orden (Capítulo 2) muestra que las órbitas de las partículas no son cerradas ya que éstas avanzan un poco en la misma dirección de avance de la onda (el flujo de Stokes). La tasa de este avance se llama velocidad del transporte de masa y es muy importante para el transporte de sedimentos en agua somera.

En condiciones evaluadas en el fondo, ($z=-d$), la velocidad máxima en el fondo determina la velocidad media del transporte de masa en el fondo, según la ecuación:

$$\bar{u}_{(-d)} = \left(\frac{u_{\max(-d)}}{2C} \right)^2, \quad (5.3)$$

donde C es la celeridad de onda.

De los resultados de laboratorio, se han determinado dos criterios que explican el inicio del movimiento de sedimentos cuando están sujetos a las fuerzas de un flujo oscilatorio, con fondo de sedimentos entre 0.1 y 2.0 mm de diámetro medio. En condiciones de campo la velocidad de flujo que pone en movimiento los sedimentos, es:

$$u_{\max(-d)} = (8(\gamma_s / \gamma - 1)gd_{50})^{0.5}, \quad (5.4)$$

donde γ_s es el peso específico de los sedimentos.

γ es el peso específico del agua.

g es la aceleración de la gravedad.

d_{50} es el diámetro medio de los sedimentos.

Para ondas que no están cerca de la rompiente, las velocidades máximas en el fondo pueden ser adecuadamente determinadas usando la teoría de la pequeña amplitud.

Fig. 5.2. Factores que afectan al movimiento del sedimento.

Cada partícula de sedimentos está en el estado de equilibrio hasta el momento cuando las fuerzas de arrastre, sustentación y viscosas llegan a ser mayores que las fuerzas de gravedad y de cohesión, las últimas estabilizan la partícula en el estado de calma. La gravedad es importante para los sedimentos gruesos (más de 0.1 mm de diametro), y la cohesión es importante en sedimentos finos como arcillas y limos (Sanford, 1994).

Entre otros estudios del problema es posible mencionar algunos experimentos de Levi (1990) y de Sternberg (1972), quien dio un esquema de fuerzas sobre un grano en el fondo dentro de un flujo. En la Fig. 5.2 se muestra su esquema.

La fuerza de gravedad equilibrante es proporcional a $(\rho_s - \rho_w)gD^3$ [g/cm³].

Tomando momentos con respecto al centro de giro S, resulta la ecuación:

$$\alpha_1 \tau_0 D^2 \geq \alpha_2 (\rho_s - \rho_w)gD^3, \quad (5.5)$$

donde

τ es el esfuerzo cortante del flujo sobre los sedimentos

ρ es la densidad de los sedimentos

g es la constante de aceleración de la gravedad

D es el diámetro de medio de los sedimentos.

o también,

$$\tau_0 \geq C(\rho_s - \rho_w)gD. \quad (5.6)$$

El factor C depende de la condición del flujo cerca del fondo, de la forma de la partícula, de la posición relativa de la partícula con otras partículas, etc. La

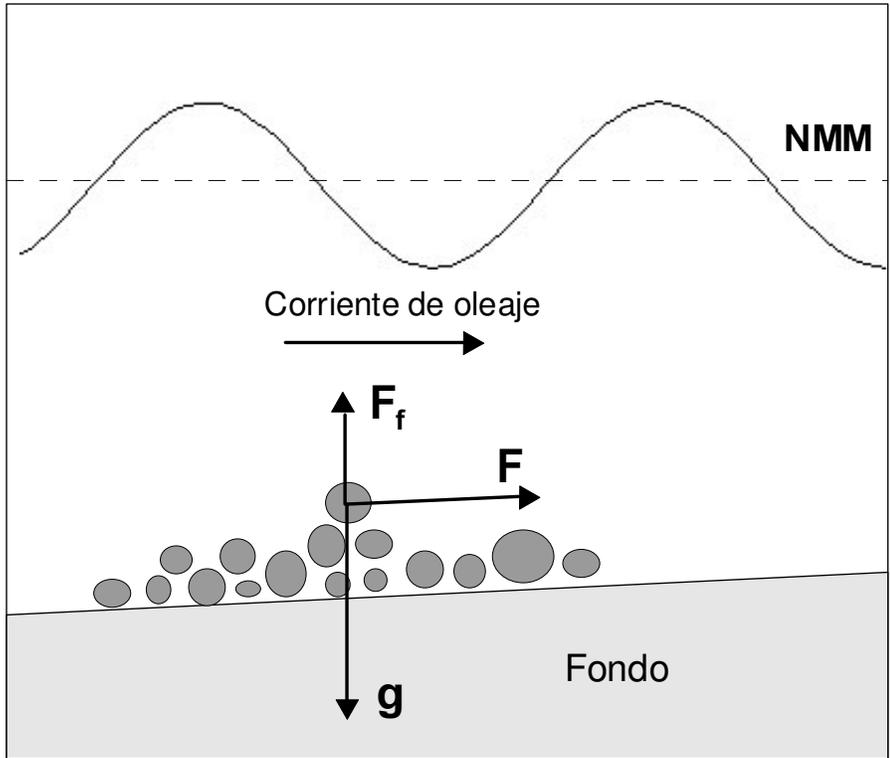


Figura 5.2. Equilibrio de un grano de arena en el fondo del mar. La fuerza F es

proporcional al esfuerzo cortante de la corriente y al área superficial de la partícula. El balance de las fuerzas gravitacionales (g) y de flotabilidad (F_f) determina los movimientos verticales.

condición del flujo cerca del fondo puede ser descrita con la relación del tamaño de grano con respecto al espesor de la subcapa viscosa, que es proporcional al número de Reynolds Re^* .

Todas las consideraciones teóricas darán el mismo resultado que la ecuación empírica:

$$\phi_{cr} = U_{cr} / \Delta g D = f(R_e^*). \quad (5.7)$$

Con base en experimentos, la relación:

$$\psi_{cr} = \frac{\tau_{cr}}{(\rho_s - \rho_w)gD} \frac{U_{cr}^*}{\Delta g D} = f \frac{U_{cr}^* D}{\gamma} = f(R_e^*), \quad (5.8)$$

Ha sido investigada por muchos autores, especialmente por Shields (Frías y Moreno, 1988) quien realizó pruebas sistemáticas y comparó sus resultados con los obtenidos de otros estudios (Fig. 5.3). La dificultad de las pruebas consiste en definir exactamente el término "inicio del movimiento", ya que algunos autores definían éste para la primera partícula en ponerse en movimiento, otros autores dicen que el inicio del movimiento se tiene cuando una masa considerable de sedimentos se levanta del fondo. Shields relacionó el tipo de transporte de sedimento con el esfuerzo cortante en el fondo τ_0 y definió el esfuerzo cortante crítico τ_{cr} . Para números de Reynolds grandes, el esfuerzo cortante crítico varía con $D^{1/2}$.

Entre los factores que afectan al movimiento de sedimentos es necesario también mencionar:

Forma de la partícula. Pruebas realizadas por los investigadores del Instituto de Hidráulica de Delft, en Holanda, demostraron que si el diámetro nominal no cambia, el valor crítico del esfuerzo cortante es el mismo para diferentes formas de partículas, (esferas, cubos, piedras angulosas, partículas en forma de elipses, etc.).

Gradación. Un amplio grado de clasificación tendrá influencia sobre el esfuerzo cortante crítico. Cuando se tiene una gran variedad de tamaños se

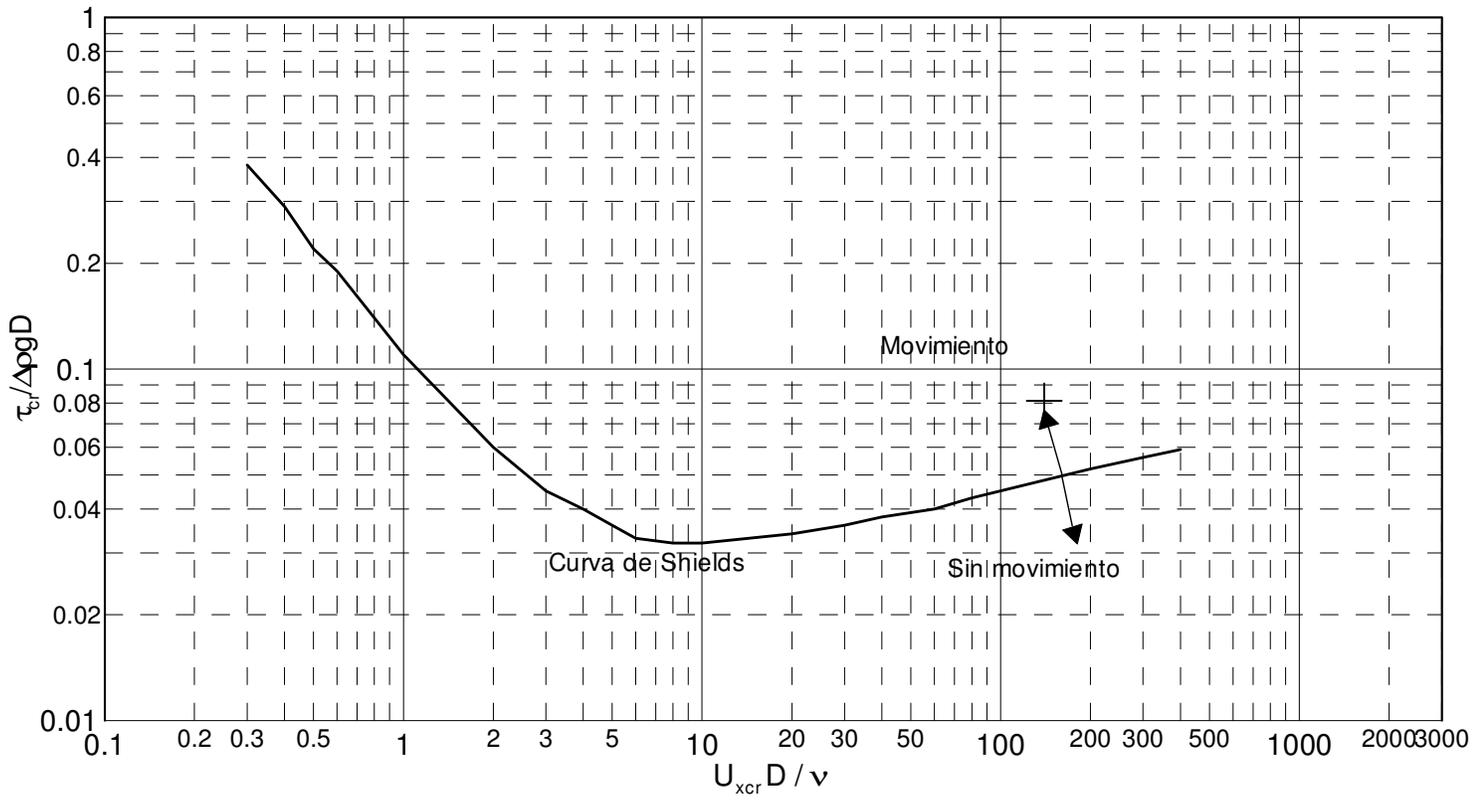


Figura 5.3. Diagrama de Shields. Esfuerzo cortante crítico adimensional (eje vertical) contra el número de Reynolds

(de libro de Frías y Moreno, 1988) .

presenta el efecto llamado coraza, que consiste en que las partículas finas son erosionadas y se forma una capa coraza de partículas gruesas, que protege el lecho de futuras erosiones.

Relación entre la profundidad y el diámetro (h/D). Para valores pequeños de h/D el esfuerzo cortante de fondo no es representativo para una estructura de flujo turbulento. La estructura turbulenta cerca del fondo está bien definida por este esfuerzo cortante, pero para valores pequeños de h/D, la profundidad pone un límite en el tamaño de los vórtices grandes.

Sedimentos cohesivos. El carácter cohesivo de un sedimento aumenta su resistencia contra la erosión. Diferentes autores han tratado de correlacionar el esfuerzo cortante crítico con las características del suelo (Frías y Moreno, 1988, CERC, 1984. De los resultados de sus investigaciones se deduce que para suelos cohesivos es posible tener velocidades cortantes críticas de 3 a 4.5 cm/s y los valores mínimos son del orden de 1 cm/s.

5.3. Aspectos físicos del transporte de sedimentos por oleaje.

Las playas pueden permanecer estables, o pueden ser erosionadas o pueden crecer, en función de la tasa a la cual los sedimentos son removidos de las playas o depositados en ellas. De aquí que es necesario conocer los procesos litorales para poder predecir los efectos y las tasas tanto de la erosión de playas como la acreción de ellas (Davis, 1984). Un objetivo de la ingeniería costera es mantener la línea costera estable, de modo que el volumen de sedimento que llega a la costa sea balanceado por el volumen que sale de ella.

La acción del oleaje es la causa principal de la mayoría de los cambios en la línea de costa. Sin la acción del oleaje, no se tendrían problemas de diseño en las estructuras costeras, ni de cambios en los procesos litorales. Para poder planear, diseñar y construir estructuras costeras, es necesario conocer las condiciones del oleaje incidente. Los aspectos que se deben considerar en el estudio del oleaje en las playas son:

1. La descripción teórica del movimiento del oleaje, para entender el movimiento de las ondas en relación con los sedimentos.

2. La estadística de oleaje incidente en la zona de interés, las características del oleaje que son importantes en el transporte de sedimentos, son la altura, el período y el ángulo de incidencia a la costa. La altura de la rompiente es importante para determinar la cantidad de arena puesta en movimiento y con la dirección se puede predecir la dirección del transporte de sedimentos a lo largo de la costa. El oleaje afecta el movimiento de sedimentos en dos formas: en una, inician el movimiento de sedimentos del fondo, y con la otra forma, el sedimento levantado es transportado por las corrientes que produce el oleaje.
3. La descripción de cómo interactúan las ondas con la costa para mover los sedimentos.

Cerca del fondo, el oleaje produce corrientes capaces de provocar la oscilación de las partículas sólidas si su velocidad es superior a la velocidad crítica del inicio del movimiento del sedimento.

La velocidad máxima orbital U_{max} en el fondo está dada por la expresión (CERC,1984):

$$U_{max} = \frac{\pi H}{T \sinh\left(\frac{2\pi d}{L}\right)}, \quad (5.9)$$

donde H es altura, T es periodo y L es longitud de las ondas.

Por otra parte, la velocidad de corte en el fondo U_* se expresa como:

$$U_* = \left(\frac{8\nu U_{max}}{\pi T}\right)^{1/4}, \quad (5.10)$$

donde ν es la viscosidad cinemática del agua.

Sustituyendo (5.9) en (5.10), queda:

$$U_* = 0.07 \left(\frac{H^2}{T^3 \sinh^2\left(\frac{2\pi d}{L}\right)}\right)^{1/4}. \quad (5.11)$$

Por otra parte, para el esfuerzo cortante de fondo es posible usar la relación cuadrática:

$$\tau_0 = \rho |U_*| \vec{U}_* \quad (5.12)$$

5.3.1. Las corrientes producidas por el oleaje en agua somera.

En aguas donde las ondas son afectadas por el fondo, el movimiento de las partículas sigue una trayectoria elíptica y el agua se mueve en dirección del avance de la onda en la superficie, y en sentido contrario cerca del fondo. Mientras más somera es el agua, las elipses se hacen más planas (en relación a su eje mayor), hasta que el movimiento (en el fondo) tiene forma de vaivén (de ida conforme pasa la cresta de la onda y de regreso conforme pasa el valle de la misma). Este movimiento, consecuencia del paso del oleaje, es el responsable del movimiento de sedimentos.

Cuando el sedimento se deposita después de estar cierto tiempo en movimiento, puede ser puesto en suspensión otra vez; el factor físico dominante para la resuspensión de sedimentos de fondo, son las tormentas (Sanford, 1994). La observación de series de tiempo de oleaje, de corrientes y de concentración de sedimentos en forma simultánea, ha demostrado que la combinación de corrientes de viento junto con las corrientes de oleaje son la causa de las más altas concentraciones de sedimentos suspendidos en agua cerca de la costa.

5.3.2. Mecánica del transporte de sedimentos.

El movimiento de sedimentos que se produce en las costas se realiza generalmente en dos zonas: la parte interior (onshore) y la parte exterior (offshore). La parte interna se subdivide a su vez en dos zonas: la zona de rompiente y la zona de estran. Paralelamente, tomando en cuenta el sentido de movimiento de los sedimentos, bajo la acción del oleaje, se tienen dos tipos: movimiento transversal y movimiento longitudinal (Fig.5.4). El movimiento longitudinal se conoce también como transporte litoral, es el más importante en problemas de azolvamiento de accesos portuarios.

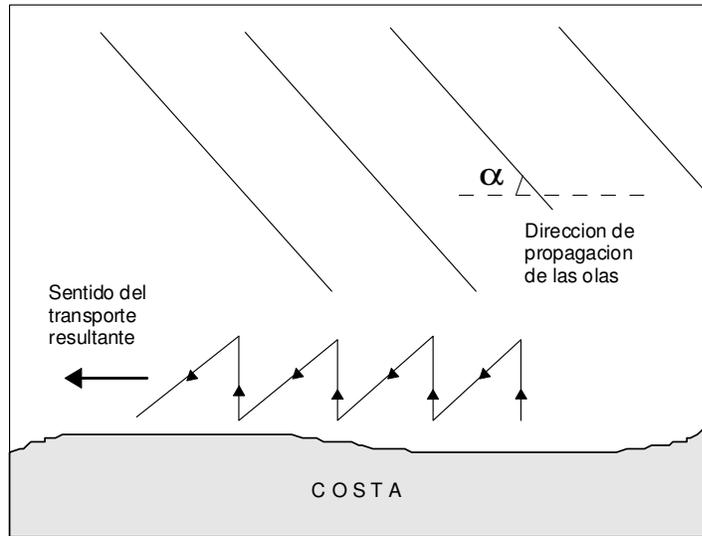


Figura 5.4. Movimiento de los granos de sedimentos en el campo de oleaje cerca de la costa. El movimiento resultante forma el flujo de sedimentos a lo largo de la costa.

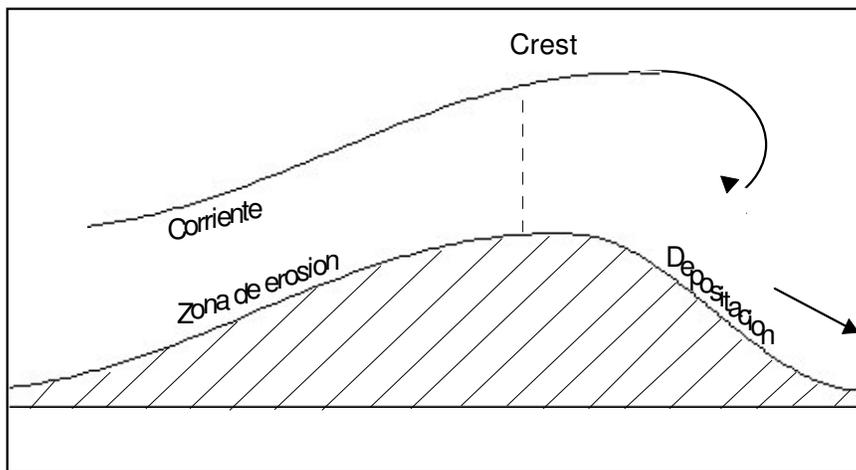


Figura 5.5. Formación de las dunas asimétricas (ripples). Esquema – del libro de Chamley (1990).

Cuando la ola llega a la costa formando un ángulo con la línea de costa, la componente de energía paralela a ésta produce una corriente litoral y por lo tanto, un transporte de sedimentos a lo largo de ella. El transporte litoral sigue dos procesos:

1. Por efecto de la ola cuando se barre sobre la parte alta de la playa; la onda ascendente transporta sedimentos en su propia dirección y desciende por la línea de mayor pendiente.
2. Debido al rompimiento de la ola y a la corriente longitudinal: el sedimento en la zona de rompiente sigue un camino similar al que se tiene en lo alto de la playa y la corriente longitudinal acarrea los sedimentos como si fuera una corriente permanente, esta se llama corriente en la rompiente.

La parte exterior de la playa se extiende desde la zona de rompientes de dirección hacia el mar, hasta una distancia en la que el fondo deja de ser perturbado por la acción del oleaje. En esta parte, el inicio del movimiento de sedimentos puede llevarse a cabo mediante cuatro formas: arrastre, rodamiento, saltación y suspensión.

En la zona exterior, el transporte es el resultado de la interacción del movimiento oscilatorio de agua y las partículas del fondo. Este movimiento somete a los granos a fuerzas hidrodinámicas que deben ser equilibradas por el peso propio de granos; de este movimiento resulta la formación de rizaduras en el fondo, cuyo conjunto se orienta en forma paralela a las crestas de las ondas.

5.3.3. Etapas del transporte de sedimentos.

Cuando la intensidad de una corriente aumenta progresivamente y ésta fluye sobre un fondo de material susceptible de ser movido y de un mismo diámetro, se observa un ligero movimiento de los granos y después algunos empiezan a desplazarse; ésto es el inicio del movimiento.

Si el material es fino, se originan en el fondo los ripples asimétricos que generan un flujo turbulento cerca del fondo; éstas ripples (pequeñas dunas) se orientan en el sentido de la corriente (Fig. 5.5). Si la corriente es más grande,

estas ondas desaparecen y posteriormente se tiene la presencia de otras ondas conocidas como antidunas. Las etapas del inicio del movimiento producido por el oleaje son las siguientes:

1. Inicio del movimiento de los granos. Para cierto valor de la velocidad crítica, bajo la cual se produce movimiento de arena del fondo; normalmente se asocia el valor de la velocidad crítica con el valor de la profundidad crítica.
2. Movimiento general. En la etapa anterior, solo algunos granos han iniciado el movimiento, mientras que en esta etapa la totalidad de las partículas participan en el movimiento basándose en rodamientos, deslizamientos o saltos cortos.
3. Formación de rizos. A medida que el movimiento se acentúa, el fondo empieza a deformarse adquiriendo un aspecto ondulatorio. La altura y la longitud de estas formaciones dependen de qué tan cerca estén las condiciones de flujo en la etapa anterior o en la etapa siguiente.
4. Transporte masivo. Cuando la acción del oleaje tiene su máximo efecto en su sentido de propagación, el movimiento en el fondo es un movimiento como "de sábana", es decir, un transporte masivo hacia la costa (Sanford, 1994).
5. Los sedimentos se transportan a lo largo de la costa con las corrientes litorales.

5.3.4. Corrientes de traslación y de compensación.

Oscilando alternativamente en el fondo, conforme pasan las ondas, el agua llega a estar sometido al desplazamiento desde el mar hacia la costa en las corrientes de traslación que surgen en la capa límite cuando ésta es laminar; en cada movimiento orbital, las partículas pueden tener una componente de desplazamiento hacia la costa, en función de la velocidad media, la cual es (CERC, 1984):

$$\bar{U} = K U_{max}^{-1.5} H^{1.6} \quad (5.13)$$

La corriente de traslación corresponde al máximo de la velocidad cerca del fondo. Si la capa límite se vuelve turbulenta, ya no existen corrientes de traslación cerca del fondo, sino turbulencia que puede contribuir a poner en suspensión los sedimentos y entonces las partículas pueden ser transportadas hacia la zona profunda por las corrientes de compensación.

5.4. Evaluación cuantitativa de los procesos litorales.

La cuantificación del transporte litoral puede hacerse por medio de tres métodos: a) medición directa, b) fórmulas empíricas y c) combinación de los dos anteriores (Komar, 1994,1995; Muir Wood, 1969).

5.4.1. Metodos experimentales.

Este método consiste en medir el transporte de sedimentos en el campo, por medio de estructuras, o por medio de sustancias trazadoras, como rodamina, uranina, etc., o por medio de fosas de prueba (Dean e Eagleson, 1966, Davis, 1984).

Espigones de prueba. Se construyen para retener el paso de los sedimentos y así poderlo medir físicamente por medio de seccionamientos topográficos. Los sedimentos varían según la batimetría y el oleaje, siendo la condición para garantizar el estudio, que la longitud del espigón rebase la línea de rompientes, para la mayor tormenta estimada del período de estudio, que debe ser por lo menos un año.

Como un ejemplo de las mediciones de éste tipo, la Fig. 5.6. muestra los perfiles de la playa y del fondo en la zona de rompientes, medidos en los años 1994-1995 en las estaciones A y P (playa El Mogote) por medio de un teodolito. Es facil ver que las variaciones de perfiles son significantes y alcanzan 50-70 cm por vertical.

Trazadores. Se coloca arena con pintura fluorescente en el área de estudio y se sigue la trayectoria de ellas. El material sembrado debe tener las mismas características que las del lugar de estudio.

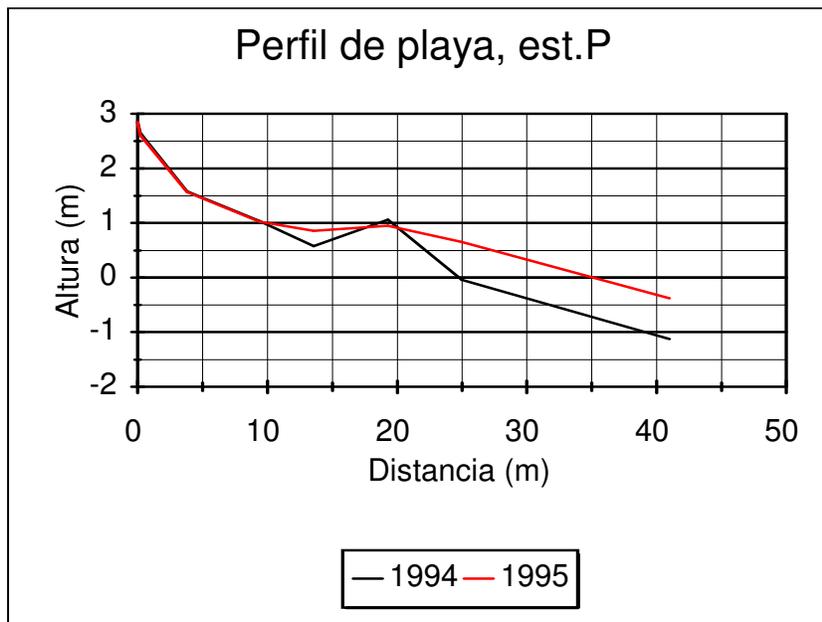
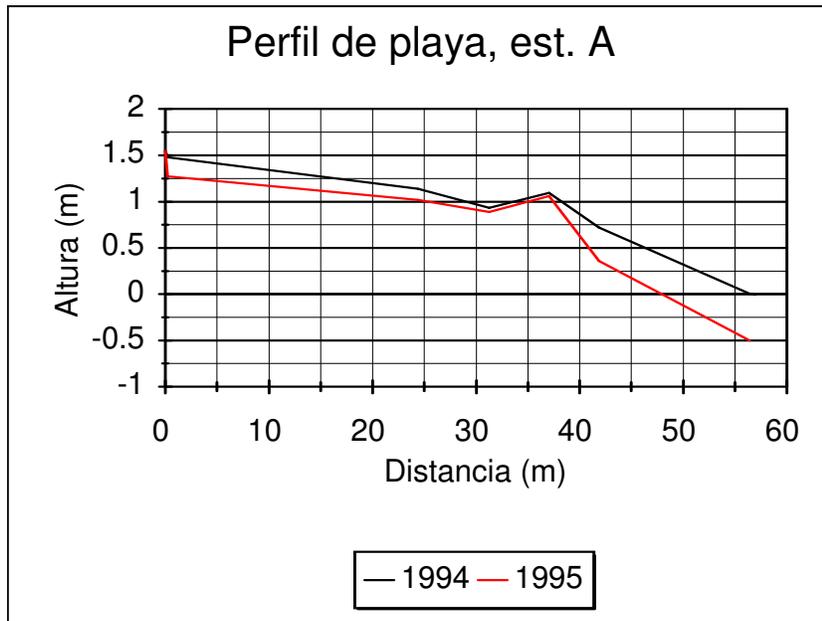


Figura 5.6. Comparación de los perfiles batimétricos en la playa de El Mogote, medidos en 1994 y 1995 en la zona de rompientes en las estaciones A y P.

Fosas de prueba. Se usan cuando se desea conocer el transporte en la zona exterior de la playa, estableciendo de antemano las dimensiones de la fosa para cuantificar la cantidad de sedimentos.

5.4.2 Relaciones empíricas.

La cuantificación del transporte de sedimentos mediante fórmulas empíricas resulta a veces poco confiable ya que existe un gran número de ellas desarrolladas por diferentes investigadores y bajo condiciones diferentes. Sin embargo la mayoría de ellas coincide en que la energía del oleaje es la causa principal del acarreo litoral. Las fórmulas más utilizadas en forma general, son las siguientes:

1. Fórmula del CERC (1984). Relaciona el transporte con la componente del flujo de energía sobre la playa y un coeficiente de proporcionalidad obtenido experimentalmente en modelos reducidos y en campo.

$$S = A E_a , \quad (5.14)$$

donde:

S es transporte litoral [$m^3/s/m$],

E_a es la componente del flujo de energía sobre la costa.

A = constante de proporcionalidad.

$$E_a = E_0 K_{rbr} \text{sen}(\alpha)\text{cos}(\alpha), \quad (5.15)$$

donde:

E_0 es el flujo de energía en aguas profundas, en dirección de la propagación del oleaje, $E_0 = (1/16)\rho g H_0^2 C_0$;

K_{rbr} es el coeficiente de refracción en la parte exterior de la zona de rompientes;

$$K_{rbr} = (\cos \alpha_0 / \cos \alpha)^{1/2};$$

α_0 es el ángulo de incidencia de oleaje fuera de la zona costera;

α es el ángulo entre el frente de oleaje y la línea de costa en la frontera de la zona de rompientes;

H_0 es altura de la onda en aguas profundas;

C_0 es celeridad de la onda en aguas profundas;

ρ es la densidad de agua.

Y por lo tanto,

$$S = AH^2C_0 K_{rbr}^2 \text{sen}(\alpha) \text{cos}(\alpha) \quad (5.16)$$

La constante de proporcionalidad A ha sido calculada por diferentes investigadores y para diferentes alturas de onda; la Tabla 5.1 presenta algunos valores de dicho coeficiente.

Tabla 5.1. Valores del coeficiente de proporcionalidad A en las ecuaciones (5.14) y (5.16), (CERC, 1984).

INVESTIGADOR	COEFICIENTE	ALTURA DE LA OLA CARACTERISTICA	OBSERVACIONES
CERC	0.014 0.028	Hs Hrms	Hs = altura significante
Shore Protection Manual (1984)	0.025	Hs	Hrms = altura media cuadrática
Delft University of technology	0.039	Hrms	

Las desventajas de la fórmula del CERC son:

- No da la distribución del transporte en la zona de rompientes.
- No aparece la influencia de la variación del material del fondo, por lo que solo es válida para arenas de 0.2 a 0.5 mm.
- No considera la influencia de la pendiente de la playa. Además, no considera que la energía es una cantidad escalar, no puede ser tratada como vector y por lo tanto no puede tener componentes, aunque de manera práctica se toman las componentes de la dirección del oleaje que si es una cantidad vectorial.
- No están involucrados otros factores, como las corrientes.

2. Fórmula del laboratorio central de hidráulica de Francia. Este formula está desarrollada para calcular el volumen de sedimentos por medio de la siguiente expresión (Frías y Moreno, 1988):

$$Q = H^2 T f(\alpha) t \left(\frac{kg}{C} \right), \quad (5.17)$$

donde:

Q es el volumen de sedimentos transportados (m³);

H es la altura de la ola (m);

T es el período de la ola (s);

α es el ángulo entre la línea de cresta del oleaje y la línea de costa;

t es el tiempo de acción del oleaje;

g es la aceleración de la gravedad;

C es la relación de esbeltez, $C = H/L > 1\%$.

L es longitud de la ola;

$k = 3 \times 10^{-6}$ para arenas de 0.2 mm de diámetro;

$k = 4.5 \times 10^{-6}$ para arenas de 0.3 mm de diámetro;

$k = 1.8 \times 10^{-6} D^{-1/2}$ para arenas más de 0.3 mm de diámetro;

$f(\alpha) = \text{sen}(2\alpha)$.

Entre las otras fórmulas que determinan el transporte litoral es posible mencionar la relacion de Bijker (Delft University of Technology), que toma a la cuenta el efecto combinado del oleaje y la corriente, y la fórmula de J. Larras y R. Bonafille, la cual está derrivada con base en experimentos de laboratorios (Frías y Moreno, 1988).

Cada una de las fórmulas empíricas se ha desarrollada para las condiciones concretas, a veces, las formulas contienen distintos parámetros. Por ejemplo, la formula de CERC (5.16) no depende de los tamaños de granos, fue desarrollada para el rango de tamaños de 0.1 a 1 mm. La fórmula del Laboratorio central de hidráulica de Francia (5.17) toma en cuenta el tamaño de los granos (por medio del coeficiente k), pero no depende de la profundidad. Por eso los resultados de

los cálculos obtenidos por medio de distintas fórmulas varían en un rango suficiente amplio, y pueden ser usados para evaluaciones, no para cálculos exactos. La comparación de los cálculos del flujo realizados con las fórmulas (5.16) y (5.17) se muestra en la Fig.5.7. Es evidente, que la fórmula de CERC (5.16) da los flujos más intensos que la segunda. En la mayoría de casos para comparar las intensidades relativos de transporte de sedimentos en distintos sitios, la exactitud de la fórmula no tiene papel significativo, es importante aplicar la misma fórmula.

5.5. Evaluación del transporte de sedimentos a lo largo de El Mogote.

Con las formulas empíricas y datos obtenidos durante la experimentación se ha evaluado el transporte de sedimentos a lo largo de la barrera arenosa El Mogote de La Paz para algunos parámetros de oleaje.

Para las evaluaciones rapidos y no exactos es posible usar una simplificación de la relación de CERC (5.16), como

$$Q = q l \sin (\alpha) \cos (\alpha),$$

donde Q es el gasto de sedimentos en m³/s;

l es la longitud de la sección considerada;

α es el ángulo de incidencia entre el frente de oleaje y la línea de costa y

$$q = \frac{4 H^2}{(3 \gamma^3)^{1/2} T},$$

donde $\gamma = H/h$, con H es altura de la onda (m) y h es la profundidad del agua (m);

T es periodo promedio de oleaje.

Para las evaluaciones de la intensidad de transporte de sedimentos en la zona costera de la península Baja California Sur se han aplicado las fórmulas (5.16) y (5.17) y resultados promedios de las mediciones de los parámetros de oleaje (Tabla 3.2). La Tabla 5.2 presenta las evaluaciones de los flujos de sedimentos para otras salidas al campo.

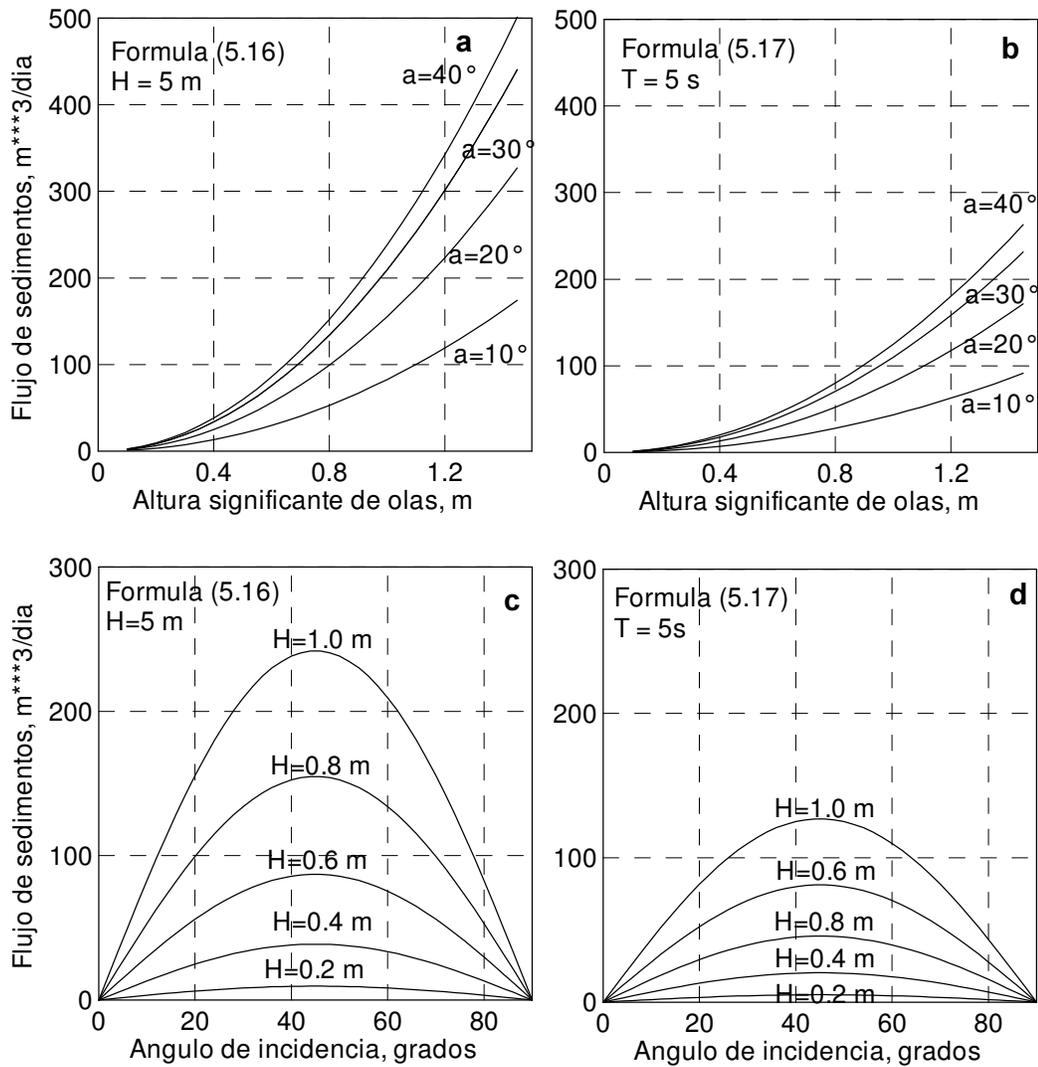


Figura 5.7. La comparación entre flujos de sedimentos calculados, usando las fórmulas (5.16, CERC) y (5.17, Laboratorio central de hidráulica de Francia) para distintos parámetros.

Tabla 5.2. Las evaluaciones de flujos de sedimentos para distintas salidas al campo según el método de CERC.

Estación, lugar	H, m	T, s	α , grad	Dirección del transporte	Flujo de transporte, m ³ /día por 1 m de la línea costera			
					Formula (5.17)			Formula (5.16) h = 5m
					D=0.2m m	D=0.3m m	D=0.5m m	
Nov de 1994, est. P, El Mogote	0.55	4.8	20	Este	23.7	35.6	19.9	47.0
Mar de 1995, est. A El Mogote	0.49	4.3	10	Oeste	9.3	13.9	7.8	19.8
Ago de 1996, est. IV El Mogote	0.13	5.1	25	Oeste	1.6	2.4	1.3	3.2
Feb de 1997, est. J El Mogote	0.46	3.3	25	Este	13.6	20.4	11.4	39.2
Feb 1997 La Palma El Mogote	0.25	5.5	10	Este	3.0	4.5	2.5	5.17
Feb de 1998 El Embudo, las Islotes	0.32	6.0	15	Sur	7.8	11.7	6.5	12.4
Feb de 1998 Canal San Lorenzo	0.51	3.4	30	Norte	18.7	28.0	15.7	54.5
May de 1997 Cabo San Lucas	0.63	8.4	30	Este	73.3	109.9	61.6	83.1
Nov de 1997, Cabo San Lucas	0.59	15.2	20	Oeste	86.4	129.6	72.6	54.1
Feb del 2000 Cabo San Lucas	0.91	11.9	10	Este	85.6	128.4	71.9	68.5
Mar de 1999 El Gaspareño	2.32	18.1	15	Sur	1237.3	1855.9	1039.3	651.0
Ene del 2000 El Gaspareño	1.66	11.3	20	Sur	508.4	762.6	427.0	403.7

El análisis de la Tabla muestra que en el rango de alturas significantes de 0.1 m a 0.8 m la fórmula de CERC (5.16) da valores del flujo más grandes, que la fórmula (5.17), y la diferencia promedio alcanza 60-70%. Pero para las olas grandes (más) que 1.0 m, existe la situación reversa: la fórmula (5.17) muestra valores significativamente más grandes. Los valores máximas del transporte se calcularon en la playa Gaspareño (dos salidas, en marzo de 1999 y en enero de 2000), de 500 m³/día a 1200 m³/día. En análisis no se ha tomado a la cuenta los resultados de la fórmula (5.17) para el tamaño de granos 0.3 mm. Parece que el valor del coeficiente k, que corresponde a éste caso en (Frías y Moreno, 1988) no es óptimo, por que los flujos calculados fueron irrazonablemente grandes.

El transporte de sedimentos calculado para la playa El Mogote se encontró en un rango de 1-2 m³/día a 30-40 m³/día (valores máximos), en la mayoría de casos no alcanzó 20 m³/día. Las direcciones del transporte se registraron en ambos lados a lo largo de la playa: hacia oeste y hacia este, según la dirección del viento.

El rango de variaciones en el flujo de sedimentos en la playa Cabo San Lucas se encontró de 20 a 120 m³/día, variando a lo largo de la costa en dos direcciones (este-oeste). Este resultado es esperable, porque las alturas de olas en éstos registros alcanzaban 2 m y más.

5.6. Obras de protección costera.

Son las que están destinadas a proteger la costa contra la acción erosiva de los fenómenos oceanográficos. Se pueden clasificar de acuerdo con sus características estructurales y sus ubicación con respecto a la playa (CERC, 1984, Frías y Moreno, 1988) .

5.6.1. Estructuras paralelas y perpendiculares a la costa.

Dentro de este tipo de estructuras se encuentran los muros, revestimientos y la estabilización de las dunas. Se colocan en forma paralela a la línea de costa, sobre la parte más alta de la playa, formando diques entre la playa y el mar. Tienen la función de fijar la línea de playa ya que quedan justamente sobre la zona más fácilmente erosionable.

La fijación de la costa se realiza teniendo en cuenta un movimiento de sedimentos que se encuentran frente al dique ya que la ola se refleja, por lo que se tiene un aumento de erosión por las diversas corrientes del oleaje que circulan frente a la estructura. Por lo tanto puede desaparecer la playa frente al dique y la obra quedar inestable. Este tipo de obras debe resistir los impactos de las olas, además es necesario que la ola incidente no la rebase, ya que se pueden producir socavaciones detrás de ella.

Estas estructuras se conocen como espigones y tienen la función de reducir el transporte que se conoce como diente de sierra (espigones cortos) o el transporte que se desplaza a lo largo de la zona activa de la playa y el transportado por la corriente litoral. Los espigones no detienen la erosión causada por las corrientes de retorno ni la causada por las corrientes normales a la costa; por lo general, provocan fuertes erosiones en las extremidades de la estructura.

Como las obras perpendiculares a la playa detienen el transporte litoral, producen una acumulación de sedimentos de un lado y erosión del otro; por lo tanto, es necesario colocar una serie de espigones comenzando por la zona que se localiza aguas abajo en el sentido del transporte dominante. Como regla general, la separación entre espigones debe variar entre 1.5 y 2 veces su longitud, la cual debe ser suficiente para rebasar la zona de máximo transporte, es decir, la línea de rompientes.

En caso de que el oleaje dominante formara un cierto ángulo con respecto a la playa, será conveniente orientar los espigones normalmente a esta dirección, de tal modo que se eviten turbulencias en sus extremidades.

Si no existe una dirección dominante de ataque, los espigones deben ser colocados perpendicularmente a la costa.

5.6.2. Estructuras fuera de la costa.

Las obras colocadas frente a la línea de costa forman un obstáculo a las corrientes normales a esta, susceptibles de erosionar la playa. Si este obstáculo se encuentra emergido, crea entre la playa y el obstáculo una zona de calma relativa donde se puedan depositar los sedimentos. Si las estructuras se colocan muy lejos de la costa, no tienen ningún efecto sobre la playa pero pueden resultar peligrosas para la navegación; si se encuentran colocadas muy cerca de la costa, pueden dar nacimiento a nuevas formaciones de arena entre la costa y la estructura, conocidas como tómbolas.

Capítulo 6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

Estudios experimentales de ondas gravitacionales

Los datos experimentales fueron obtenidos en cinco localidades de la línea costera de la Península de Baja California durante distintas temporadas del año, se han muestreado y tratado más de 1700 series de tiempo de variaciones de nivel y la misma cantidad de corrientes orbitales. A pesar del gran volumen de los registros obtenidos no se puede obtener una característica completa del clima de oleaje en estos sitios, porque para esto es necesario tener los datos climáticos de todos los meses durante por lo menos 10 años de manera continua. Pero con los datos obtenidos es posible evaluar el rango de la energía de oleaje y su distribución por tipos de ondas para las dos estaciones principales (verano e invierno) para los mismos sitios. En muchos casos los datos obtenidos son de utilidad para las tareas del transporte de sedimentos y en problemas relacionados con la ingeniería costera.

El análisis de datos confirma la hipótesis de trabajo: la intensidad de oleaje varía dentro de un intervalo amplio (la altura significativa fue de 10 cm en la playa de El Mogote en la Bahía de La Paz, hasta 2.5 m en la costa del Pacífico, en Punta Gaspareño y Bahía Tortugas).

En la Bahía de La Paz, domina la presencia del oleaje local de viento con las alturas significantes en el verano en el rango de 10 a 30 cm y en invierno en el rango de 40 hasta 80 cm. Con frecuencia el oleaje se desarrolló bajo esfuerzo de brisa. La amplitud del oleaje depende directamente de la dirección del viento; las mayores amplitudes se registraron para los vientos del Norte y Noroeste que dominan en el invierno. En el verano con frecuencia soplan los vientos del sur y sureste, pero en la zona de El Mogote, el oleaje no alcanzó amplitudes grandes (menos de 30 cm) por falta de Fetch. El oleaje distante no llega a la zona somera con amplitudes significantes debido a que es amortiguado por la protección de islas, y se presenta como un proceso aleatorio. El comportamiento de ondas distantes no alcanzó el 20% en ninguna de las series de mediciones. En algunos casos se observó energía de Infragravedad (en Noviembre de 1994, en Marzo de

1995 y en Agosto de 1996). Se ha mostrado que en la parte sur de la Bahía de La Paz cerca de canal entre la Bahía y Ensenada de La Paz pueden desarrollarse las ondas de IG relacionadas con oscilaciones propias resonantes en el canal parecidas a las seiches laterales. También las componentes de frecuencias de infragravedad en esta región fueron relacionadas con la fase de marea, aumentando durante la marea baja.

En la costa del Pacífico de la Península dominó el oleaje distante. En la mayoría de los registros el comportamiento relativo del oleaje distante varió entre 70 y 90 % de toda la energía de oleaje. Según los vientos dominantes del Norte y Noroeste, las ondas de swell llegan de la misma dirección alcanzando amplitudes significantes hasta 2.5 m y periodos significantes hasta 20 s (Punta Gaspareño y Bahía Tortugas). Las componentes de oleaje local de viento se registraron en todas las series de mediciones, con mayor intensidad durante las brisas. Las ondas son agrupadas frecuentemente, lo que mantiene buenas condiciones para el forzamiento de ondas forzadas de IG. El análisis de la transformación de Hilbert (envolvente) confirmó que algunas de estas ondas, principalmente en el rango de 30 s a 120 s, son forzadas por el efecto de agrupación. Se encuentran en algunos casos las ondas de IG en el rango de 2 a 10 min que no cumplen con el criterio de Hilbert. Lo más probable es que son ondas marginales desarrolladas por el efecto de plataforma continental.

La Bahía de San Lucas se caracteriza con la presencia de todos los tipos de oleaje; hay mezcla de swell y de oleaje local. En los registros obtenidos (en la época de otoño – primavera) las alturas significantes alcanzaron 1 m y la dirección dominante del oleaje fue alrededor de suroeste. Parcialmente es posible explicar la complejidad del fenómeno de oleaje por los vientos dominantes y por el efecto de difracción de las olas causada por la topografía de la Bahía San Lucas.

Modelación numérica de oleaje en la Bahía de La Paz.

En general, el modelo SWAN es adecuado para analizar la propagación del oleaje de viento y muestra buena precisión, aunque tiende a subestimar los valores de las alturas de oleaje.

Se estudia el fenómeno en forma muy económica y rápidamente se pueden ver diferentes condiciones de viento en cualquier cuerpo de agua con batimetrías desde muy profundas hasta someras, muy cercanas a la línea de costa.

La desventaja del modelo es que no se puede ver la interacción del swell con el viento (una condición más real) y no se pueden simular las ondas de infragravedad. El uso del espectro JONSWAP como condición inicial en la frontera de la malla produce una buena precisión en los resultados de la modelación numérica.

Se recomienda continuar la experimentación numérica con el SWAN en otros cuerpos de agua como Cabo San Lucas, Bahía Magdalena, Bahía Tortugas, Punta Gaspareño, etc. y con más condiciones de detalle en la modelación, como el uso de mallas anidadas y la interacción con obstáculos.

Evaluación del transporte de sedimentos en las playas.

La complejidad y variabilidad espacio temporal de los procesos de transporte de sedimentos no permite al momento desarrollar modelos matemáticos adecuados para calcular en forma más o menos exacta los flujos de transporte. Lo máximo que un investigador puede hacer ahora es evaluar el transporte mediante mediciones directas o relaciones empíricas.

Las evaluaciones del transporte en algunos puntos de la zona costera de la Península de Baja California Sur, basados en la aplicación de algunas fórmulas empíricas y datos experimentales sobre el régimen de oleaje en la Bahía de La Paz, la Bahía de Cabo San Lucas y Punta Gaspareño en la costa del Pacífico, muestran que la misma intensidad varía en el intervalo desde 1 m³/día hasta 1200 m³/día).

La playa El Mogote en la Bahía de La Paz se caracteriza como una región con poco transporte (con valores desde 1 hasta 40 m³/día, con un promedio menor a 20 m³/día). El oleaje en esta zona es relativamente débil y no puede provocar el intenso transporte de sedimentos.

La región de Cabo San Lucas tiene un impacto de oleaje mucho más fuerte y variable, con una mezcla de tipos de ondas (oleaje local, swells y ondas de IG). Por eso los flujos de sedimentos en la playa de Cabo San Lucas tienen intensidades de 4 a 5 veces más grandes (de 30 m³/día a 100 m³/día).

Los valores máximos de transporte se encontraron en la playa Gaspareño en la costa Pacífica de la Península (de 60-70 m³/día a 1200 m³/día), con valores máximos de 8 a 10 veces más grandes que en Cabo San Lucas). La influencia del oleaje sobre el proceso de transporte en este lugar es máxima por su geometría abierta y por el oleaje distante permanente (las alturas significantes con frecuencia alcanzan valores 2 m y más).

Los estudios del transporte de sedimentos realizados en el presente trabajo no pretenden ser completos y exactos por el volumen limitado de datos y por la falta de la información sedimentológica; sin embargo, se presentan las evaluaciones de los rangos de variabilidad de transporte de sedimentos.

Bibliografía.

1. Abbot M. B. y W. A. Price, (editors). 1994 Coastal, Estuarial and Harbour Engineers' Reference Book, Editorial E. & FN SPON, 725 p.
2. Abreu, M., A. Larraza and E. Thornton, 1992. Nonlinear Transformation of Directional Wave Spectra in Shallow Water. Journal of Geophysical Research, 97(C10): 15579 -15589.
3. Ayllón, T., 1996. Elementos de Meteorología y Climatología. Editorial Trillas. 195 p.
4. Bowen, A. J. y D.A. Huntley, 1984. Waves, Longwaves and Nearshore Morphology. Marine Geology., 60: 1 - 13.
5. Bouws E., H. Gunther, W. Rosenthal y C.L. Vincent, 1985. Similarity of the wind wave spectrum in finite depth water. 1. Spectral Form. Journal of Geophysical Research, 90: 975 - 986.
6. Bowen, J. A. 1971. Edge Waves and Crescentic Bars. Journal of Geophysical Research, 76(36): 8663 - 8671.
7. Bowen J. A. y R. T. Guza, 1978. Edge waves and surf beat. Journal of Geophysical Research, 83(C4): 1913 - 1920.
8. Campos Aranda. D., 1998. Procesos del ciclo hidrológico. Editorial Universidad Autónoma de San Luis Potosí, 388 p.
9. Carter, D.J.T., 1982. Prediction of Wave Height and Period for a Constant Wind Velocity using the Jonswap results. Ocean Engineering, 9(1):17 - 33.
10. Coastal Engineering Research Center, 1984. Shore Protection Manual. Vol I.

U. S. Department of the Army, 148 p.

11. Cook, O.D. y D.S. Gorsline, 1972. Field Observations of Sand Transport by Shoaling Waves. *Marine Geology*. 13(34): 31 - 55.
12. Chamley, H., 1990. *Sedimentology*. Springer-Verlag, 285 p.
13. Davidan I.H., L.I. Lopatukhin y V.A.Rozhkov, 1978. Oleaje de viento como el proceso estadístico. Editorial Hidrometeoizdat, Leningrado, Rusia, 284 p.
14. Davis, R. A. Jr., 1980. Beach and Nearshore Zone. Chapter 6. En: *Coastal Sedimentary Environments*, Springer Verlag, R.A Davis (editor): 379-438.
15. Dean, R. G. and P. S. Eagleson, 1966. *Estuary and Coastline Hydrodynamics*. Editor A. T. Ippen, Mc Graw-Hill, 737 p.
16. Dean R. y R. Dalrymple, 1991. *Water Wave Machanic for Engineers and Scientists*. Editorial World Scientific, 353 p.
17. De Vriend, H. J., 1994. Two - dimensional horizontal and weakly three-dimensional models of sediment transport due to waves and currents. En: *Coastal, estuarial and Harbour Engineer's Reference Book*, M.Abbott y W.Price (editors), editorial E & FN SPON: 215-238.
18. Dingemans, M. W., 1997. *Water Wave Propagation Over Uneven Bottoms. Part 1. Linear Wave Propagation. Advances Series on Ocean Engineering, World Scientific, 13:134-182 p.*
19. Eckart, C., 1951. *Surface Waves on Water of Variable Depth. Report SIO 51-12, Scripps Institute of Oceanography, 147 p.*

20. Elgar S., T. H. C. Herbers, M. Okinhiro, J. Oltman-Shay y R. T. Guza, 1992. Observations of Infragravity Waves. *Journal of Geophysical Research*, 97(C10): 15573 - 15577.
21. Emery J.W. and R.E. Thomson, 1997. *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*. Pergamon, 634 p.
22. Frias, A. y G. Moreno, 1988. *Ingeniería de Costas*. Limusa, México, 339 p.
23. Gallagher, B. 1971. Generation of Surf Beat by Non-linear Wave Interaction, *Journal of Fluid Mechanics*, 49: 1 - 20.
24. Groen, P. 1969. *The Waters of the Sea*. Van Nostran Reinhold Co., 328 p.
25. Guza, R.T. and D.L. Inman, 1975. Edge waves and beach cusps. *Journal of Geophysical Research*, 80(21): 2997 - 3012.
26. Guza, R.T. and E.B. Thornton, 1982. Swash Oscillations on a Natural Beach. *Journal of Geophysical Research*, 87(C1): 483 - 491.
27. Guza, R.T. and E. B. Thornton, 1985. Observations of surf beat. *Journal of Geophysical Research*, 90(C2): 3161 - 3172.
28. Hardisty J., M. Davidson, P. Russell, D.A. Huntley and J.P. Hoad, 1993. Numerical Experiments with Gravity and Infragravity Waves on a Macrotidal Beach Profile. *Journal of Coastal Research*, S1 (15): 198 - 214.
29. Hasselman K., 1968. *Weak interaction theory of ocean waves. En: Basic Developments of Fluid Mechanics*, M. Holt (editor), Academic Press, New York, 2: 117-182.

30. Hasselman, K., T.P. Barnett, E. Bouws, H. Carlson, D.E. Cartwright, K. Enke, J.A. Ewing, H. Gienapp, D.E. Hasselman, P. Kruseman, A. Meerburg, P. Muller, D.J. Olbers, K. Richter, W. Sell and H. Walden, 1973. Measurements of wind-wave growth and swell decay during the joint North Sea wave project (JONSWAP). German Hydrographic Institute Reports, Suppl. A, 8(12), 95 p.
31. Hasselman, S., K. Hasselmann, J.H. Allender, T.P. Barnett., 1985. Computations and Parametrizations of the nonlinear Energy Transfer in a Gravity Spectrum, Part II: Parameterizations of the nonlinear transfer for application in Wave Models. *Journal of Physical Oceanography*, 15 (11):1378 - 1391.
32. Hasselmann, K., 1984. On the non-linear Energy Transfer in a Gravity-Wave Spectrum. Part 1: General Theory. *Journal of Fluid Mechanics*, 12 :250 - 262.
33. Hasselman, K., 1992. On the Spectral Energy Balance and Numerical Prediction of Ocean Waves. En: *Turbulent Fluxes Through the Sea Surface, Wave Dynamics and Prediction*. K. Hasselman (editor), Plenum Press: 531-546.
34. Herbers, T.H.C., Elgar S., Guza R.T., 1994. Infragravity Frequency Motions on the Shelf. Part I: Forced Waves. *Journal of Physical Oceanography*, 24: 917 - 927.
35. Holman, R. A., 1981. Infragravity Energy in the Surf Zone. *Journal of Geophysical Research*, 86(C7): 6442 - 6450.
36. Holthuijsen, L., N. Booij, I. Haagsma and A. Kieftenburg, 2000. SWAN Implementation Manual, Version 40.01 and updates (electronic form). Delft University of Technology, Department of Civil Engineering, disponible en la página WEB: <http://swan.ct..nl/tudelft>

37. Hunt, J.N., and S.K.A. Massoud, 1962. On Mass Transport in Deep Water Waves. *Geofísica Pura E. Applicata*, 53(111):65-76.
38. Huntley D. A., R. T. Guza y E. B. Thornton, 1981. Field observation of surf-beat. *Journal of Geophysical Research*, 86(C7): 6451 - 6466.
39. Huntley, D. A., Davidson, R. Foote and J. Hardisty, 1993. Long Waves and Sediment Movement on Beaches: Recent Observations and Implications for Modeling. *Journal of Coastal Research*, 15: 215 - 229.
40. Johnson, H. K., 1998. On Modeling Wind Waves in Shallow and Fetch Limited areas using the method of Holthuijsen, Booij and Herbers. *Journal of Coastal Research*, 14 (3): 917 – 932.
41. Khandekar, M. L., 1989. Coastal and Estuarial Studies. Operational Analysis and Prediction of Ocean Wind Waves. Springer Verlag, 214 p.
42. Kinsman, B., 1965. Wind Waves. Prentice Hall, 676 p.
43. Komar, P., 1994. Boundary Layer Flow Under Steady Unidirectional Currents. En: *Marine Sediment Transport and Environmental Management*, D. J. Stanley and D. J. P. Swift (editors), John Wiley and Sons: 4-26.
44. Komar, P., 1995. Beach Processes and Sedimentation. Prentice Hall. 543 p.
45. Komen G.J., L.Cavaleri, M.Donelan, K.Hasselmann, S.Hasselmann and P.A.E.M. Jansen, 1994. Dynamics and Modelling of Ocean Waves. Final Report of the WAM group/SCOR, wg 83, Cambridge University Press, 532 p.
46. Lamb, H., 1938. Hydrodynamics. Dover, 458 p

47. Le Blond, P.H. y L.A. Mysak, 1978. Waves in the ocean. Elsevier Scientific Publishing Company, 640 p.

48. Levi, E. 1990. El Agua en la Ciencia. Editorial CONACyT, 326 p.

49. List, J. H. 1992. A Model for the Generation of Two - Dimensional Surf Beat. Journal of Geophysical Research, 97(C4): 5623 - 5635.

50. Longuet-Higgins, M.S., 1953. Mass Transport in Water Waves. Phil. Trans. Royal Society, A245(903): 535-581.

51. Longuet-Higgins, M.S. Resonant interaction between two trains of gravity waves. Journal of Fluid Mechanics, 12: 321-332

52. Longuet-Higgins, M.S. and R. W. Stewart, 1964. Radiation stress in Water Waves: a Physical Discussion, with applications. Deep sea research, 11:529-549.

53. Longuet-Higgins, M.S. 1988. On the Dynamic of steep gravity waves in deep Water. In: Turbulent fluxes through the sea surface, wave dynamics and Prediction, A. Favre y K. Hasselmann (editors), Plenum Press, N.Y. p 199 - 220.

54. Madsen, O.S., Y.-K. Poon and H. Graber, 1988. Spectral Wave Attenuation by Bottom Friction: Experiments. Capítulo 34. En: Coastal Engineering, Volum 2, B. L. Edge (editor), ASCE: 849-857.

55. Mason, D., 1993. On the Nonlinear Coupling between Swell and Wind Waves. Journal of Physical Oceanography, 23: 1249 - 1258.

56. Massel, S.R., 1989. Hydrodynamics of coastal zone. Elsevier, Amsterdam,

336 p.

57. Masselink G., 1995. Group Bound Long Waves as a Source of Infragravity Energy in the Surf Zone. *Continental Shelf Research*, 15(13): 1525 - 1547.
58. Mei, C.C., 1983. *The applied dynamics of ocean surface waves*. Willey, New York, 740 p.
59. Mejía, M. A., Berezowski M., 1996. Generación Numérica de Mallas en Coordenadas Curvilíneas para Cálculo de Flujos a Superficie Libre. *Ingeniería Hidráulica en México*, XI (3):13 - 24.
60. Muir Wood, A. M. 1969. *Coastal Hydraulics*. Gordon and Braech Science Publishers, New York, 181 p.
61. Munk, W. H., 1949. The Solitary Wave Theory and its Applications to Surf Problems. *Annals of New York Academy of Sciences*, 51: 376 -424.
62. Nava Sánchez, E., F. Salinas González, R. Cruz Orozco, S. Rueda Fernández y L Godinez Orta, 1994. Beach Profiles and Gran Sizes on the tip of the Peninsula of Baja California, México. *Investigaciones Marinas, CICIMAR*, 9(1): 25-41.
63. Phillips, O. M., 1977. *The Dynamics of the Upper Ocean*. Cambridge University Press, 335 pp.
64. Pierson W. J., y L. Moskowitz, 1964. A Proposed Spectral Form for Fully Developed Wind Seas Based on the Similarity Theory of S. A. Kitaigorodskii. *Journal of Geophysical Research*, 69(24): 5181 - 5189.

65. Pierson W. J. Jr., G. Neumann and R. W. James, 1967. Observing and Forecasting Ocean Waves. By Means of Wave Spectra and Statistics. Editorial U.S. Naval Oceanographic Office, 284 p.
66. Rabinovich A.B., 1993. Ondas largas de infragravedad en el océano. Editorial Hidrometeoizdat, Sankt-Petersburg, Rusia, 325 p.
67. Rodenhuis, G. S., 1994. Two-dimensional Nearly-horizontal Flow Models. En: Coastal, Estuarial and Harbour Engineers' Reference Book, M. Abbot and W. Price (editores), editorial E. & FN SPON: 129-144 p.
68. Sanford, L. P., 1994. Wave - Forced Resuspension of Upper Chesapeake Bay Muds. *Estuaries*, 17(1B): 148 - 165.
69. Sorensen, R. M. 1995. Basic Wave Mechanic. John Wiley and Sons, 283 p.
70. Sternberg, R. W., 1972. Predicting initial Motion and Bedload Transport of Sediment Particles in the Shallow Marine Environment. Chapter 3. En: Coastal Sedimentary Environments, Springer Verlag, 631 p.
71. *Tucker M.J., 1950. Surf Beats: Sea Waves of 1 to 5 min period. Proceedings of Royal Society, London, A202(1071): 565-573.*
72. Young I.R. y L.A. Verhagen, 1996. The Growth of Fetch Limited Waves in Water of Finite Depth. Part 1. Total Energy and Peak Frequency. In: Coastal Engineering, Elsevier, 29: 47 - 78.
73. *Wiegel, R. L., 1964. Oceanographical Engineering. Prentice Hall, 529 p.*
74. Whitham G.B., 1974. Linear and Nolinear Waves. Willey, New York, 318 p.
75. Z Flores, E., 1998. Geosudcalifornia. Geografía, agua y ciclones. Editorial UABCS, 277 p.

Lista de figuras.

Capítulo 1.

Fig. 1.1 Area de estudio. Con los sitios donde se registró el oleaje .

Fig. 1.2. Mapa de la Bahía de La Paz. Puntos donde se registró el oleaje dentro de la Bahía de La Paz.

Fig. 1.3. Esquema de espectros del estado del mar, según Komar (1995). (a) Mar totalmente desarrollado, (b) Zona de viento local, (c) Oleaje distante (swell).

Fig. 1.4. Modelo espectral JONSWAP. Se muestra la evolución de la energía cuando aumenta la intensidad del viento.

Capítulo 2.

Fig. 2.1. Clasificación de las ondas gravitacionales superficiales en el océano. a) Según Kinsman (1965), b) Según Le Blond y Mysak (1978).

Fig. 2.2. Elementos geométricos de una onda: d es la profundidad del mar, en relación al nivel medio del mar; L es la longitud de la onda; Cresta es el punto máximo de la onda; Valle es el punto mínimo de la onda; H es la altura de la onda; a es la amplitud de la onda; $\eta(x,t)$ elevación del perfil de la superficie del mar, función de la coordenada espacial y del tiempo.

Fig. 2.3. a) Velocidad y aceleración de las órbitas de partículas de agua bajo las ondas. b) Forma de las órbitas en aguas profundas y en aguas someras e intermedias (Frías y Moreno, 1988).

Fig. 2.4. Perfiles de la superficie del mar, dadas por las teorías lineal y no lineal.

Fig. 2.5. Esquema de espectro según Davidan (1978). a) es la zona del pico máximo, c) es la zona del equilibrio energético, y b) es la zona de translación.

Fig. 2.6. Espectro de Pierson- Moskowitz para vientos de 9, 10, 12 y 15 m/s (fórmula 2.26).

Fig. 2.7. Espectro JONSWAP, a) para viento variable y Fetch constante, b) para Viento constante y Fetch variable (fórmula 2.28).

Fig. 2.8. Espectro TMA, a) para viento variable, de 6 a 12 m/s

b) para profundidad variable de 10 , 20 y 40 m (fórmula 2.29).

Fig. 2.9. Esquema ilustrativo de los polinomios de Laguerre de orden 0 a 3 (de arriba por abajo).

Fig. 2.10. Esquema ilustrativo de una onda marginal para $n=3$ (Komar, 1995).

Fig. 2.11. Esquema ilustrativo de un seiche con dos puntos nodales.

Capítulo 3.

Fig. 3.1. Area de estudio. Se tienen registros de oleaje de la Bahía de La Paz, y Cabo San Lucas en el lado del Golfo de California, y en Punta Gaspareño, Bahía Magdalena y Bahía Tortugas en el lado del Océano Pacífico.

Fig. 3.2. Localización de las estaciones de registro de oleaje en la Bahía de La Paz.

Fig. 3.3. Estadística básica. Bahía de La Paz, a) Noviembre de 1994, b) Marzo de 1995.

Fig. 3.4. Espectros tridimensionales. Bahía de La Paz, a) Noviembre de 1994 b) Marzo de 1995.

Fig.3.5. La variabilidad diaria de los parámetros espectrales en noviembre de 1994 (a) y julio de 1996 (b).

Fig. 3.6. Porcentajes de energía de oleaje. Bahía de La Paz, a) Noviembre de 1994, b) Marzo de 1995.

Fig. 3.7. Estadística básica. Bahía de La Paz, a) Estaciones I, III y IV Julio de 1996, b) Estación La Palma, Febrero de 1997.

Fig. 3.8. Espectros tridimensionales. Bahía de La Paz, a) Est. III, Julio de 1996, b) Est. La Palma, Febrero de 1997.

Fig. 3.9. Porcentajes de energía. Bahía de La Paz, a) 29 de Julio al 1 de Agosto de 1996, b) Febrero de 1997.

Fig. 3.10. Estadística básica. Bahía de La Paz, 1998, a) Canal San Lorenzo, b) estación Mechudo.

- Fig. 3.11. Espectros tridimensionales, Bahía de La Paz, a) Est. Canal San Lorenzo, Febrero de 1998, b) Est. Embudo, Febrero de 1998.
- Fig. 3.12. Porcentajes de energía del oleaje. Bahía de La Paz, Febrero 1998, a) Estación El Embudo, b) Estación Canal San Lorenzo.
- Fig. 3.13. Localización del punto de registro de oleaje en Cabo San Lucas (Bahía de San Lucas).
- Fig. 3.14. Estadística básica. Bahía de San Lucas, a) del 11 de Noviembre de 1999, b) del 12 al 13 de Febrero del 2000.
- Fig. 3.15. Espectros tridimensionales. Cabo San Lucas, a) Noviembre de 1999, b) Febrero del 2000.
- Fig. 3.16. Espectros de energía del oleaje, porcentajes distribución direccional y porcentajes de energía, Cabo San Lucas, a) Noviembre de 1999, b) Febrero del 2000.
- Fig. 3.17. Localización del sitio de muestreo en Punta Gaspareño.
- Fig. 3.18. Estadística básica, Punta Gaspareño, del 27 / Marzo al 4 / Abril de 1999.
- Fig. 3.19. Espectros tridimensionales (tiempo-frecuencia), Punta Gaspareño, del 27 / Marzo al 4 / Abril de 1999.
- Fig. 3.20. Espectros bidimensionales, la distribución direccional y el porcentaje de energía, Punta Gaspareño, del 27 / Marzo al 4 / Abril de 1999.
- Fig. 3.21. Estadística básica, Punta Gaspareño, del 27/12/99 al 7/1/2000, a) Profundidad 15 m, b) Profundidad 10 m.
- Fig. 3.22. Espectros de densidad espectral del oleaje en Punta Gaspareño, profundidad 15 m (arriba), profundidad 10 m (abajo).
- Fig. 3.23. Porcentajes de energía, Punta Gaspareño, Diciembre de 1999, a) Profundidad 15 m, b) Profundidad 10 m.
- Fig. 3.24. Localización de los puntos de muestreo de oleaje en la zona de Bahía Magdalena.
- Fig. 3.25. Estadística básica, Bahía Magdalena, a) del 6 al 9 de Abril del 2000, b) del 20 al 23 de Febrero del 2001.

- Fig. 3.26. Espectro tridimensional de variaciones de nivel, Bahía Magdalena, del 21/02/01, 0:00 a 23:00 hr. a) perspectiva, b) plano.
- Fig. 3.27. Espectros de energía de oleaje, distribución direccional y porcentajes de energía, Bahía Magdalena, a) 4 de Abril del 2000, b) 21 de Febrero del 2001.
- Fig. 3.28. Localización de los ológrafos en la zona costera de Bahía Tortugas.
- Fig. 3.29. Estadística básica en Bahía Tortugas, a) del 29 de Nov al 1 de Dic de 1996, b) del 1 al 5 de Mayo de 1998.
- Fig. 3.30. Espectros tridimensionales, Bahía Tortugas, a) Noviembre de 1996, b) Mayo de 1998.
- Fig. 3.31. Espectros de energía del oleaje, distribución direccional y porcentajes de energía en Bahía Tortugas, a) Estación La Pinta, Noviembre de 1996, b) Estación Colifloruda, Mayo de 1998.
- Fig. 3.32. Muestra de agrupamiento del oleaje en los diferentes sitios de muestreo. Se observa la diferencia entre la Bahía de La Paz, (oleaje corto) y los otros sitios (oleaje largo).
- Fig. 3.33. Los registros de las corrientes en las estaciones A y P en la playa de El Mogote, 4:00 – 4:15 a 26 de Julio de 1994.
- Fig.3.34. Espectro de variaciones de nivel en la estación A, playa de El Mogote de la Bahía de La Paz, 1 de agosto de 1996, a las 14 horas. Se ha marcado el intervalo de confianza para nivel de probabilidad de 0.95.
- Fig.3.35. El desarrollo diario del espectro de variaciones de nivel en la estación A en la playa El Mogote 1 de agosto de 1996.
- Fig. 3.36. Espectros de oleaje calculados con la teoría de wavelets. Registros de P. Gaspareño a profundidades de 10 y 15 m.
- Fig.3.37. Espectros de oleaje calculados con la teoría de wavelets. Registros de P. Gaspareño a profundidades de 10 y 15 m (continuación).
- Fig. 3.38. Análisis de ondas IG por la transformación de Hilbert. Se presentan como ejemplo las series: a) B. de La Paz, 23/11/94, de 13:00 a 13:20 hr. b) B. de La Paz, 13/03/95, de 14:00 a 14:20 hr.
- Fig. 3.39. Análisis de ondas IG por la transformación de Hilbert. Se presentan como ejemplo las series: a) C. San Lucas, 10/11/99, de

17:00 a 17:20 hr. b) C. San Lucas, 11/02/00, de 12:00 a 12:20 hr.

Fig. 3.40. Análisis de ondas IG por la transformación de Hilbert. a) P.

Gaspareño,

27/12/99 de 13:00 a 13:20 hrs. b) B. Magdalena, 7/04/01, de 16:00 a
16:20 hrs.

Fig. 3.41. La relación entre las densidades espectrales de las componentes de corriente y la fase de marea en la estación A, El Mogote, 25-28 de julio de 1994.

Capítulo 4.

Fig. 4.1. Mapa de la Bahía de La Paz con la batimetría.

Fig. 4.2. La malla computacional 45x48 para el modelo SWAN.

Fig. 4.3. La ubicación de los puntos de control para calcular los espectros energéticos con el modelo SWAN.

Fig.4.4. Distribución de alturas significantes calculados con el modelo SWAN para un viento de 10 m/s, dirección NW.

Fig. 4.5. Espectros calculados con el modelo SWAN en los puntos de control para un viento de 10 m/s con dirección NW.

Fig.4.6. Distribución de alturas significantes calculadas con el SWAN, para un viento de 10 m/s con dirección N.

Fig. 4.7. Espectros calculados con el modelo SWAN en los puntos de control para el viento de 10 m/s, dirección N.

Fig.4.8. Distribución de alturas significantes calculadas con el SWAN, para un viento de 10 m/s con dirección NE.

Fig. 4.9. Espectros calculados con el modelo SWAN en los puntos de control para el viento de 10 m/s con dirección NE.

Fig.4.10. Distribución de alturas significantes calculadas con el SWAN, para un viento de 10 m/s con dirección S.

Fig. 4.11. Espectros calculados con el modelo SWAN en los puntos de control para el viento de 10 m/s con dirección S.

Fig.4.12. Distribución de alturas significantes calculadas con el SWAN, para un viento de 10 m/s con dirección SE.

Fig. 4.13. Espectros calculados con el modelo SWAN en los puntos de control para el viento de 10 m/s con dirección SE.

Fig.4.14. Distribución de alturas significantes calculadas con el SWAN, para un viento de 10 m/s con dirección SW.

Fig. 4.15. Espectros calculados con el modelo SWAN en los puntos de

control para el viento de 10 m/s con
dirección SW.

Fig.4.16. Distribución de alturas significantes calculadas con el SWAN, para un
viento de 5 m/s con dirección NW.

Fig. 4.17. Espectros calculados con el modelo SWAN en los puntos de
control para el viento de 5 m/s con dirección NW.

Fig.4.18. Distribución de alturas significantes calculadas con el SWAN, para un
viento de 5 m/s con dirección N.

Fig. 4.19. Espectros calculados con el modelo SWAN en los puntos de
control para el viento de 5 m/s con dirección N.

Capítulo 5.

Figura 5.1. Relación entre intensidad de corriente, tamaño de los granos
y consolidación de los granos (diagrama de Hjulstrom, en
Chamley, 1990)

Figura 5.2. Equilibrio de un grano de arena en el fondo del mar. La fuerza F es
proporcional al esfuerzo cortante de la corriente y al área superficial
de la partícula. El balance de las fuerzas gravitacionales (g) y de
flotabilidad (F_f) determina los movimientos verticales.

Figura 5.3. Diagrama de Shields. Esfuerzo cortante crítico (adimensional), eje
vertical contra el número de Reynolds (del libro de Frías y Moreno,
1988) .

Figura 5.4. Movimiento de los granos de sedimentos en el campo de oleaje
cerca de la costa. El movimiento resultante forma el flujo de
sedimentos a lo largo de la costa.

Figura 5.5. Formación de las dunas asimétricas (riple). Esquema – del
libro de Chamley (1990).

Figura 5.6. La comparación de los perfiles batimétricos en la playa El
Mogote, medidos en 1994 y 1995 en la zona de rompientes
en las estaciones A y P con un teodolito.

Figura 5.7. La comparación entre flujos de sedimentos calculados, usando
las formulas (5.16, CERC) y (5.17, Laboratorio central de
hidráulica de Francia) para distintos parámetros.