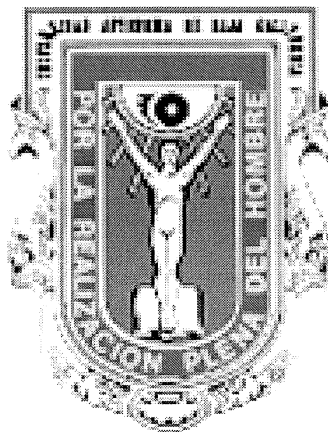


UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA
FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS



Ondas Internas presentes en imágenes de Radar de Apertura
Sintética del Golfo de California: estimación de parámetros
geofísicos.

TESIS
que para obtener el Grado de
MAESTRO EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA
presenta:

DIEGO RACIEL DE DIOS SÁNCHEZ

Ensenada, Baja California, Abril de 2007

RESUMEN

Ondas Internas presentes en imágenes del Radar de Apertura Sintética del Golfo de California: estimación de parámetros geofísicos.

Los paquetes de Ondas Internas (O.I.) presentes en imágenes de Radar de Apertura Sintética (SAR) del Golfo de California (G.C.) se relacionan directamente con importantes procesos biológicos y químicos, sobre todo con transporte vertical de nutrientes hacia las capas superiores de la columna de agua. Se producen en dos zonas principales: los bajos San Esteban y Salsipuedes localizados al sur de las islas San Lorenzo y San Esteban. La intención de este estudio es estimar parámetros de los paquetes de O.I., tales como longitud de onda, velocidad de fase y grupo, amplitud y velocidad superficial asociada, aprovechando la disponibilidad de un conjunto de 8 imágenes de la superficie marina obtenidas mediante el SAR, aplicando dos técnicas de análisis espectral (Fourier-FFT y Wavelet-WT) y un modelo hidrodinámico simple conocido como esquema KdV. También se realizó la comparación de las técnicas FFT y WT para el análisis de los rasgos superficiales de O.I. Se estimaron las longitudes de onda de 28 paquetes de O.I. Lo anterior se hizo mediante cuatro aproximaciones distintas: estimación visual, análisis de Fourier unidimensional (FFT1D), análisis de Fourier bidimensional (FFT2D) y Transformada WT. Se seleccionó un conjunto de 4 paquetes de O.I. de los cuales se obtuvieron longitudes de onda promedio de 650 m y velocidades de propagación de 0.40 a 0.80 m/s. La estimación con FFT1D rindió los valores de mayor variabilidad en todos los casos. La estimación con FFT2D rindió valores con mucho menos variabilidad que FFT1D y muestra adicionalmente la dirección de propagación de los paquetes de O.I. En ambas técnicas (FFT 1D y 2D) se requiere del procesamiento previo de la información para evitar la obtención de rasgos ficticios. La técnica Wavelet proporcionó las estimaciones de menor variabilidad en todos los casos analizados. El esquema KdV rindió velocidades de grupo de 0.51 a 1.08 m/s y velocidades de fase de 0.58 a 1.31 m/s. Se obtuvieron amplitudes aproximadas de 12 a 74m para el solitón principal de un paquete de O.I. El cálculo de la amplitud y velocidad de propagación de los paquetes de O.I. mediante el esquema KdV depende ampliamente de la información oceanográfica con que se alimenta la ecuación; la aplicación simultánea de FFT y WT es conveniente para un cálculo más completo de las dimensiones de las O.I. La estimación de parámetros geofísicos de O.I. sería mucho más precisa si se obtienen datos simultáneos de la columna de agua y de la superficie marina (imágenes SAR) en el Golfo de California, donde dicho fenómeno tiene una gran importancia dinámica y biológica.

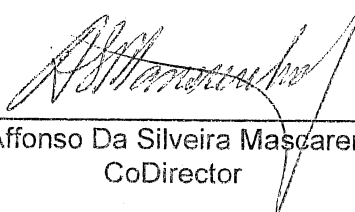
Ondas Internas presentes en imágenes de Radar de Apertura
Sintética del Golfo de California: estimación de parámetros
geofísicos.

TESIS
QUE PRESENTA:
DIEGO RACIEL DE DIOS SÁNCHEZ

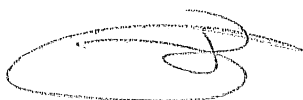
Aprobada por:



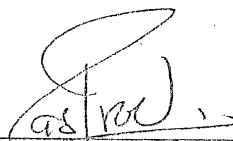
Dr. Asdrubal Martínez Díaz de León
Director



Dr. Affonso Da Silveira Mascarenhas
CoDirector



Dr. Rafael Hernandez Walls
Sinodal propietario



Dr. Rubén Castro Valdez
Sinodal Propietario

DEDICATORIA

Para mi familia:

*A mis padres, que son mi columna vertebral y mi mejor regalo.
Nora, es mi corazón y la fe.
Marco y Antonio son la fuerza y la compañía.
Los más pequeños son la sonrisa y el futuro.*

*“Cuando estuve por primera vez frente al océano, quedé sobrecogido.
Allí, entre dos grandes cerros, se desarrollaba la gran furia del mar.
No solo eran las inmensas olas nevadas que se levantaban a muchos
metros sobre nuestras cabezas, sino un estruendo de corazón colosal,
la palpitación del universo.”*

Pablo Neruda

*What makes a man a man?
The choices he makes...
Not how he start things,
but how he decides to end them*

Para los que ya no están: M† y D†.

AGRADECIMIENTOS

Mi más sincero agradecimiento para los integrantes de mi comité de tesis:

Al Dr. Asdrúbal Martínez por la dirección de este trabajo, por la confianza y paciencia que tuvo durante todo el proceso.

Al Dr. Affonso Da. S. Mascarenhas Jr., por la codirección de este trabajo, por su confianza y apoyo para la comprensión de varios e importantes conceptos relacionados con las Ondas Internas.

Al Dr. Rafael Hernández Walls, por sus valiosas sugerencias y porque sin su ayuda, esta tesis no sería lo que es.

Al Dr. Rubén Castro Valdez: por los comentarios, apoyo, respaldo y confianza para la realización del trabajo y la adquisición del grado.

Al Dr. Francisco Delgadillo Hinojosa, por facilitar la información de CTD utilizada en este trabajo, además de su amistad, amplísima confianza y los valiosos comentarios a lo largo de esta enriquecedora etapa de mi vida.

Al H. personal del departamento de Oceanografía Física del IIO:

Dr. Román Lizarraga Arciniega, por su apoyo y confianza desmesuradas.

Dr. Adán Mejía Trejo, por los comentarios y sugerencias relacionados con el procesamiento de datos y la FFT.

M.C. Luis Felipe Navarro Olache, por los comentarios y sugerencias en cuanto a las imágenes SAR y la ecuación KdV y por toda la literatura facilitada.

M. C. Rafael Blanco Betancourt, por la disposición, el buceo y por su amistad

M.C. Sergio Larios Castillo, por hacer del laboratorio de Oceanografía por satélite un lugar más agradable, también por todos sus comentarios.

O.C. Eduardo Gil Silva, por la experiencia compartida a lo largo de toda la carrera y su invaluable amistad.

Su apoyo durante toda la maestría fue trascendental, pero más importante es la amistad que me brindaron.

Al M.C. Manuel Moreno Mercado, porque siempre estuvo al pendiente de la situación de este trabajo, por su apoyo y por su invaluable amistad.

A mis amigos:

M.C. Jorge M. López Calderón, por sus sugerencias, apoyo y amistad durante toda la carrera. Un excelente investigador.

Dr. Luis M. Enríquez Paredes, por el ejemplo y los consejos.

Dra. Edna Sanchez Castrejón, por su amistad desinteresada y su ayuda.

M.C. Vannesa E. Torres Delgado, por la manipulación de los datos de CTD, la paciencia, su amistad y por las "charlas profesionales".

A Angélica Arce de la FCM y Yolanda Navarrete del IIO, por tenerme tanta paciencia cada vez que acudía en busca de ayuda a sus respectivas oficinas.

Al CONACYT, por la beca patrocinio # 171072 para la realización de este trabajo.

Para todos los mencionados, al igual que para aquellos que por falta de memoria no menciono en este apartado pero que definitivamente forman parte de este esfuerzo, **muchísimas gracias.**

CONTENIDO

SECCIÓN

PÁGINA

PRELIMINARES

Carátula.....	I
Resumen.....	II
Página de Aprobación.....	III
Dedicatoria.....	IV
Agradecimientos.....	V
Tabla de contenido.....	VI
Lista de tablas.....	VIII
Lista de figuras.....	IX

1.-INTRODUCCIÓN.....	1
• Ondas Internas en el Golfo de California.....	5
• Ondas Internas en imágenes SAR.....	9
• Radar de Apertura Sintética.....	13
• Mecanismo de Resonancia Bragg.....	16
2.-ANTECEDENTES.....	19
• Ondas internas por percepción remota.....	23
3.-ECUACIÓN KdV.....	26
4.-OBJETIVOS.....	30
5.-AREA DE ESTUDIO.....	31
6.-METODOLOGÍA.....	35
• Procesamiento de imágenes SAR.....	38
• Ondas Internas en imágenes SAR.....	40
• Analisis espectral.....	40
○ Analisis de Fourier.....	42
○ FFT de perfiles de Ondas Internas – Espectro unidimensional.....	45
○ FFT de subimágenes SAR - Espectro bidimensional.....	45

• Analisis Wavelet (ondículas).....	46
○ Transformada Wavelet discreta.....	48
○ Transformada Wavelet continua.....	48
○ Nivel de Significancia.....	49
7.-RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	51
• Parte I: señales sintéticas.....	51
○ Espectro unidimensional (FFT1D) y Wavelet de señales sintéticas.....	52
○ Espectro direccional de superficies sintéticas (FFT2D).....	58
○ Espectro Wavelet de señales sintéticas aisladas.....	61
• Parte II: paquetes de Ondas Internas.....	64
○ Estimación de longitud de onda.....	66
○ Espectros FFT y Wavelet de paquetes de O.I.....	68
○ Ecuación KdV:parámetros de entrada.....	90
○ Ecuación KdV:solitones.....	95
8.-CONCLUSIONES.....	101
9.-LITERATURA CITADA.....	104
10.-ANEXO.....	107

LISTA DE TABLAS

Tabla	Página
1	15
2	52
3	65
4	67
5	84
6	92
7	92
8	95

LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
1	Diagrama esquemático del desplazamiento de la piconclina, el patrón de rugosidad superficial y la modulación de la intensidad de la imagen de radar, asociados a la evolución de un paquete de O.I. que se desplaza, de izquierda a derecha, a través de una piconclina somera (Tomado de Alpers, W. 1985).....	11
2	Geometría SAR y principales características: H=altura nominal de la plataforma satelital, V=dirección de vuelo, θ = ángulo de inclinación de la señal electromagnética, α = dirección azimutal de desplazamiento del sensor, A= área iluminada por la señal del SAR y d= Ancho de la franja de barrido del pulso emitido por el sensor sobre la superficie.....	13
3	Configuración geométrica del mecanismo de resonancia Bragg: interacción de la señal del radar con la superficie marina (λ_s es la longitud de onda de la señal proveniente de la superficie marina y λ_R es la longitud de onda de la señal del radar).....	17
4	Soliton interno en un fluido con profundidad finita, compuesto por dos capas con alturas y densidades menores en la capa superior ($h_1 \ll h_2$ y $\rho_1 \leq \rho_2$). Las líneas punteadas representan las regiones en las que las partículas de agua tienen velocidades constantes (isotacas). Las flechas representan la magnitud y dirección de las partículas de agua. Se muestra también el soliton superficial asociado a la propagación del soliton interno y la localización hipotética de la corriente superficial provocada por el paso de la onda interna (Tomado de Osborne & Burch, 1980).....	29
5	Batimetría y ubicación geográfica de imagen SAR (Mayo 1997) en la región central del Golfo de California, México. Los contornos corresponden a profundidades que van de 0 a -500m y los asteriscos corresponden a los sitios donde se estimó la frecuencia de estratificación.....	31
6	Imágenes SAR de la región de las islas, en el Golfo de California del día 19 de Mayo de 1997 por el satélite ERS-2. Rasgos de la costa de Sonora en la esquina superior derecha y la Isla Ángel de la Guarda en la región inferior izquierda funcionan como referentes continentales. Se observan al menos 8 paquetes de O.I., marcados con los números 1 a 8, que se propagan a partir de la esquina inferior derecha de la imagen. Las flechas de color blanco indican las distancias entre trenes de ondas. La velocidad de propagación de estos paquetes se presenta en la Tabla 3.....	37

7	Espectros FFT y WT de la serie Y2 el inciso a) corresponde a la serie sintética Y2 (suma de funciones seno); el inciso b indica el espectro FFT unidimensional y el inciso c muestra el espectro Wavelet de dicha serie.....	53
8	Espectros FFT y WT de las series Y3 (función sinusoidal atenuada en longitud de onda). El inciso a) corresponde a la serie sintética Y3; el inciso b) muestra el espectro FFT unidimensional de dicha serie y el inciso c) presenta el espectro WT de la misma función.....	54
9	Espectros FFT y WT de la serie Y5 (función seno atenuada en amplitud y longitud de onda, en valores que son múltiplos de 2^n): inciso a): serie espacial Y1; inciso b):espectro FFT1D respectivo. Inciso c): espectro WT respectivo...	54
10	Superficies sintéticas (izquierda) de las señales Y4 (inciso a).-sinusoide con $\lambda=128$), Y5 (inciso b.-sinusoide atenuado en longitud de onda) y Y6 (inciso c.-sinusoide atenuado en amplitud); los ejes de estas figuras representan distancias (m). Espectros FFT2D (lado derecho).de las series sinteticas correspondientes. Los ejes de estas figuras indican valores de Numero de onda (K_x y K_y), en unidades arbitrarias. Los contornos de color representan el contenido energético de la señal.....	58
11	Inciso a): señal sintética Y9 y espectro WT respectivo (sinusoide aislado con $\lambda=80$ m) Inciso b): Señal sintética Y10 y espectro WT respectivo (señal con tres sinusoides, cada uno con $\lambda=40$ m).....	61
12	Inciso a): Subimagen SAR con fecha 19 de Mayo de 1997, correspondiente al paquete de O.I. No. 2; inciso b):perfil de O.I. extraido de la subimagen SAR. Inciso c) Espectro de Fourier unidimensional correspondiente al perfil de O.I.; inciso d) Espectro direccional de la subimagen SAR. Inciso e) Espectro Wavelet del perfil de O.I.....	69
13	Inciso a): Subimagen SAR con fecha 19 de Mayo de 1997, correspondiente al paquete de O.I. No. 3; inciso b):perfil de O.I. extraido de la subimagen SAR. Inciso c) Espectro de Fourier unidimensional correspondiente al perfil de O.I.; inciso d) Espectro direccional de la subimagen SAR. Inciso e) Espectro Wavelet del perfil de O.I.....	70
14	Inciso a): Subimagen SAR con fecha 28 de Junio de 1999, correspondiente al paquete de O.I. No. 7; inciso b):perfil de O.I. extraido de la subimagen SAR. Inciso c) Espectro de Fourier unidimensional correspondiente al perfil de O.I.; inciso d) Espectro direccional de la subimagen SAR. Inciso e) Espectro Wavelet del perfil de O.I.	71

15	Inciso a): Subimagen SAR con fecha 2 de Agosto de 1999, correspondiente al paquete de O.I. No. 4; inciso b): perfil de O.I. extraído de la subimagen SAR. Inciso c) Espectro de Fourier unidimensional correspondiente al perfil de O.I.; inciso d) Espectro direccional de la subimagen SAR. Inciso e) Espectro Wavelet del perfil de O.I.	72
16	Densidad y Frecuencia de estratificación (N^2) promedio. Las curvas corresponden a principios de verano (Mayo de 2003) y principios de otoño (Agosto-de-2004).....	91
17	Amplitud de onda (arriba) y velocidad superficial (abajo) asociada al solitón modelado con la ecuación KdV. La leyenda en la región derecha de la curva superior (rojo) indica los valores obtenidos para el solitón y la leyenda de la curva inferior (azul) indica los parámetros de entrada para la ecuación. En esta figura los solitones tienen en común el parámetro L , el cual tiene un valor de 300m para los 4 casos.....	98
18	Amplitud de onda (arriba) y velocidad superficial (abajo) asociada al solitón modelado con la ecuación KdV. La leyenda en la región derecha de la curva superior (rojo) indica los valores obtenidos para el solitón y la leyenda en la curva inferior (azul) indica los parámetros de entrada para la ecuación. En esta figura los solitones tienen en común el parámetro L , el cual tiene un valor de 250m para los 4 casos.	99
19	Composición de imágenes SAR con fecha 15 de Marzo de 1999. Los rasgos más importantes son marcados con los incisos A, B y C2 (Paquetes de O.I. difusos).	108
20	Composición de imágenes SAR con fecha 28 de Junio de 1999. Los paquetes de O.I. utilizados se marcan con los números 1 a 7; las flechas indican los transectos utilizados para calcular la velocidad de propagación media de los paquetes.....	109
21	Composición de imágenes SAR con fecha 2 de Agosto de 1999. Los paquetes de O.I. utilizados se marcan con los numeros 1 a 9; las flechas indican los transectos utilizados para calcular la velocidad de propagación media de los paquetes.....	110

1.-INTRODUCCIÓN

Las ondas internas (O.I.) en el océano juegan un papel destacado en muchos de los procesos dinámicos que ocurren en el mar. Su importancia práctica se relaciona con distintos campos de interés para el ser humano, como la navegación submarina, hidroacústica, hidrobiología e hidro-óptica, entre otros (Miropol'Sky, 2001).

El descubrimiento de las O.I., hace más de un siglo, despertó un interés considerable en el hombre por distintas razones. Una de ellas es que representan un sumidero para la energía derivada de la marea barotrópica, ocasionada por el movimiento rotacional terrestre (Wunsch, 1975). El transporte y la disipación de esta energía se dan en la forma de eventos de mezcla intensos y episódicos que bombean nutrientes desde las capas más profundas del océano hacia la superficie, lo que se traduce en brotes considerables de producción primaria, principalmente en la zona costera (Jeans, 1995). Así, el estudio de su apariencia, propagación, periodicidad, no estacionalidad y rompimiento cerca de la costa, entre otros, es un aspecto decisivo para una mejor comprensión de la dinámica del océano (Miropol'Sky, 2001).

Comparadas con las olas superficiales (que son ondas que se propagan en la interfase océano-atmósfera) las O.I. en el océano se propagan en el interior de la columna de agua. Se presentan en los mares de todo el planeta y pueden registrarse en la mayoría de las mediciones que se realizan en la columna de agua. Las O.I. que se propagan en la termoclina son un caso especial, porque se propagan en la interfase de un fluido estratificado que tiene una densidad ligeramente diferente entre las capas que conforman dicho fluido.

Las O.I. no se observan a simple vista, ya que su efecto en la superficie es mínimo, solo ocurren bajo condiciones especiales, como cuando el campo de onda superficial

interactúa con el campo de las ondas internas propiciando la formación de películas o bandas (slicks) que alteran la reflectancia de la superficie del mar. Los parámetros que caracterizan a las O.I. varían dentro de un rango muy amplio: las de baja frecuencia pueden tener longitudes de onda que van de decenas a cientos de kilómetros, velocidades de propagación de varios metros por segundo y amplitudes que pueden alcanzar hasta 100m. Las O.I. de período corto, comprendidas desde 5-10 minutos hasta 2-5 horas, tienen longitudes de cientos de metros a decenas de kilómetros y velocidades de propagación del orden de decenas de centímetros por segundo, con amplitudes del orden de decenas de metros (Mascarenhas, 1996)

Si comparamos las amplitudes de las ondas superficiales (oleaje) con la de las O.I., es evidente que estas últimas pueden alcanzar dimensiones significativamente mayores. Esto se debe a que mientras las ondas de superficie realizan trabajo en contra de la fuerza de gravedad para desplazar la superficie de su posición horizontal, las ondas internas realizan trabajo contra la gravedad reducida, cerca de 1000 veces menor, para desplazar la interfase en la que se propagan.

Las O.I. con periodos mayores a 12.4 hrs. son clasificadas como largas mientras que las que poseen periodo menor a 12.4 Hrs se conocen como ondas cortas; en este sentido, las O.I. con longitudes de onda largas suelen ser sinusoidales, mientras que las O.I. con longitud de onda corta por lo general adquieren formas distintas a la sinusoidal, llegando incluso a propagarse en forma de paquetes de ondas o como ondas solitarias, esto último ocurre sobre todo en aguas someras (Mascarenhas, 1996).

Por otro lado, una vez que los paquetes se propagan hacia regiones menos profundas, las crestas son afectadas por el efecto de refracción, es decir, se alinean de forma paralela a las isobatas, por lo que pueden llegar a disiparse cerca de la línea de costa.

Debido a la naturaleza no lineal las O.I., el transporte neto asociado a su propagación resulta en la transferencia de propiedades químico-biológicas desde mar abierto hacia la zona costera, fenómeno evidente y muy importante cuando rompen las crestas de las O.I.

Las O.I. presentes en el medio marino, específicamente en la columna de agua, han podido ser observadas a través de instrumentos tales como salinómetros, correntímetros y termografos. Se han logrado detectar usando instrumentos acústicos, como los sonares (Ródenas & Garelo, 1997), pero también es posible registrar información de las O.I. a través de su manifestación superficial haciendo uso de los distintos sensores de percepción remota que orbitan el planeta a bordo de plataformas satelitales.

Los sensores remotos constituyen una herramienta de gran utilidad para observar algunas de las características más importantes de la superficie marina, ya que la medición de O.I. en regiones costeras utilizando herramientas o instrumentos convencionales requiere del empleo de técnicas de alta resolución que operen a escala sinóptica, para poder capturar los rápidos y súbitos cambios que suelen manifestar las O.I. (Martínez-Díaz de León, 1998).

En este aspecto, la necesidad de métodos de medición más versátiles, junto con el desarrollo creciente de la tecnología espacial, en particular, de los instrumentos conocidos como radares, han permitido un acelerado desarrollo de distintos métodos cuantitativos de percepción remota para fenómenos como el oleaje, la determinación del nivel del mar, el cálculo de la dirección e intensidad del viento y, en este caso, la detección y análisis de la manifestación superficial de las O.I. (De Dios-Sánchez, 2002).

Los sistemas de percepción remota tienen la ventaja de proveer de una cobertura uniforme sobre los océanos de todo el planeta, mientras que las mediciones “*in situ*” por lo general son caras, escasas y dependen mucho de las condiciones ambientales, sobre todo en las regiones más apartadas del planeta (De Dios-Sánchez, 2002).

Dentro de la creciente variedad de sistemas de percepción remota que permiten identificar la manifestación superficial de las O.I. sobresale el Radar de Apertura Sintética (SAR, por sus siglas en inglés), puesto que genera información de la superficie marina de gran calidad, esto permite observar la distribución espacial de las O.I., su orientación, distancia entre paquetes, así como las características de cada onda dentro de un mismo paquete, prácticamente bajo cualquier condición climática.

En el caso de las O.I. que tienen un origen mareal, puede calcularse la velocidad de propagación de los paquetes de ondas, midiendo, directamente de la imagen, la separación espacial entre ellos; esta estimación puede emplearse para conocer la profundidad de la termoclina o de la interfase en la cual se propagan (Martínez-Díaz de León, 1998).

Ondas Internas en el Golfo de California

Las O.I. de período corto, es decir, que se propagan en forma de paquetes, por lo general lo hacen cerca de la zona costera, después de generarse en el quiebre de la plataforma continental (Rattray, 1960, Osborne & Burch, 1980, Apel & Gonzalez, 1983, Fu & Holt, 1984, Badan-Dangon, 1991, Jeans, 1995, Mascarenhas, 1996).

La situación anterior se manifiesta poderosamente en el Golfo de California ya que es una región con características geomorfológicas tan peculiares, que le permiten ser un punto propicio para la generación de O.I. Las Islas Ángel de la Guarda y Tiburón, específicamente las regiones conocidas como los umbrales San Esteban y Salsipuedes, es donde se da la expresión más intensa de este fenómeno dentro de todo el litoral mexicano.

Justo sobre los umbrales, se presenta una fuerte mezcla vertical, provocada por la propagación de los paquetes de O.I.; esto produce afloramientos subsuperficiales de agua fría rica en nutrientes. La mezcla por corrientes de marea y la existencia de O.I. han sido reconocidas como un ingrediente fundamental del G.C. (Bray, 1988b, Paden, et al., 1991, Filonov & Lavín, 2003).

Uno de los mecanismos específicos propuestos para explicar las bajas temperaturas superficiales en la zona de los umbrales es la mezcla generada por las corrientes de marea vía el rompimiento de O.I. (Paden, et al., 1991, Simpson, et al., 1994, Lavin & Marinone, 2003).

Como se explica más adelante en el texto, el Golfo de California puede dividirse en dos regiones principales: Norte y Sur, caracterizadas por una marcada diferencia en profundidad y régimen mareal. La zona de las islas actúa como una frontera entre estas dos regiones, modificando en gran medida las propiedades dinámicas y químicas de la masa de agua.

Por ser un mar semicerrado, la columna de agua se estratifica la mayor parte del año, siendo máximo este efecto durante la época de verano, presentándose, por lo tanto, una termoclina somera y muy marcada.

Teniendo el escenario anterior, al propagarse la onda de marea dentro del golfo, su interacción con rasgos batimétricos de pendiente abrupta resulta en un forzamiento o excitación de la termoclina en la forma de paquetes intermitentes de O.I., de período corto, propagándose en la interfase de una columna de agua fuertemente estratificada (Filonov & Lavin, 2003).

Dentro de los primeros estudios relacionados con las O.I. en el Golfo de California, *Munk* (1941), reporta observaciones "*in situ*", aunque solo hace mencion de los modos fundamentales de larga escala correspondientes (Fu & Holt, 1984).

Apel & González (1983) realizaron uno de los primeros trabajos en los que se utilizaron imágenes de radar de apertura sintética para la detección de O.I. en las costas de Baja California. Ellos analizan la ocurrencia de paquetes de ondas internas con una separación de 15 a 20 km, generados por el paso de la marea sobre la topografía de la costa Oeste de Baja California. La longitud de las ondas que componen estos paquetes (aproximadamente 300 m) disminuye hacia la parte final del conjunto, lo que indica que las O.I. ahí presentes sufren interacciones no lineales, además de que cada onda dentro del paquete viaja a diferente velocidad.

Fu & Holt (1984) realizaron el primer estudio en la región Norte del Golfo de California. Los autores utilizaron imágenes del SAR a bordo de la plataforma SeaSat para analizar los paquetes de O.I. generados en dos zonas principales: la primera de ellas es la boca en el extremo norte del canal de Ballenas, entre la península de Baja California y la isla Ángel de la Guarda; la segunda zona la conforman los bajos San Esteban y Salsipuedes, al sur de la Isla Tiburón. Ellos encuentran que todas las observaciones se presentaron hacia el norte de los 28°N, justamente donde la onda de marea, dentro de toda la zona de estudio, es máxima. También reportan una evidente relación entre la cantidad de crestas dentro de un paquete de O.I. y la fuerza de la marea local, presentándose el máximo número de crestas durante mareas vivas y el mínimo durante mareas muertas. Los autores utilizan un modelo no lineal para obtener la amplitud de pico a pico de las ondas internas, que fue de

aproximadamente 50 m, con un factor de incertidumbre igual a 2. Además, reportan velocidades promedio cercanas a 1.2 m/s para la mayoría de los paquetes de O.I.

Filonov & Lavín (2003), describen las características de la marea interna en la región de las Islas en el Golfo de California para las épocas de Verano e Invierno, mediante observaciones de temperatura y velocidad de la corriente. Ellos mencionan que parte de la energía de las ondas internas se propaga hacia el noroeste, a lo largo del eje de la cuenca Tiburón en la forma de marea interna con una velocidad de fase de 0.9 m/s. La otra porción de la energía se transforma en paquetes de ondas similares a un solitón con longitudes de onda de 1-2 km y que viajan en la misma dirección que la marea interna pero a través de la termoclina. Los autores sugieren además que las mareas internas muy probablemente interactúan con el giro de meso-escala que domina la circulación en la porción norte del Golfo de California, lo que se traduce en un intercambio de energía y, por lo tanto, en una reducción de la amplitud de las ondas internas.

O.I. en imágenes SAR

Una vez que las O.I. de período corto son generadas, adquieren la forma de paquetes o trenes de ondas solitarias, que tienen una amplitud decreciente, es decir, la longitud de cada onda dentro del paquete disminuye a partir de la primer onda en el sentido de la propagación del conjunto, lo que sugiere que este tipo de ondas son de naturaleza no lineal y dispersiva. La estructura horizontal, aparentemente irregular, de estos paquetes de ondas suele atribuirse al efecto de refracción que sufren en su camino hacia zonas más someras y a interacciones con las corrientes presentes en la zona costera (Alpers, 1985).

Inicialmente, no se contemplaba la posibilidad de poder observar a las O.I. en imágenes SAR; fue sorprendente que las O.I. produjeran rasgos tan marcados y extensos en imágenes de este tipo. Estos rasgos están relacionados exclusivamente con la superficie marina, es decir, son la manifestación en superficie de las O.I. que se propagan en una columna de agua estratificada. La profundidad de penetración de la señal emitida por el radar es sólo una pequeña fracción de su longitud de onda, que es de $\lambda=0.056$ m (Alpers, 1985), lo que hace prácticamente imposible que los rasgos en las imágenes SAR correspondan directamente a los paquetes de O.I.

Por lo anterior, los rasgos que se observan en las imágenes SAR son el resultado de la modulación que ejercen las O.I. sobre las ondas de pequeña longitud que se encuentran en la superficie. Dicha modulación se atribuye a dos mecanismos principales: el primero consiste en la formación de películas superficiales o *slicks* que se acumulan en las zonas de convergencia provocadas por el flujo asociado al viaje o propagación de los paquetes de O.I. Una vez formados, los *slicks* tienen la capacidad de atenuar el oleaje superficial de pequeña escala presente en las zonas de convergencia provocadas por las crestas de las O.I. El

segundo mecanismo se conoce como modulación hidrodinámica (figura 1), que consiste en la compresión y elongación del oleaje superficial de pequeña escala debido a su interacción con la corriente horizontal subsuperficial asociada al movimiento propio de las O.I. (Alpers, 1985).

El primero de estos mecanismos es más frecuente en aguas costeras, donde los *slicks*, ya sean de origen natural o antropogénico, se presentan con mayor frecuencia. Estas películas, inclusive siendo monomoleculares, pueden atenuar fuertemente las ondas superficiales de pequeña longitud, reduciendo consecuentemente la reflectividad de la superficie marina y por lo tanto la retroreflexión de la señal del radar.

Cuando los *slicks* modulan la rugosidad superficial, los rasgos de las O.I. en las imágenes SAR consisten en bandas oscuras sobre un fondo uniforme claro; Sin embargo, en la mayoría de los casos, las observaciones consisten en bandas brillantes y oscuras asociadas a zonas de alta y baja reflectividad, respectivamente, en comparación con el promedio local (ver figura 1). Por lo tanto, la manifestación de los rasgos de O.I. en forma de bandas oscuras y brillantes alternadas es un indicativo de la predominancia del mecanismo de modulación hidrodinámica (Alpers, 1985).

Para el caso de un paquete de O.I. no lineal y de período corto que se propaga a la derecha. La figura 1 muestra el desplazamiento vertical de la termoclina y el patrón de rugosidad superficial asociado al paso de las O.I. Este patrón de rugosidad está formado por conjuntos de bandas adyacentes rugosas y tenues separadas cierta distancia y que poseen una rugosidad local promedio. La imagen SAR del rasgo recién descrito consiste en conjuntos de bandas brillantes y oscuras adyacentes sobre un fondo gris promedio. Las crestas de onda están asociadas a zonas de convergencia en la superficie marina, en estas zonas de

convergencia se concentra el oleaje superficial de pequeña escala. Puesto que se trata de paquetes de ondas no lineales y dispersivos, la banda inicial, asociada a la primer cresta del paquete es la más brillante de todo el conjunto y dicha brillantez disminuye gradualmente hacia la última cresta del paquete en la imagen SAR respectiva, esto ultimo se ilustra en la figura 1, a continuación:

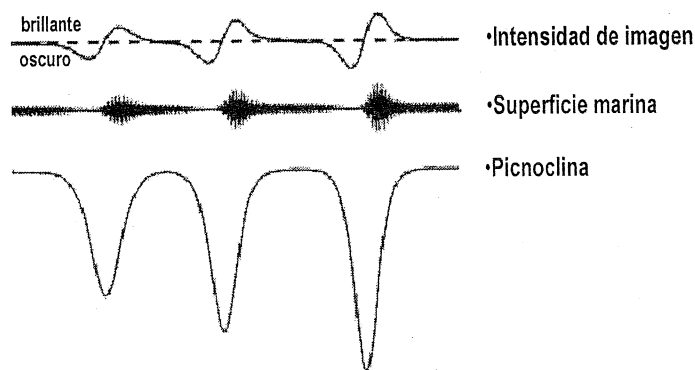


Figura 1.- Diagrama esquemático del desplazamiento de la picnoclina, el patrón de rugosidad superficial y la modulación de la intensidad de la imagen de radar, asociados a la evolución de un paquete de O.I. que se desplaza, de izquierda a derecha, a través de una picnoclina somera (Tomado de Alpers, W. 1985).

En este trabajo se analizó la manifestación superficial de las O.I. observadas en imágenes SAR del Golfo de California, donde los paquetes de O.I. se presentan con gran regularidad. En el presente trabajo se utilizan imágenes SAR que provienen exclusivamente de esa región, pero nuestro análisis puede aplicarse a cualquier sitio que posea O.I. con características similares a las que aquí se muestran.

Dicho análisis consiste en la obtención de parámetros geofísicos que describan las características más importantes de los paquetes de O.I. Lo anterior se logra mediante el empleo de técnicas numéricas de análisis espectral capaces de obtener información de alta

calidad, tales como la transformada de Fourier (FFT) o la transformada de Ondículas (WT). Con estas herramientas pueden determinarse parámetros como la dirección de propagación, período y longitud de las O.I. En este trabajo se aplicaron las transformaciones FFT y Wavelet, sobre señales artificiales y posteriormente sobre la señal de las O.I. presentes en la imagen SAR. Este procedimiento tiene la intención de resaltar las cualidades de cada técnica al compararse simultáneamente sus resultados.

En el siguiente apartado se explica el funcionamiento general del radar de apertura sintética y la interacción de su señal con la superficie marina; esta sección tiene como fin ilustrar el proceso de registro de la señal de las O.I. y la formación de las imágenes SAR.

Posteriormente se presenta el esquema gráfico del modelo de dos capas con el que se describe analíticamente la propagación de las O.I., las líneas de corriente provocadas por cada cresta y el efecto superficial asociado.

La sección de metodología explica cómo fueron procesadas las imágenes SAR y el fundamento de las técnicas FFT y Wavelet, así como su aplicación en las señales sintéticas y en la señal de las O.I.

La sección de resultados y discusión expone las observaciones más importantes de la aplicación de las técnicas FFT y WT sobre las señales sintéticas y de las O.I. En este apartado también se comparan nuestros resultados con los de trabajos previos que están relacionados con las O.I. observadas en nuestra zona de estudio y con las herramientas analíticas empleadas. Este trabajo finaliza presentando las conclusiones más importantes a las que se llegó con nuestra investigación.

Radar de Apertura Sintética

El SAR es un dispositivo tecnológico que opera a bordo del satélite ERS-2 (2nd. European Remote Sensing satellite, por sus siglas en inglés) de la Agencia Espacial Europea. Orbita la tierra a una altura nominal de 785 km. Posee una antena rectangular de 10 m de longitud, que se encuentra orientada en la dirección de vuelo del satélite (dirección acimutal).

Al trasladarse de un lugar a otro, transmite un haz oblicuo de microondas electromagnéticas sobre la superficie terrestre, en dirección perpendicular a su dirección de vuelo (dirección de alcance). El haz “ilumina” la superficie del terreno en un patrón elíptico dadas las características de directividad propias de la antena (Martínez-Díaz-de-León, 1998). La figura 2, a continuación esquematiza el patrón de medición del SAR.

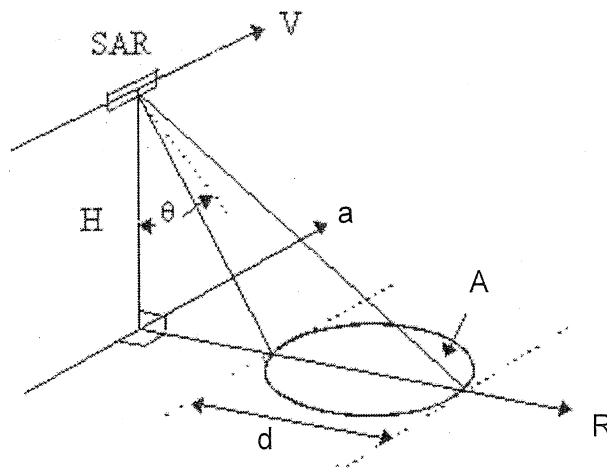


Figura 2.- Geometría SAR y principales características: H=altura nominal de la plataforma satelital, V=dirección de vuelo, θ = ángulo de inclinación de la señal electromagnética, a= dirección azimutal de desplazamiento del sensor, A= área iluminada por la señal del SAR y d= Ancho de la franja de barrido del pulso emitido por el sensor sobre la superficie.

La potencia reflejada al SAR por el patrón de iluminación en la superficie (“footprint” o area iluminada), depende de las características físicas de la superficie. La cantidad de energía reflejada por un objeto se determina mediante el producto entre el área efectiva proyectada hacia el radar y la ganancia del objeto, si es considerado como un emisor de energía en esta misma dirección; este cálculo se conoce como la “sección cruzada del radar” o RCS (“*Radar Cross Section*”, por sus siglas en inglés).

Debido al alto consumo de energía durante su funcionamiento y a ciertas limitaciones técnicas relacionadas con el almacenamiento de datos, el SAR tiene la capacidad de adquirir información de la superficie terrestre durante un máximo de 12 minutos por día, pero puede transmitir información de la superficie terrestre por mucho más tiempo, esto último depende del número de estaciones terrenas receptoras que se encuentren en su línea de vuelo, específicamente por dentro de la franja de barrido (swath) del sensor, que es de 100 km de ancho.

El SAR produce imágenes bidimensionales con una resolución en dirección de alcance, de 26m y de entre 6 y 30m en la dirección acimutal. La imagen se construye a partir de la potencia (amplitud) y el retardo en tiempo (fase) de la señal, lo cual depende principalmente de la rugosidad y las propiedades dieléctricas del terreno, así como de su distancia (alcance) al satélite (Martínez-Díaz-de-León, 1998). A continuación, la tabla 1 presenta los aspectos técnicos más importantes del Radar de Apertura Sintética.

Tabla 1.-Especificaciones técnicas del Radar de apertura sintética que opera a bordo del satellite ERS-2 (Tomado de Torres, 2005)

PARÁMETRO	DESCRIPCIÓN
Altura de vuelo	785 km (nominal)
Frecuencia de Operación	5.3 Ghz. ± 0.2 Mhz.
Longitud de onda	0.056 m (banda C)
Ancho de banda	15.55 Mhz ± 0.01 Mhz
Resolución espacial	<30m, acimutal <26.3m, en alcance
Resolución radiométrica	< 2.5 db en $\sigma^0 = -18$ db
Intervalo dinámico	< 25 db
Franja de barrido	100 Km
Precisión de localización	< 1 Km, acimutal <0.9 Km, en alcance
Dimensión de antena	10m longitud, 1m ancho
Ángulo de incidencia	23° (nominal)
Polarización	Lineal vertical, Tx y Rx
Tiempo máximo de operación	12 minutos
Longitud de pulso transmitido	64 ns. (comprimido)
Tasa de transferencia	105 Mbits/seg.

Mecanismo de Resonancia Bragg

Dado que la señal del SAR incide sobre la superficie marina con un ángulo de inclinación de aproximadamente 23° , es de esperarse que la energía emitida sea reflejada en una dirección contraria a su campo de visión, especialmente en el caso de la reflexión especular de la señal, si esta última incide sobre una superficie completamente plana o lisa, como puede llegar a darse el caso en el océano. Sin embargo, en la realidad, la superficie marina provoca una reflexión difusa (multidireccional) de la señal del radar. La energía que alcanza a retroreflejarse hacia el SAR, lo hace por medio del mecanismo de resonancia Bragg.

La reflexión Bragg consiste en el aprovechamiento del efecto aditivo entre la señal del radar y múltiples estructuras reflectoras sobre la superficie rugosa del mar. Si estas estructuras tienen el tamaño adecuado en comparación con la longitud de onda de la señal emitida por el radar, entrarán en resonancia, provocando ecos que refuerzan la señal de retorno. En el caso contrario, es decir, si las estructuras tienen una longitud de onda muy diferente, se presenta un proceso de interferencia destructivo, que elimina las contribuciones de los distintos reflectores (Martínez-Díaz de León, 1998).

La resonancia o reflexión Bragg (figura 3), ocurre cuando la relación entre las longitudes de onda de las estructuras en la superficie del mar (ondas capilares, oleaje) y la señal del radar es la siguiente:

$$\lambda_s \approx \frac{\lambda_R}{2\sin(\theta)}$$

donde λ_s es la longitud de onda de la señal proveniente de la superficie marina y λ_R es la longitud de onda de la señal del radar.

Explicar la formación de imágenes SAR suponiendo únicamente que las ondas Bragg son el principal mecanismo responsable de la retroreflexión desde la superficie marina hacia el radar daría como resultado que la superficie del mar se observara completamente oscura. Sin embargo, debe tomarse en cuenta que las ondas Bragg son moduladas por olas de período largo; estas últimas son estructuras móviles que modifican la orientación de los reflectores (provocando el aglomeramiento de ondas capilares), lo que podría explicar los patrones observados en las imágenes SAR.

Lo anterior se traduce en la observación de rasgos o patrones complejos en las imágenes de radar, patrones que vuelven difícil cualquier interpretación directa de las mismas (Martínez-Díaz de León, 1998).

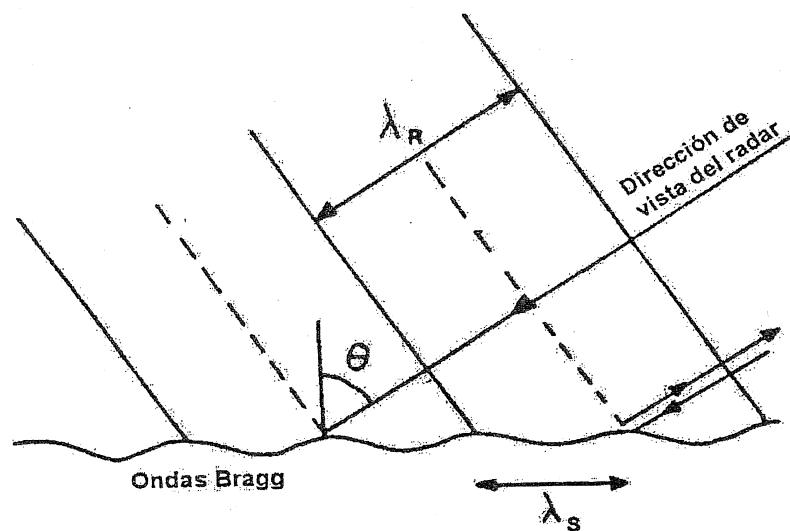


Figura 3.- Configuración geométrica del mecanismo de resonancia Bragg: interacción de la señal del radar con la superficie marina (λ_s es la longitud de onda de la señal proveniente de la superficie marina y λ_R es la longitud de onda de la señal del radar).

El SAR a bordo del satélite ERS-2 es una herramienta de gran utilidad para la detección y monitoreo de una amplia variedad de fenómenos oceánicos y atmosféricos. Por lo tanto, constituye un instrumento crucial para el estudio y modelaje de fenómenos que representan un mecanismo de intercambio energético entre mar abierto y la zona costera. El fenómeno de las O.I. se ubica dentro de una escala espacial extensa, pero su variabilidad temporal no lo es tanto; dicha variabilidad aumenta cuando las O.I. se propagan e interactúan con la zona costera. Actualmente, no han sido explotadas por completo todas las capacidades que el SAR rinde como dispositivo de percepción remota y también debe mencionarse que el estudio de fenómenos con las características de las O.I. sería mucho más completo si las imágenes del SAR son complementadas con estimaciones "*in situ*", especialmente si se trata de observaciones que tienen escalas de variabilidad tan distintas.

2.-ANTECEDENTES

Desde que el hombre se percató de la existencia de O.I. en el océano se han realizado una gran cantidad de estudios con el fin de lograr una mejor comprensión de su generación y comportamiento. Los primeros registros relacionados con las O. I. en el mar se remontan al siglo XIX, cuando los marineros de esa época reportaban “mares hirvientes” o “desgarrones de marea” a su paso por el estrecho de Málaga y el mar de Andamán. Se referían a parches de oleaje superficial, muy localizados, que se extendían grandes distancias (Jeans, 1995).

Las corrientes que acompañaban estos rasgos superficiales, podían desviar de su curso a navíos grandes. La turbulencia que provocaban constituía un riesgo considerable para los botes pequeños. No fue sino hasta 1834 cuando se realizaron los primeros estudios relacionados con las O. I. (Jeans, 1995).

El Ingeniero civil Scott Russell observó lo que posteriormente denominó como una larga elevación solitaria, en el canal que conectaba Edimburgo con Glasgow, Inglaterra. Este rasgo era formado por el tránsito de barcazas dentro de dicho canal y se caracterizaba por desplazarse sin cambio de forma y sin pérdida aparente de velocidad. Russell reprodujo este tipo de ondas en el laboratorio y propuso para ellas un modelo empírico que relacionaba su velocidad, amplitud y la profundidad a la que se desplazaban (Jeans, 1995).

Fridjotf Nansen realizó en 1893 una expedición exploratoria en el Ártico a bordo del buque oceanográfico Fram, reportando la observación del fenómeno conocido como “aguas muertas”. Su colega V. W. Ekman, publicó dicha observación en 1904 (Mascarenhas, 1996)

Kortweg & DeVries (1895) formularon una ecuación para describir ondas de pequeña amplitud en un fluido somero, inviscido e incompresible; las ondas de Boussinesq y Rayleigh eran soluciones especiales para esta ecuación.

Rattray (1960) es el primero en abordar el problema de la generación costera de mareas internas proponiendo un sistema de dos capas en el que relaciona la marea interna con la marea barotrópica. El propone que la solución analítica a su modelo consiste en mareas internas que pueden ser más largas que la marea superficial. Además, en regiones costeras las mareas internas adquieren características de ondas estacionarias, mientras que en mar abierto se comportan como ondas progresivas que viajan hacia mar profundo.

Summers & Emery (1963) detectaron la presencia de O.I. provocadas por flujo de marea en la plataforma continental frente al Sur de California, mediante mediciones de temperatura. Fluctuaciones en las isotermas de hasta 90 pies son muy evidentes y se encontraban distribuidas en un amplio rango de frecuencias, pero siempre alrededor del período semidiurno. Las crestas de estas ondas se alineaban de forma paralela a las isobatas, perdiendo velocidad conforme se aproximaban a la línea costera.

Zabusky & Kruskal (1965) observaron que las ondas reportadas por Summers & Emery mantenían su forma y velocidad después de una colisión por lo que aplicaron el término “solitón” a las ondas que tenían este comportamiento, similar al de una partícula elemental en el campo de la mecánica cuántica.

Cairns (1967) detectó fluctuaciones verticales de la temperatura frente a la costa del Sur de California, que después de haber sido registradas y observadas, revelan la presencia de

O.I. con período similar al de la componente semidiurna de la marea. Estas ondas adquieren amplitudes de hasta 10m una vez que alcanzan aguas costeras someras.

Hasta 1967 la mayoría de las observaciones de O. I. eran de naturaleza estadística, por lo cual Garret & Munk (1971) construyeron un espectro empírico de Energía-Número de onda para las O. I. Este modelo fue ampliamente aceptado como la representación más precisa para situaciones regionales y estacionales promediadas en el océano, pero no da cuenta de movimientos episódicos o muy localizados que suelen presentarse debido a las mismas O. I. (Jeans, 1995).

Barbee et al. (1975) analizan la energía de las ondas internas en la frecuencia semidiurna para comparar con modelos de generación de O.I. en la plataforma continental frente a la Isla de Vancouver, Canada, mediante anclajes de sensores de temperatura y lances de STD, encontrando que la marea interna en ese punto alcanza su amplitud máxima a una profundidad ligeramente mayor que lo predicho por la teoría, lo mismo que la fase, que tuvo una diferencia de 180° . Por esto sugieren que sus observaciones reflejan las condiciones geofísicas del sitio, pero son inadecuadas para una comparación detallada con la teoría existente.

Wunsch (1975) realizó una revisión de la teoría y las observaciones de mareas internas disponibles en la época, resaltando que ambos factores refuerzan la idea de que las mareas internas son generadas por el paso de la marea barotrópica sobre rasgos topográficos característicos, aunque no era posible saber con certeza que factor explicaba mejor la existencia de las O.I. Comenta también que a partir de las observaciones mundiales

disponibles y de las tasas de aporte y pérdida de energía de las mareas internas, puede decirse que contienen del 10 al 50% de la energía de la marea barotrópica.

Baines (1982) encontró que la mejor representación analítica para la marea interna sobre la plataforma continental era el modelo de dos capas, pero sus resultados se vieron mejorados cuando el modelo fue aplicado en aguas profundas, donde la densidad en la capa inferior era función de la profundidad.

Chereskin (1983) observa el mismo tipo de ondas que Haury (1979) en el Bajo Stellwagen en la Bahía de Massachusetts, mencionando que las características topográficas determinan la respuesta del flujo de fluido en la zona. Sus resultados indican que el comportamiento del fenómeno, durante la etapa de vaciante, concuerda bastante bien con los resultados experimentales de Maxworthy (1979) y consisten en la formación de una depresión en la termoclina propagándose fuera de la bahía a partir del Bajo Stellwagen. Cuando la marea cambia de dirección, sugiere que el frente de dicha depresión se desintegra generando un paquete de ondas que se propaga (en la etapa de llenante) hacia la bahía.

Holloway y Merrifield, (1999) abordan el problema de la generación de O.I. a partir del forzamiento de la marea sobre rasgos topográficos con pendiente abrupta. Utilizan un modelo tridimensional, hidrostático y no lineal (Princeton Ocean Model) aplicado en rasgos tales como montes submarinos, cordilleras e Islas. Sus resultados indican que cada rasgo topográfico produce una onda interna caracterizada por señales que se alejan del rasgo en la forma de pulsos que siguen trayectorias típicas de O.I., además de que la potencia de las señales depende mucho de la forma del obstáculo. Entonces, para montes submarinos simétricos e islas, el flujo barotrópico tiende a rodear el rasgo, produciendo una débil marea

interna. Cuando el flujo es sobre una cordillera, es forzado a cruzar las isóbatas, lo que resulta en una marea interna muy energética. De esta forma, el grado en el que la topografía dirija o determine la dirección del flujo barotrópico de manera perpendicular a las isóbatas resultará en señales de marea interna cada vez más potentes.

Ondas Internas por percepción remota

Se ha mencionado ya que la presencia de O. I. puede inferirse a partir de estimaciones por percepción remota de la superficie del océano, debido a la modulación que las O.I. ejercen sobre la superficie marina, ya sea a través del establecimiento de patrones particulares de oleaje superficial (mecanismo hidrodinámico), o concentrando aceites vegetales o detritus (slicks) que modifican la reflectividad de la superficie del mar. Otro enfoque para la detección y análisis de O.I., ahora en la columna de agua, consiste en el empleo de instrumentos acústicos. Estos dispositivos permiten inferir las características de las O.I. a partir de la oscilación vertical que provocan en distintas propiedades de la columna de agua, tales como la salinidad, temperatura o las aglomeraciones de organismos plantónicos.

Distintos estudios han sacado provecho del uso de dispositivos acústicos, tal es el caso de Haury, et al., (1979), quienes analizan paquetes de O.I. en la Bahía de Massachusetts producidos en la forma de ondas de Lee formadas durante la vaciante (reflujo) de la bahía. Esto ocurre sobre un banco submarino de tamaño considerable. En su estudio se utilizaron instrumentos acústicos de alta frecuencia (sensores remotos) para detectar la propagación de las O.I. Las observaciones demostraron que los paquetes de ondas se propagan hacia dentro de la bahía cuando la marea cambia de sentido y se adaptan bastante bien al modelo

conceptual propuesto por Maxworthy (1979) para ondulaciones generadas por el desbalance entre la dispersión y los efectos no lineales que sufre la onda de marea cuando interactúa con la topografía.

Uno de los aspectos de mayor importancia de las O. I. es que sirven como un importante medio de transferencia de energía desde mar profundo hacia la zona costera. En este sentido, Mascarenhas, et. al., (1979), determinaron la cantidad de calor contenido en la capa de mezcla a partir de algunos paquetes de ondas internas presentes en imágenes Landsat de la costa de Nueva Inglaterra. Sus resultados indican que el contenido de calor en la “capa de mezcla” es menor comparado con cálculos basados en observaciones “*in situ*”. Esto lo atribuyen a que las ondas presentes en las imágenes Landsat se propagaron en la zona cuando la profundidad de la capa de mezcla era un mínimo durante un período de marea, mientras que la información “*in situ*” contiene contaminación por la influencia de ondas internas generadas en un tiempo desconocido.

Trevorrow (1998), observó paquetes de ondas en la costa de Oregon mediante una ecosonda invertida y un arreglo de termistores, encontrando que los desplazamientos verticales de la picnoclina se ajustan a un perfil del tipo secante cuadrada, derivado de la aproximación de Korteweg-De Vries; estos desplazamientos presentan amplitudes típicas de 5 a 14 m, velocidades de propagación de 0.4 a 0.6 m/s y una permanencia o duración de 100 a 200 s. Acústicamente detecta desplazamientos en la picnoclina que van de 5 a 22 m, aprovechando la reflexión provocada por la distribución vertical de las poblaciones de zooplancton, que sirven como trazadores de movimientos en la columna de agua.

Liu et. al. (1998) realizaron un análisis del campo de ondas internas en los mares Sur y Este de China, usando imágenes SAR y un modelo dinámico para comparar las observaciones con sus resultados. Ellos encuentran que una vez generada la marea interna, los paquetes de solitones se desintegran en la forma de ondas dispersivas conforme se aproximan a la costa. También realizan un análisis de la importancia de la disipación de las ondas internas en la zona costera.

Changbao, et. al. (1999), realizan una comparación de dos métodos de filtrado de imágenes SAR para la obtención de información de las O. I: y su manifestación en la superficie. En este análisis se obtienen longitudes de onda promedio para dichos rasgos superficiales. Además, resaltan la preponderancia de la técnica Wavelet sobre la tradicional descomposición de Fourier (FFT), para el caso de rasgos no periódicos y no estacionarios en un análisis dimensional, como lo es la señal superficial de las O. I.

Esquivel-Traba (2004) realizó un estudio empleando la Transformada Wavelet y Radon para mejorar la visualización de ondas superficiales o internas en imágenes SAR, resaltando la utilidad de dichas técnicas para la detección de fenómenos marinos.

3.-ECUACIÓN KdV

Un método ampliamente utilizado para determinar las características de una Onda Interna que se propaga en la interfase de un oceano estratificado es la descripción teorica realizada por Korteweg y De Vries en 1895, quienes aproximaron las ecuaciones de Navier-Stokes para ondas de pequeña amplitud en un canal somero (Osborne & Burch, 1980). Este esquema se conoce como la ecuación KdV.

Los paquetes de O.I. observados en imágenes SAR pueden ser aproximados mediante la ecuación KdV de primer orden. Una de las soluciones especiales para este esquema establece que las O.I. oceanicas tienen una forma similar a solitones (depresiones o crestas) que se desplazan a través de una interfase (termo o picnoclina) presente en la columna de agua (ver figura 4) (Jeans, 1995, Osborne & Burch, 1980, Fu & Holt, 1984).

En un océano ideal compuesto por dos capas superpuestas de fluido, una O.I. puede describirse mediante:

$$A_t + C_0 A_x + \alpha A A_x + \beta A_{xxx} = 0$$

Donde los subindices indican diferenciación con respecto a la distancia "x" y el tiempo "t".

C_0 es la velocidad de fase de la onda lineal asociada y está dada por:

$$C_0^2 = \frac{g(\rho_2 - \rho_1)h_1h_2}{\rho_2h_1 + \rho_1h_2}$$

En esta relación, “ h ” es la profundidad de la columna de agua y “ g ” es la aceleración de la gravedad. $A(x,t)$ representa el desplazamiento de la interfase entre las dos capas de fluido; se asume que la capa superior cuenta con una profundidad h_1 y densidad ρ_1 mientras que la capa inferior cuenta con una profundidad h_2 y densidad ρ_2 .

Los coeficientes α y β dentro de la ecuación pueden calcularse usando las siguientes expresiones::

$$\alpha = \frac{3C_0}{2h_1h_2} \frac{\rho_2h_1^2 - \rho_1h_2^2}{\rho_2h_1 + \rho_1h_2}$$

$$\beta = \frac{C_0h_1h_2}{6} \frac{\rho_1h_1 + \rho_2h_2}{\rho_2h_1 + \rho_1h_2}$$

Así mismo, se asume que $\rho \approx \rho_1 \approx \rho_2$ lo que generalmente es cierto en el océano, donde las diferencias de densidad se deben principalmente a variaciones de temperatura y salinidad (<http://marsais.nersc.no>).

Un punto clave para la mejor comprensión de la ecuación KdV es la competencia que existe entre el término no lineal, $\alpha A A_x$ y el término dispersivo, βA_{xxx} . Bajo condiciones especiales se llega a presentar un balance entre ambos términos, lo que resulta en la

generación de un perfil de configuración estable, conocido como “onda solitaria” o “solitón” que tiene la siguiente forma analítica (Osborne & Burch, 1980):

$$A = A_0 \left[\cosh \left(\frac{x - C_i t}{L} \right) \right]^{-2}$$

donde

$$A_0 = \frac{12\beta}{\alpha L^2},$$

$$C_i = C_0 + \frac{4\beta}{L^2},$$

$$L = \sqrt{\frac{12\beta}{A_0 \alpha}}$$

A_0 es la amplitud máxima de la onda solitaria, C es su velocidad de fase y L es su longitud característica.

La velocidad horizontal de la corriente superficial asociada a la propagación del soliton principal en un determinado paquete de O.I. esta dada por:

$$v(x, t) = \frac{-C_i A(x, t)}{h_1 - A(x, t)}$$

En este esquema se da por hecho que la capa superior es mucho más delgada que la capa inferior, es decir, $h_1 \ll h_2$, lo que resulta en la formación de Solitones con máxima amplitud hacia la parte profunda de la columna de agua, es decir, se presentan depresiones o hundimientos de la interfase del fluido (<http://marsais.nersc.no>).

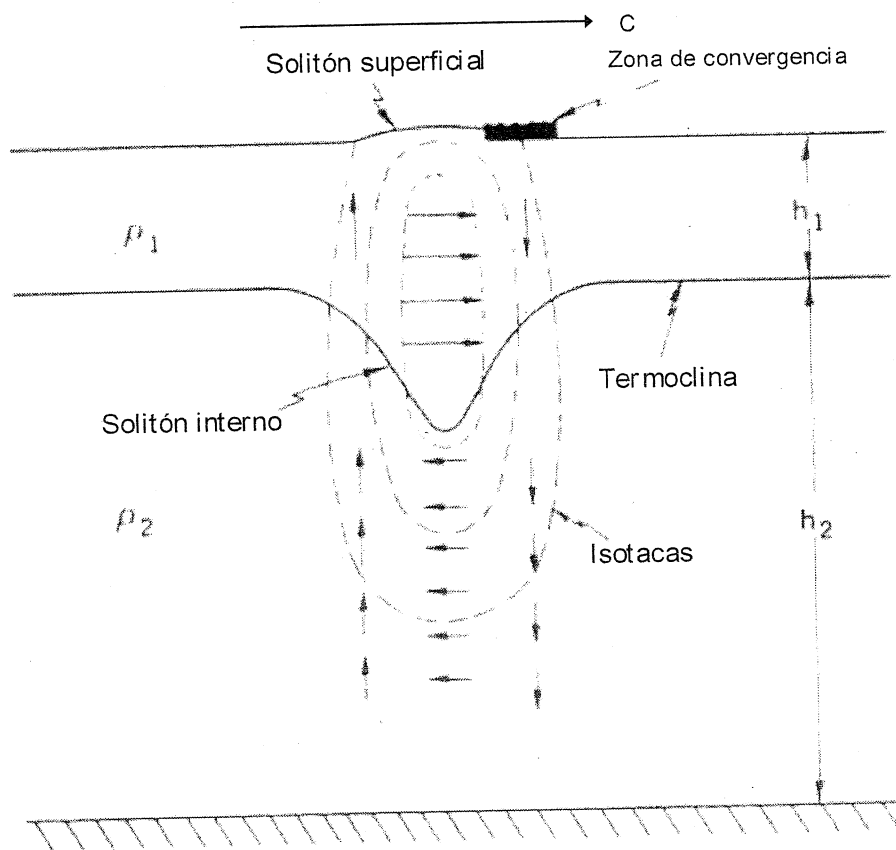


Figura 4.- Solitón interno en un fluido con profundidad finita, compuesto por dos capas con alturas y densidades menores en la capa superior ($h_1 \ll h_2$ y $\rho_1 \leq \rho_2$). Las líneas punteadas representan las regiones en las que las partículas de agua tienen velocidades constantes (isotacas). Las flechas representan la magnitud y dirección de las partículas de agua. Se muestra también el solitón superficial asociado a la propagación del solitón interno y la localización hipotética de la corriente superficial provocada por el paso de la onda interna (Tomado de Osborne & Burch, 1980).

4.-OBJETIVOS

OBJETIVOS GENERALES

- Analizar los paquetes de O. I. de corto período presentes en la zona de los umbrales en la región central del Golfo de California, a partir de la serie de imágenes generadas por el radar de apertura sintética a bordo del satélite europeo ERS-2.
- Obtener, mediante el procesamiento y análisis de las imágenes SAR, parámetros descriptivos de los paquetes de Ondas Internas tales como longitud de Onda, velocidad de grupo y dirección de propagación, utilizando dos técnicas de análisis distintas (Transformada de Fourier y Transformada Wavelet) y un modelo hidrodinámico sencillo conocido como ecuación KdV.

OBJETIVOS PARTICULARES

- Identificar las ventajas y desventajas del uso de las técnicas Wavelet y FFT para la detección y caracterización de O.I. a partir del análisis de imágenes SAR.
- Calcular la velocidad de fase, amplitud y velocidad superficial horizontal asociada del solitón principal de un paquete de O.I. aproximado mediante la ecuación KdV.

5.- AREA DE ESTUDIO

El Golfo de California (G.C.) es un mar semicerrado que limita al oeste con la península de Baja California y al este con los estados mexicanos de Sonora y Sinaloa. En su extremo más norteño se localiza la población pesquera de San Felipe y en el extremo Sur se conecta con el Océano Pacífico.

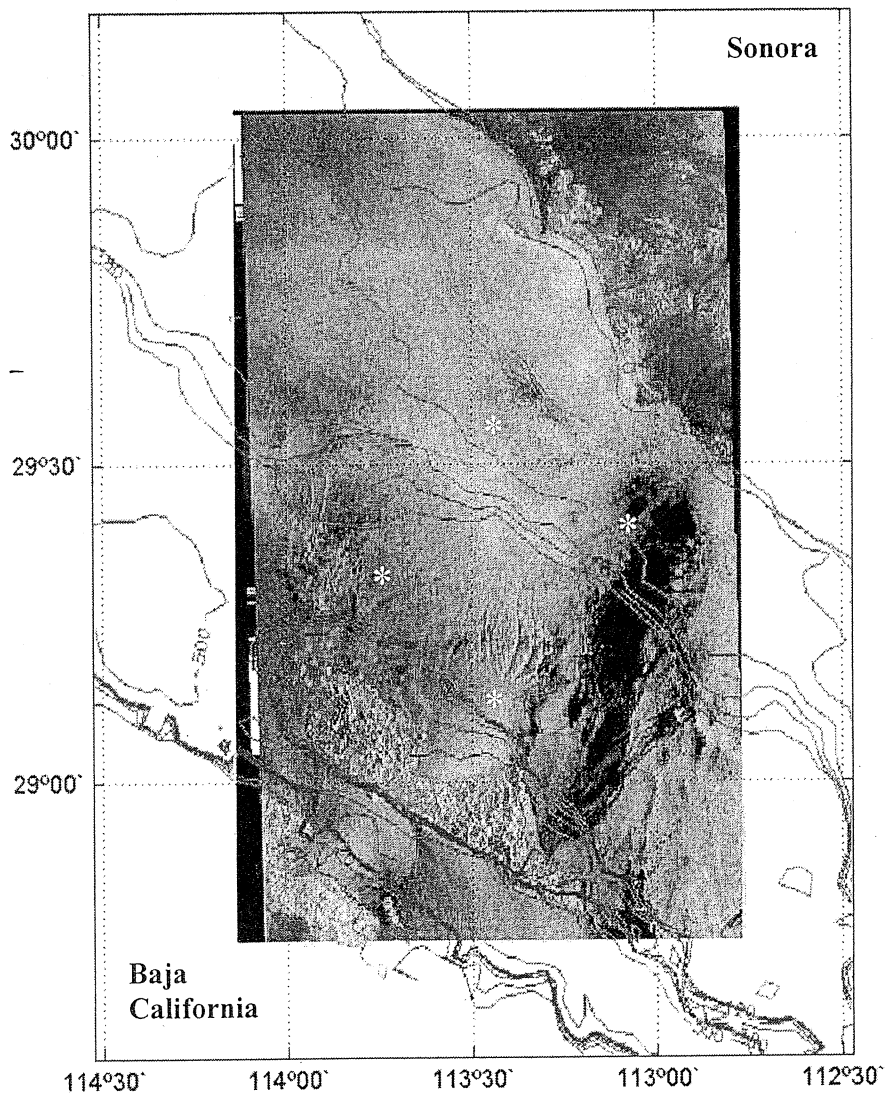


Figura 5.- Batimetría y ubicación geográfica de imagen SAR (Mayo 1997) en la región central del Golfo de California, México. Los contornos corresponden a profundidades que van de 0 a -500m y los asteriscos corresponden a los sitios donde se estimó la frecuencia de estratificación

El G.C. cuenta con aproximadamente 150 km de ancho y 1500 km de largo. Debido a la presencia de un archipiélago (~28-29° N) que contiene umbrales (bajos), canales, cuencas e islas de diferentes tamaños que reducen la sección transversal efectiva a $2.25 \times 10^6 \text{ m}^2$ y, por lo tanto, la comunicación de la boca a la cabeza.

Puede ser dividido en cuatro regiones o provincias principales: la región que conecta directamente con el océano Pacífico, conocida como Boca; la parte Sur (~23° N), que comprende justo después de la boca a la región de las Islas y que alcanza, en determinadas zonas, más de 3000 m de profundidad; cuenta con plataformas angostas, además de rangos y flujos mareales con intensidad moderada. En contraste, la región Norte, comienza justo después de la zona de las Islas y hasta la cabeza, consiste en una plataforma continental con menos de 200m de profundidad en el 75% de su área total (Badan-Dangon, et al., 1991, Marinone, et al. 2003).

La región de las islas es un archipiélago que está conformado por dos islas de gran tamaño: Isla Ángel de la Guarda e Isla Tiburón y por varias islas pequeñas entre las que sobresalen San Esteban y San Lorenzo. La circulación de todo el G.C. es afectada directamente por los procesos que ocurren en la serie de canales que forman estas islas. Cada uno de estos canales tiene aproximadamente 15 km de ancho y se encuentran entre San Lorenzo, San Esteban e isla Tiburón (Badan-Dangon, 1991). Toda la región representa la mitad del territorio isleño nacional y en ella se concentra una enorme riqueza biológica y ecológica de gran importancia para el país.

Oceanográficamente hablando, el Golfo de California es de sumo interés porque posee características dinámicas muy particulares, como ser uno de los pocos lugares en el mundo donde la estratificación profunda es afectada directamente por la mezcla por marea, lo que resulta en la formación de saltos hidráulicos internos sobre los umbrales localizados en los canales de Ballenas y Salsipuedes y también entre las islas San Esteban y San Lorenzo (Paden, et al., 1993; Filonov, et al., 2003; Marinone, et al. 2003, Lopez, et al., 2006).

Las escalas de variabilidad más importantes son la escala mareal (diurna, semidiurna y catorcenal) y la escala estacional (anual y semianual). La marea en el golfo se encuentra en co-oscilación con el océano Pacífico; sus constituyentes semidiurnos son casi resonantes, con amplitudes en la cabeza que son cuatro veces más grandes que en la boca (Marinone, et al. 2003).

La cuenca se encuentra sujeta a cierto nivel de forzamiento atmosférico. Exceptuando la parte sur, el Golfo de California está rodeado por rasgos topográficos de considerable elevación. El lado oeste de la península cuenta con una cadena montañosa continua que alcanza altitudes de aproximadamente 700 a 1000 m; esto provoca que la cuenca se encuentre moderadamente aislada de la influencia fría del Océano Pacífico, lo que le confiere rangos de temperatura subsuperficial cercanos a los 20° C durante todo el año. En la dirección Este y Norte, las elevaciones de la Sierra Madre Occidental exceden los 1500 m de altitud. Hacia el noroeste, el golfo se extiende hasta el desierto de Sonora, región que se subdivide naturalmente por el valle del río Colorado y que incluye porciones del Noroeste de México, Suroeste de Arizona y el sureste de California (Badan-Dangon et al., 1991b).

El flujo de viento por debajo de los 800 m es canalizado a lo largo del eje longitudinal de la cuenca y es expuesto a la influencia directa del oceano unicamente en la parte sur de la misma. En este sentido, durante el Verano, el viento proviene predominantemente del sureste, inyectando aire tibio y humedo a la región. El resto del año el viento proviene de la zona costera profunda de Estados Unidos (Roden, 1964; Badan-Dangon et al., 1991b).

Recapitulando, el GC. cuenta con características dinámicas y morfológicas que le vuelven una zona excelente para generación de O.I. Los aspectos más importantes en este sentido son su configuración batimétrica y la estratificación estacional de la columna de agua. En cuanto a la alta productividad primaria observada en la zona, las O.I. contribuyen de manera particular con la preservacion de esta característica.

6.-METODOLOGÍA

Esta sección expone las etapas en las que se procesaron y analizaron los paquetes de O.I. La sección consta de dos apartados principales: por un lado el procesamiento de las imágenes SAR y la obtención de espectros FFT y Wt y, por otro, la aproximación de un solitón interno mediante el uso de la ecuación KdV.

La primera parte comprende la extracción de la señal de O.I. en resolución completa, el cálculo directo de la velocidad de propagación de los paquetes de O.I. (a partir de la imagen SAR) y el análisis de señales sintéticas con características similares a las de los paquetes de O.I. junto con el análisis FFT y Wavelet de la señal de las O.I.

La segunda parte comprende una sección donde se explica la forma en que se calculó la frecuencia de estratificación o de "*Brunt-Väisälä*", que es necesaria para obtener una primera aproximación de la profundidad de la termoclina y de la densidad de las capas de fluido empleadas en la ecuación KdV.

Para entender mejor los resultados que rinden las Transformadas de Fourier y Wavelet, inicialmente se explica el fundamento de cada una de estas herramientas. A manera de preámbulo, se realizó una serie de ejercicios con señales sinusoidales sintéticas. Estas señales fueron diseñadas de tal forma que mostraran con claridad los aspectos más relevantes de cada técnica, es decir, se llevó a cabo el análisis de Fourier y Wavelet con funciones que presentaban dimensiones conocidas, cambios súbitos pero controlados en zonas específicas o variaciones lineales en su magnitud.

Se hizo lo anterior para saber con antelación cómo sería la respuesta de cada técnica a señales con un mayor nivel de complejidad, como el caso de la señal correspondiente a las O.I. en las imágenes SAR. En el caso de la FFT 2D el ejercicio se llevó a cabo con superficies compuestas por ondas sinusoidales que tenían variaciones similares de amplitud y longitud.

Posteriormente, se procedió a analizar la información de O.I. presente en las imágenes del radar. La manifestación superficial de las O.I. en el Golfo de California fue detectada utilizando composiciones o arreglos de 8 imágenes SAR que provienen de la región de las grandes islas (Tiburón y Ángel de la Guarda), aproximadamente de los 28 a los 31° de latitud Norte, en la parte central del golfo. Una sola imagen SAR tiene un tamaño aproximado de 8000 x 8024 píxeles. El tamaño de cada píxel es de 12.5x12.5 m, por lo que cada imagen proporciona una cobertura espacial en el terreno de 100,000 x 100,000 m.

Las imágenes corresponden a las fechas 19 de mayo de 1997 (figura 6), 15 de Marzo, 28 de Junio y 2 de Agosto de 1999. Para cada fecha se cuenta con dos posiciones geográficas. La posición geográfica de la imagen 1 tiene su centro en el punto N30.282, W112.974 y la imagen 2 está centrada en el punto N29.391, W113.190. La figura 6 ilustra el par de imágenes correspondientes al 19 de Mayo de 1997.

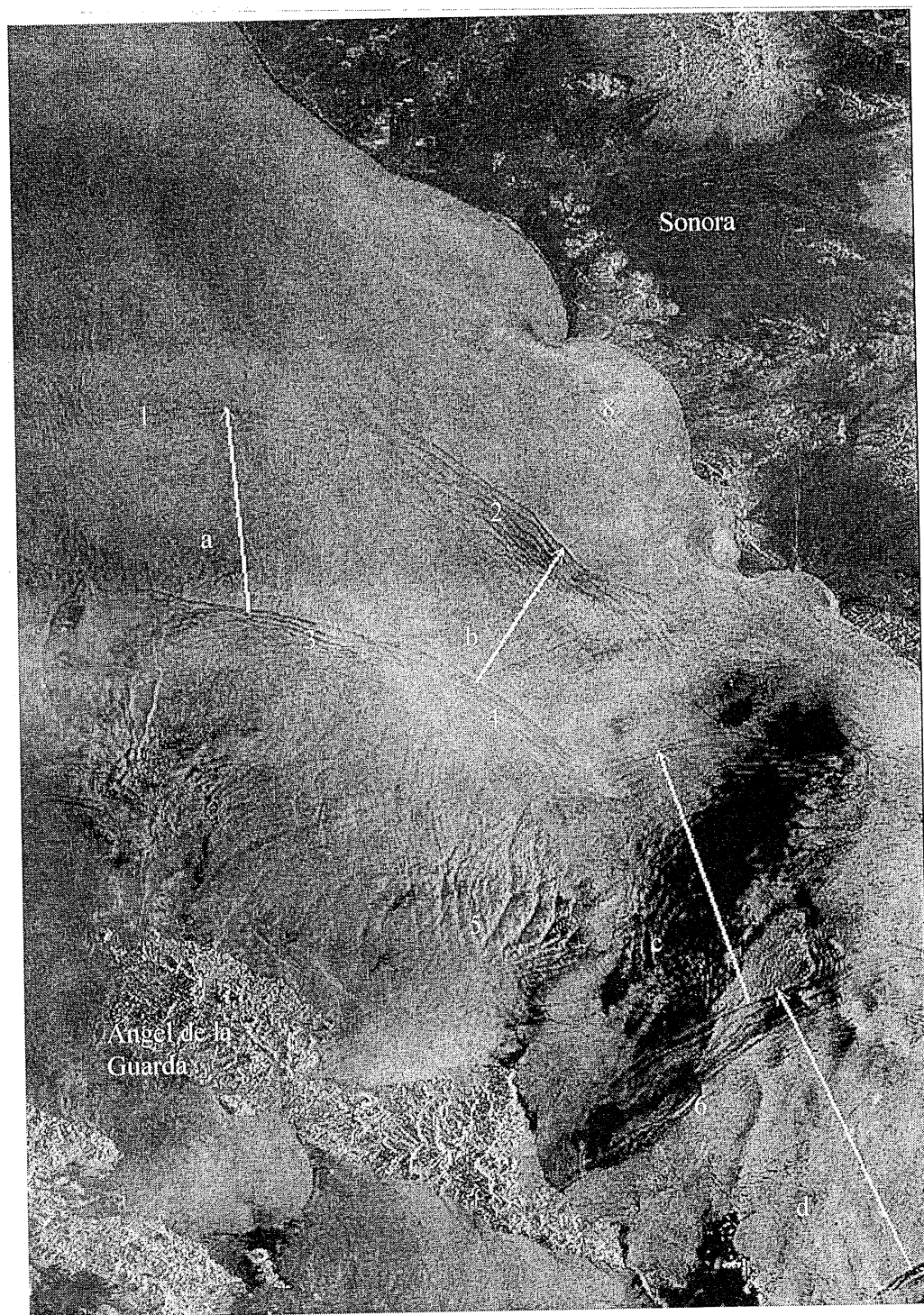


Figura 6.- Imágenes SAR de la región de las islas, en el Golfo de California del día 19 de Mayo de 1997 por el satélite ERS-2. Rasgos de la costa de Sonora en la esquina superior derecha y la Isla Ángel de la Guarda en la región inferior izquierda fungen como referentes continentales. Se observan al menos 8 paquetes de O.I., marcados con los numeros 1 a 8, que se propagan a partir de la esquina inferior derecha de la imagen. Las flechas de color blanco indican las distancias entre trenes de ondas. La velocidad de propagación de estos paquetes se presenta en la Tabla 3

Procesamiento de Imágenes SAR

La manipulación de las imágenes SAR y el cálculo de algunos de los principales parámetros de los paquetes de O.I. se llevó a cabo mediante los “softwares” de programación “Interactive Data Language” (IDL, por sus siglas en inglés), “ENVI” (Environment for Visualizing Images) y “MATLAB” (Matrix Laboratory). Estos son algunos de los lenguajes de programación más utilizados en el procesamiento y análisis numérico de las imágenes SAR.

Como se mencionó anteriormente, una imagen SAR, grabada en formato binario, representa aproximadamente 1×10^{10} m² ó 1×10^8 bytes. Esto hace necesario reducir su tamaño para manipularlas con más facilidad en una computadora personal, ya que una imagen cruda no puede desplegarse correctamente en un monitor electrónico e implica el almacenamiento de gran cantidad de información.

Por lo tanto, dependiendo del objetivo perseguido, las imágenes eran promediadas (generalmente con un factor de 8) para obtener observaciones con un tamaño de pixel igual a 100x100 m y que conformaran una imagen de 1×10^6 bytes; de esta manera, las imágenes SAR promediadas permitieron observar la evolución espacial de distintos paquetes de O.I. en una misma escena. Esto permitió calcular parámetros como la velocidad de propagación promedio, donde no se necesita obtener información de gran detalle. Por otro lado las imágenes con resolución completa fueron utilizadas para obtener los perfiles de intensidad o las subimágenes con la manifestación superficial de los paquetes de O.I., donde se requerían estimaciones mucho más precisas.

Acto seguido, se seleccionaron aquellos rasgos en la Imagen SAR que tuvieran la mejor apariencia, específicamente se escogieron los paquetes que presentaran el mayor número de crestas, que estas fueran las más homogéneas y que tuvieran la mayor definición posible.

A partir de esta información se determinó la velocidad de propagación de algunos de los paquetes de O.I. seleccionados, principalmente de aquellos cuyas crestas de onda evidenciaban haber sido generadas en el mismo sitio. El primer cálculo consistió en determinar la distancia entre paquetes sucesivos, cuantificando el número de píxeles entre ellos. Con el conocimiento previo del tamaño de píxel, asumiendo que los paquetes son producidos por el forzamiento de la marea sobre la topografía del fondo y conociendo el período Mareal para la zona ($M2=12.4$ hrs.) puede hacerse una estimación rústica pero eficiente de la velocidad de estos trenes de ondas. Dicha información se presenta en la tabla 2 de la sección de resultados.

La longitud de onda de los rasgos seleccionados fue obtenida de una manera similar, contabilizando el número de píxeles entre cada cresta dentro de cada uno de los paquetes. Estos cálculos se muestran en las tablas 3 y 4 respectivamente, también en la sección de resultados.

O.I. en Imágenes SAR

Una vez que los paquetes de O.I. fueron identificados y clasificados, se obtuvieron transectos transversales a las crestas de los paquetes de O.I. en las imágenes SAR procesadas con resolución completa (pixel=12.5x12.5m). Mediante estos perfiles se midió la variación en la intensidad de los pixeles de la imagen. Los perfiles se muestran como flechas de color blanco que cruzan perpendicularmente las crestas de O.I. en las figuras 6, 14, 15 y 16, ó como líneas continuas en los paneles superiores de los espectros FFT1D y Wavelet, mostrados en las figuras 10, 11, 12 y 13.

Se extrajeron un total de 28 transectos de longitud variable, dependiendo de la cantidad de crestas que contenía el paquete de O.I. perfilado. A continuación se realizaron promedios corridos de cada transecto para eliminar información de alta frecuencia, la cual se consideró como “ruido”. Una vez capturada la señal de las O.I. en estos perfiles se calculó la longitud de onda mediante las técnicas espectrales antes mencionadas.

Análisis Espectral.

Un método útil para resolver una gran cantidad de problemas numéricos, tales como el procesamiento y análisis de series de datos (espaciales o temporales), es la técnica conocida como Transformación de Fourier. La transformada de Fourier es una herramienta matemática ampliamente utilizada y muy eficiente para la resolución de problemas científicos e

ingenieriles. Es un instrumento versátil y ampliamente difundido que, en terminos generales, permite analizar un fenómeno representándolo en un dominio diferente al cual se encuentra. Existen problemas en los que la transformada de Fourier (o el “espectro de potencia” asociado) es un resultado importante por si mismo.

El análisis consiste en la descomposición de la señal en cierto tipo de funciones sinusoidales que contienen las características más importantes de la señal. La representación gráfica de este análisis se basa en la generación de un diagrama que muestra la amplitud y el valor de frecuencia (ó número de onda) de cada uno de los sinusoides antes mencionados. Como dichos sinusoides poseen frecuencias distintas, al sumarse reconstituyen la señal original. Esto último es una ventaja muy importante porque significa que el proceso puede realizarse en el dominio de la señal o el de la frecuencia (o número de onda).

Un proceso físico puede describirse, en el dominio del tiempo, gracias a los valores que adquiere determinada función “ h ” al variar el tiempo “ t ”; es decir, $h(t)$; también puede representarse en el dominio de la frecuencia (ó número de onda), donde el proceso es especificado mediante su amplitud “ H ” (generalmente un número complejo, que indica también la fase) como una función de la frecuencia “ f ”, es decir, $H(f)$, con $-\infty < f < \infty$. Por distintos motivos, es conveniente pensar que $h(t)$ y $H(f)$ son dos representaciones distintas de la misma función por lo que se puede pasar de una representación a otra, mediante el par de ecuaciones de Fourier:

$$H(f) = \int_{-\infty}^{\infty} h(t) e^{2\pi i f t} dt$$

$$h(t) = \int_{-\infty}^{\infty} H(f) e^{-2\pi i f t} df$$

Cuando $h(f)$ es una función de la posición “ x ” (en unidades de longitud), “ H ” será una función del inverso de la longitud de onda “ λ ”. La relación entre la frecuencia angular “ ω ” (en radianes por unidad de tiempo) y “ f ”, $H(\omega)$ y $H(f)$ es la siguiente:

$$\omega \equiv 2\pi f \quad H(\omega) \equiv [H(f)]_{f=\omega/2\pi}$$

El par de ecuaciones queda de la siguiente manera:

$$H(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} h(t) e^{i\omega t} dt$$

$$h(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} H(\omega) e^{-i\omega t} d\omega$$

En la siguiente sección se explican los pormenores de la aplicación de la transformada de Fourier sobre la señal de las O.I. en las imágenes SAR.

En el mar algunos fenómenos se propagan en la forma de ondas; la energía asociada a esos fenómenos se transfiere de la misma manera. Por lo tanto, si se multiplica la densidad espectral de la onda por un factor apropiado, se puede calcular la potencia que la onda contiene, por unidad de frecuencia (o número de onda).

La densidad espectral de potencia o Espectro de Potencia de la señal es la forma en que se distribuye la energía (varianza) de una señal en función de la frecuencia. Cuando $h(t)$ es una señal de energía finita (e integrable en todo el dominio del tiempo), la densidad espectral $H(\omega)$ de la señal es el cuadrado de la magnitud de la transformada continua de Fourier:

$$\phi(\omega) = \left| \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} h(t) e^{-i\omega t} dt \right|^2$$

donde ω es la frecuencia angular y $F(\omega)$ es la transformada continua de $h(t)$. Las unidades del espectro de potencia suelen expresarse en watts por nanometros (W/nm) para el caso de mediciones espaciales.

Finalmente, en este trabajo se utilizó una variante de la transformación de Fourier conocida como "*Transformada rápida de Fourier*" o FFT ("*Fast Fourier transform*", por sus siglas en inglés). Se le llama FFT al conjunto de algoritmos mediante los cuales se obtiene la transformada de Fourier de una manera mucho más eficiente computacionalmente hablando, ya que actúan sobre segmentos de la Transformada discreta de Fourier que son cada vez más pequeños, lo que reduce la complejidad y el tiempo empleado para obtener el cálculo. Una desventaja importante del análisis de Fourier es que durante la transformación de cierta función, al pasar al dominio de la frecuencia, parte de la información es perdida debido a la naturaleza matemática de la técnica, por lo que se vuelve difícil determinar con certeza en que momento (o lugar) ocurrió determinado proceso contenido en la función.

FFT de perfiles de O.I. – Espectro unidimensional

La técnica de FFT arriba explicada, se aplicó al conjunto de señales sintéticas mencionadas al comienzo de esta sección y a los 28 perfiles de intensidad obtenidos a lo largo de los paquetes de O.I. en las imágenes SAR. La transformación FFT de estos perfiles permite analizar información adicional a la ubicación de los valores de intensidad mostrados en dichos transectos. De esta forma, el espectro de potencia proporciona la amplitud y el número de onda del rasgo más energético presente en las señales sintéticas y dentro de los paquetes de O.I. La longitud de onda " λ " del rasgo más energético se obtuvo mediante la relación $\lambda = (2\pi/k)$. El espectro de potencia unidimensional de los perfiles más representativos para nuestra investigación se muestran en el panel superior derecho de las figuras 12, 13, 14 y 15, dentro de la sección de resultados.

FFT de subimágenes SAR - Espectro bidimensional

Para verificar el desempeño de la transformación de Fourier sobre series de datos bidimensionales, también se aplicó la FFT a tres señales sintéticas bidimensionales. Estas señales contenían oscilaciones armónicas con características predeterminadas y de conveniencia para los objetivos perseguidos en este estudio. Los espectros de potencia relacionados con estos ejercicios se muestran en la figura 10 y en el lado inferior izquierdo de las figuras 12, 13, 14 y 15. Posteriormente, de las ocho imágenes SAR en resolución completa, se extrajeron 28 subimágenes que contienen los rasgos superficiales de las O.I. Cada subimagen consta de 512 píxeles por lado, lo que equivale a una cobertura espacial de 6400 m^2 . Se eligieron las subimágenes que cubrieran los paquetes de ondas internas más representativos y se aplicó la FFT a esta colección de subimágenes para obtener su espectro

de potencia. El espectro de la imagen igualmente proporciona información sobre la amplitud, longitud de onda predominante y la dirección de propagación (relativa) del rasgo mas energético dentro de los paquetes de O.I. Nuevamente, los valores de longitud de onda son obtenidos mediante la relación $\lambda = (2\pi/k)$.

- **Análisis Wavelet (Ondículas)**

La transformada Wavelet es una técnica numérica propuesta inicialmente por Grossman & Morlet (1984), en la forma de funciones cuya traslación y/o retraso podía ser usado como base para la expansión de otras funciones. Desde entonces se ha profundizado considerablemente en su funcionamiento y aplicación. Actualmente, la técnica Wavelet es ampliamente utilizada en un número cada vez mayor de ámbitos, como el estudio de flujos turbulentos, análisis e interpretación de imágenes de satélite, señales acústicas, propagación electromagnética, síntesis de bases de datos, cortes mineralógicos, sismicidad, tratamientos y análisis médicos (Lindsay, et al., 1996), e incluso para el análisis de patrones de comunicación de mamíferos marinos (Delory & Potter, 1999).

Puede decirse que Wavelet también usa “ventanas” para analizar una serie de datos; estas ventanas se ajustan de acuerdo a la escala de la variabilidad, por lo que se dice que, en este método, “la variabilidad de pequeña escala es altamente localizada, mientras que aquella de mayor escala no lo es tanto” (Lindsay, et al., 1996), lo anterior significa que como la señal es examinada a diferentes “resoluciones”; una aproximación robusta de la señal puede llegar a lucir estacionaria, mientras que a un nivel mas detallado (usando una ventana más pequeña) las discontinuidades se vuelven evidentes.

Un método tradicional para tratar de definir una medida localizada de la varianza de una serie de datos, en determinada frecuencia, podría ser la transformada de Fourier por ventaneo. Esta técnica se basa en la aplicación de una “ventana” móvil que, por lo general, tiene un tamaño fijo y que sirve para obtener un espectro de poder localizado. Aún así, la interpretación de este análisis es particularmente problemático en situaciones en las que la serie posee características de tipo transiente. En ese caso, la técnica wavelet rinde resultados más satisfactorios (Ródenas & Garello, 1997):

El fundamento de la técnica Wavelet radica en el cálculo de la magnitud de la convolución entre una determinada señal y una función madre con diferentes escalas y posiciones. La wavelet que da como resultado la mayor magnitud de convolución representa características o rasgos que son dominantes en la serie. Simultáneamente, esta técnica extrae características de la señal analizada que son dependientes del tiempo (o espacio), debido a la corta duración (o extensión) de la porción de la wavelet que es diferente de cero. Por lo tanto, la aplicación de la wavelet en determinado tiempo o posición determina sólo características de la serie en dicho momento (o posición). Para que pueda ser definida como una wavelet, la función debe cumplir con dos requisitos principales: su promedio debe ser igual a cero y debe ser localizable tanto en tiempo como en frecuencia (o espacio y número de onda). En ocasiones se utiliza genéricamente el término “Funcion Wavelet” para nombrar wavelets ortogonales y no ortogonales, mientras que el término “Funcion Wavelet Base” se refiere únicamente a un conjunto de funciones ortogonales. El uso de una función base ortogonal implica la utilización de la Transformada Wavelet Discreta (DWT), mientras que una función base no ortogonal puede usarse con la transformada wavelet continua (CWT) o discreta (Farge, 1992).

- **Transformada Wavelet Discreta**

La DWT utiliza una serie de N observaciones para producir una serie nueva de N valores llamados coeficientes wavelet. Estos coeficientes son determinados mediante un conjunto de operaciones de filtrado. Los coeficientes Wavelet contienen información relacionada con la magnitud y la posición de puntos relevantes presentes en la serie a diferentes escalas o pasabandas. Este es el primer paso para una descomposición secuencial que comienza con las escalas más pequeñas, de forma iterativa, hasta analizar las escalas mayores; cabe mencionar que la descomposición de la escala respectiva es aumentada al doble en cada iteración.

- **Transformada Wavelet Continua**

La CWT de una serie discreta se define como la convolución de dicha serie con una versión escalada y desplazada de determinada wavelet. Mediante la variación de la escala de la wavelet y su traslación a lo largo de la serie, es posible construir un esquema que muestra simultáneamente la amplitud de cualquier evento, su escala y la variación en el tiempo (o espacio) de dicho rasgo. Para obtener la transformada continua, la convolución debe realizarse N número de veces para cada escala, siendo N el número de puntos de la serie de datos (Kaiser, 1994).

Nivel de Significancia

Una vez que se calcula la transformada Wavelet es necesario compararla con una transformación de referencia adecuada, lo que implica obtener niveles de significancia para la transformada de nuestra información. Con este fin, se asume como hipótesis nula, que el proceso que analizamos se distribuye aleatoriamente alrededor de un valor promedio; siendo así, el espectro wavelet de nuestra serie puede ser comparado con ese espectro promedio: cualquier pulso o pico que sobrepase este espectro promedio, puede considerarse como una característica de la serie con un porcentaje de confianza significativa. Un espectro de referencia adecuado para muchos fenómenos geofísicos se conoce como “Espectro de Ruido Blanco” (que posee un Espectro de Fourier plano). El nivel de significancia en dicho caso es calculado en términos de χ^2 con dos grados de libertad y es relativo al espectro Wavelet de una serie aleatoria. (Torrence & Compo, 1997)

Con base en lo anterior, se aplicó la CWT primeramente sobre un grupo de series sintéticas, para observar el desempeño de la técnica en señales con un comportamiento controlado ó predecible. A continuación, se aplicó la transformada wavelet sobre los transectos de O.I. para obtener el espectro wavelet de cada uno de dichos perfiles. En dicho cálculo (espectro) se exhibe el contenido energético (amplitud), longitud de onda (escala) y la posición (ubicación dentro de la serie) de los rasgos que resultan de la transformación. Simultáneamente se presenta el contorno con el nivel de significancia del 90% para cada espectro y el Cono de Influencia (COI), el cual indica la región del espectro en que el cálculo de los coeficientes Wavelet podría haber sido influido por desviaciones o artificios asociados a los bordes (o extremos) de la serie de datos. En una figura adicional al espectro, se presenta el Espectro Global Wavelet: esta curva es una aproximación suavizada el espectro de Fourier y representa el valor promedio de toda la Transformada wavelet en la dirección horizontal.

Ecuación KdV y frecuencia de estratificación

Los paquetes de solitones registrados por el SAR pueden ser aproximados (modelados) usando la ecuación KdV, ya que esta última permite hacer una rápida interpretación de los rasgos de O.I. en las imágenes. Tal aproximación consiste en la estimación del perfil de amplitud que tendría el solitón líder dentro de un determinado paquete de O.I., además de su velocidad de grupo (C_0), velocidad de fase (C_i) y la velocidad de la corriente superficial asociada al paso del solitón. La aplicación de la ecuación requiere del cálculo de la frecuencia de estratificación (o frecuencia de “*Brunt-Väisälä*”) “ N ”, en la zona de estudio, así como de la longitud característica del soliton principal en el paquete de O.I. La frecuencia de *Brunt-Väisälä* es un perfil que da idea de la importancia que tiene la estratificación en la columna de agua. De manera general, puede interpretarse como la frecuencia con la cual oscila verticalmente una parcela de fluido cuando es perturbada de su posición de equilibrio; lo anterior se establece asumiendo que el fluido es inviscido, en condiciones adiabáticas y que no existe difusión salina.

La frecuencia de estratificación N esta dada por:

$$N^2 = \frac{-g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}$$

donde “ g ” es la aceleración de la gravedad (en m/s), ρ y z son la densidad y la profundidad de la columna de agua, respectivamente. Con base en lo anterior, se asume que el oceano cuenta con una estratificación ideal en dos capas que tienen densidad constante. El cálculo fue hecho para 5 lances de CTD realizados en Mayo de 2003 y Agosto de 2004 (Figura 5) cercanos a los umbrales en la parte central del GC; estos registros fueron obtenidos en sitios próximos a la zona en la que se presentan los paquetes de O.I. en la imagen SAR.

7.- RESULTADOS Y DISCUSIONES

En esta sección se muestran los resultados principales de la investigación en el mismo orden que en la sección anterior, es decir, inicialmente se presenta una descripción de las series artificiales empleadas para identificar las capacidades de las técnicas y posteriormente se muestran las transformadas FFT y WT para dichas señales sintéticas. A continuación se muestran los resultados relevantes del análisis FFT y WT de los principales paquetes de O.I. presentes en las imágenes SAR y, para finalizar, se presentan los parámetros calculados con el esquema KdV.

PARTE I: Señales Sintéticas.

La señal de las O.I. presentes en las imágenes SAR depende, por un lado, de factores relacionados con las características de la columna de agua y la superficie marina y por otro, del mecanismo de resonancia Bragg y el proceso de formación de la imagen. En el análisis de este tipo de rasgos también influye la naturaleza no lineal de los paquetes de O.I. Por lo tanto debe considerarse que las transformaciones (FFT o WT) de la señal de las O.I. generarán espectros de un alto nivel de complejidad. Previendo lo anterior se construyeron señales artificiales con dimensiones conocidas (longitudes múltiplo de 2^n), cambios súbitos (en forma de pulsos) pero controlados en zonas específicas y variaciones lineales de magnitud (amortiguamiento). Los espectros de potencia de estas señales brindan una perspectiva más adecuada sobre los espectros correspondientes a los paquetes de O.I. Se trata de 9 series (unidimensionales) y 3 superficies (bidimensionales) construidas a partir de funciones sinusoidales con variaciones lineales de amplitud y longitud de onda. A continuación, la tabla 2 presenta las características de tales series y posteriormente, se explican las observaciones más relevantes de los espectros de potencia obtenidos a partir de dichas series.

Tabla 2.- Señales sintéticas empleadas en las transformaciones FFT1D, FFT2D y Wavelet. Las columnas representan, de izquierda a derecha, la serie, dimensiones y sus características más importantes.

SEÑAL	FORMA / LONGITUD (m)
Y2	Suma de Funciones seno con $\lambda=18$ y $\lambda=16$.
Y3	Funcion seno atenuada en longitud de onda. $\lambda=[256, 128, 64, 32, 16, 8]$
Y5	Función seno atenuada en amplitud y longitud de onda. $\lambda=[256, 128, 64, 32, 16, 8]$
Y4	Superficie con función seno con $\lambda=128m$
Y5	Superficie con función seno atenuada en longitud de onda. $\lambda=[256, 128, 64, 32, 16, 8]$
Y6	Superficie con función seno atenuada en amplitud. $\lambda=64$
Y7	Función seno (un solo ciclo) con $\lambda=80$
Y8	Grupo de funciones seno (un solo ciclo) aisladas con $\lambda=40$

Espectros FFT unidimensional y Wavelet de señales sintéticas

Las figuras 7, 8 y 9 muestran los espectros FFT unidimensionales y WT de las series Y2, Y3 y Y5. Cada figura se divide en tres incisos marcados con las letras a, b y c.

El inciso “a” de las tres figuras mencionadas muestra la serie sintetica analizada: en esta curva las unidades de los ejes son distancia (m) en la horizontal y amplitud (m) en la vertical.

El inciso “b” presenta el espectro FFT unidimensional de la señal respectiva; las unidades del eje horizontal son valores de número de onda, mientras que el eje vertical indica “densidad espectral” en unidades relativas.

El inciso “c” muestra el espectro Wavelet de la serie analizada: en esta figura el panel izquierdo presenta el espectrograma wavelet de dicha señal: los ejes indican valores de distancia en la horizontal y longitud de Onda “ λ ”, en la vertical, ambos tienen unidades de metros. Los contornos marcados en color se relacionan con la magnitud o cantidad de energía contenida en la señal después de la transformación y el contorno en color negro indica el nivel de significancia de 90% respecto a un espectro promedio (espectro Wavelet promedio de ruido blanco). La zona del espectro que contiene líneas entrecruzadas de color blanco en la parte inferior de cada espectrograma, representa la región del espectro localizada fuera del Cono de Influencia (COI) para cada transformación. El panel inferior derecho presenta el espectro global wavelet: los ejes de la figura indican “Potencia” o cantidad de energía en la horizontal (unidades relativas) y “Longitud de onda, λ (m)” en la vertical.

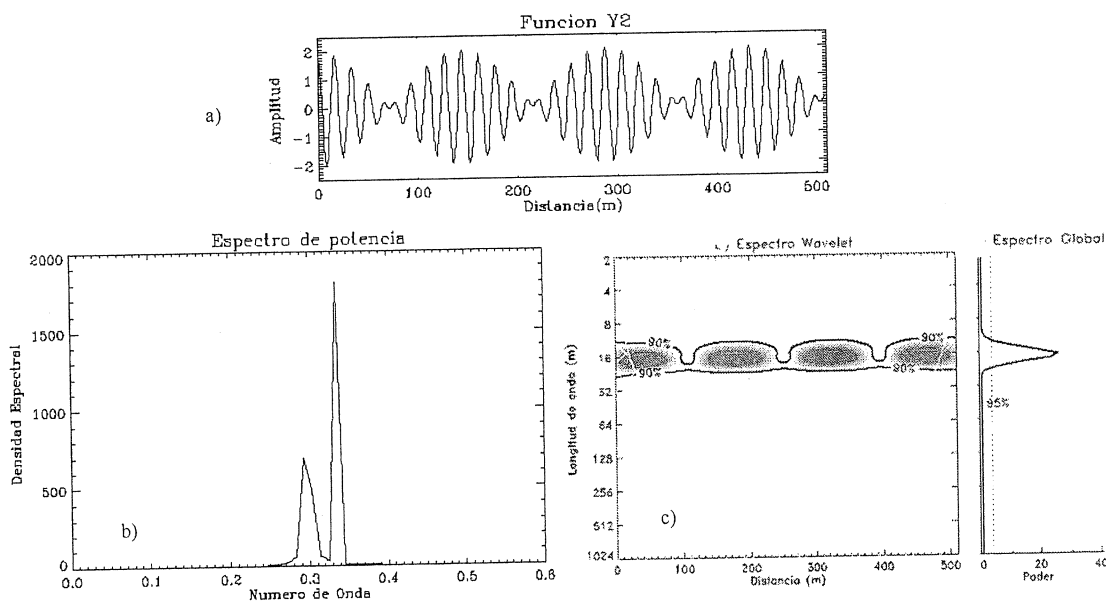


Figura 7 Espectros FFT y WT de la serie Y2 el inciso a) corresponde a la serie sintética Y2 (suma de funciones seno); el inciso b indica el espectro FFT unidimensional y el inciso c muestra el espectro Wavelet de dicha serie.

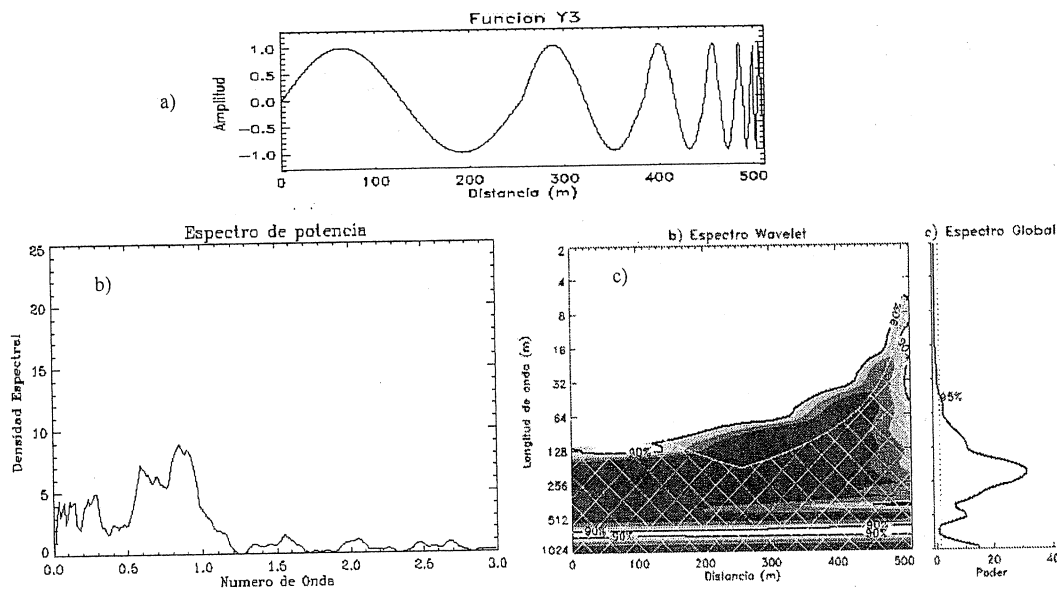


Figura 8 Espectros FFT y WT de las series Y3 (función sinusoidal atenuada en longitud de onda). El inciso a) corresponde a la serie sintética Y3; el inciso b) muestra el espectro FFT unidimensional de dicha serie y el inciso c) presenta el espectro WT de la misma función.

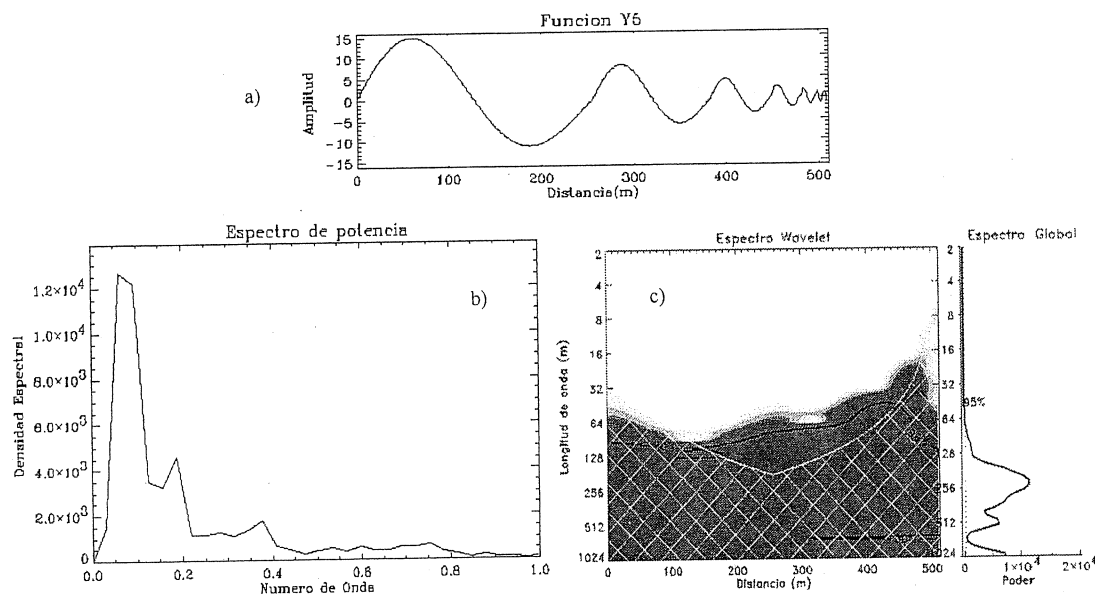


Figura 9.- Espectros FFT y WT de la serie Y5 (Función seno atenuada en amplitud y longitud de onda, en valores que son múltiplos de 2^n): inciso a): serie espacial Y1; inciso b):espectro FFT1D respectivo. Inciso c): espectro WT respectivo.

Por lo tanto, la figura 7a muestra la serie Y2, que consiste en la suma de dos funciones seno con longitudes de onda $\lambda=18$ y $16m$. La configuración de esta serie es la de paquetes o conjuntos de ondas que ocurren por la interacción entre ambas funciones.

La transformación al dominio de Fourier, en el inciso b) consiste en dos pulsos que contienen la totalidad de la energía de la serie. Esto significa que en la serie espacial solo existen oscilaciones con tales longitudes de onda. La curva tiene la forma de pulsos debido a la periodicidad de la señal.

El inciso c) muestra el espectro Wavelet respectivo, que presenta aproximadamente tres concentraciones periódicas (picos) de energía, cada una con un ancho aproximado de $120m$. Dichas concentraciones se distribuyen horizontalmente en una banda que comprende longitudes de onda desde $\lambda=10$ hasta $\lambda=24m$. La posición de estos picos corresponde exactamente, con la posición de cada uno de los paquetes de ondas que contiene la serie. La máxima concentración de energía en cada uno de estos picos se presenta en su parte central y justo en el nivel de $\lambda=16m$. El cono de influencia coincide con el espectro solo en sus extremos (al comienzo y final de la serie). El espectro global de la señal, localizado a la derecha del espectro wavelet, consiste en un solo pico que abarca longitudes desde $\lambda=8$ hasta $\lambda=32m$, aprox., presentando la máxima cantidad de energía en $\lambda=16m$.

En la figura 8a) se muestra la serie espacial Y3, que consiste en una función seno cuya longitud de onda está amortiguada en valores que son potencia de 2, es decir, $\lambda = 256$ para el primer ciclo, 128 para el segundo ciclo y así sucesivamente hasta $\lambda=8$.

El espectro FFT1D, en el inciso b), consiste en una curva continua con un amplio contenido de números de onda. Esto ocurre porque la señal Y3 no es periódica; en la curva se presentan todas las frecuencias posibles, es decir, el espectro no muestra una estructura o

tendencia definida ya que no se observan variaciones que puedan asociarse directamente con cambios de longitud o amplitud en la serie (dominio espacial). Lo que si es evidente es el predominio de información con números de onda dentro de la banda que comprende desde $k=0$ hasta $k=1.2$.

En el **inciso c)**, el panel inferior izquierdo presenta el espectro wavelet de la señal Y3, en el cual se observa la totalidad de la energía en una banda con longitudes de onda mayores a $\lambda=128\text{m}$. Sólo una pequeña región, en la parte central del espectro, es considerada dentro del COI y, por lo tanto, puede considerarse como información real. El espectro global wavelet, en el panel derecho, presenta la mayor concentración de energía en una banda con longitudes que van de $\lambda=64$ hasta $\lambda=800\text{ m}$ (en el eje vertical), aunque el pico máximo se presenta aproximadamente en $\lambda=250\text{m}$. Este valor de λ se esperaba con antelación, y solo corrobora la predominancia en la serie de rasgos que tienen tal longitud de onda.

La figura 9a) muestra la señal Y5. Esta señal consiste en una función sinusoidal con cada uno de sus ciclos atenuados consecutivamente en amplitud y longitud de onda, en valores que son potencia de 2.

El **inciso b)** presenta el espectro unidimensional respectivo: el máximo de la curva se presenta en $k=0.091$, en la parte inicial del espectro; también se observan pulsos energéticos aislados en $k=0.2$, $k=0.4$ y $k=0.8$. Dado que existe una relación inversamente proporcional entre los valores de Longitud y número de onda, era de esperarse que encontráramos la mayor cantidad de energía en la parte inicial del espectro, es decir, los números de onda más pequeños, en el dominio de Fourier, corresponden a las longitudes de onda mas largas en la señal. De nueva cuenta observamos un espectro continuo con información de todas las posibles frecuencias en que puede descomponerse la señal, situación provocada como en el caso anterior, por que la señal Y5 no es periódica.

El inciso c) de la figura 9 presenta el espectro Wavelet de la señal Y5. Sólo una pequeña porción del máximo energético de todo el espectro cae dentro del COI, se ubica por encima del 90% de significancia y se localiza exactamente sobre el vértice de este último. Dicho rasgo corresponde a longitudes de onda de $\lambda=100$ a 200 m. A partir del vértice, hacia la derecha, el espectro tiende hacia valores de longitud menores a $\lambda=192$ m y se esparce hasta $\lambda=48$, característica que corresponde a la disminución de longitud de onda hacia el final de la serie sintética. El espectro Wavelet global en el panel inferior derecho presenta una banda de energía que comprende desde $\lambda=48$ m hasta $\lambda=650$ m, aproximadamente. El máximo energético de esta curva se presenta en $\lambda=256$ y coincide exactamente con el máximo presente en el espectrograma Wavelet.

Espectro Direccional de Superficies Sintéticas(FFT 2D)

A continuación se presentan los espectros de Fourier bidimensionales (FFT2D) de tres señales sintéticas particulares: se trata de superficies que fueron diseñadas con el mismo propósito mencionado anteriormente, es decir, obtener elementos que evidencien las ventajas en el empleo de la FFT2D.

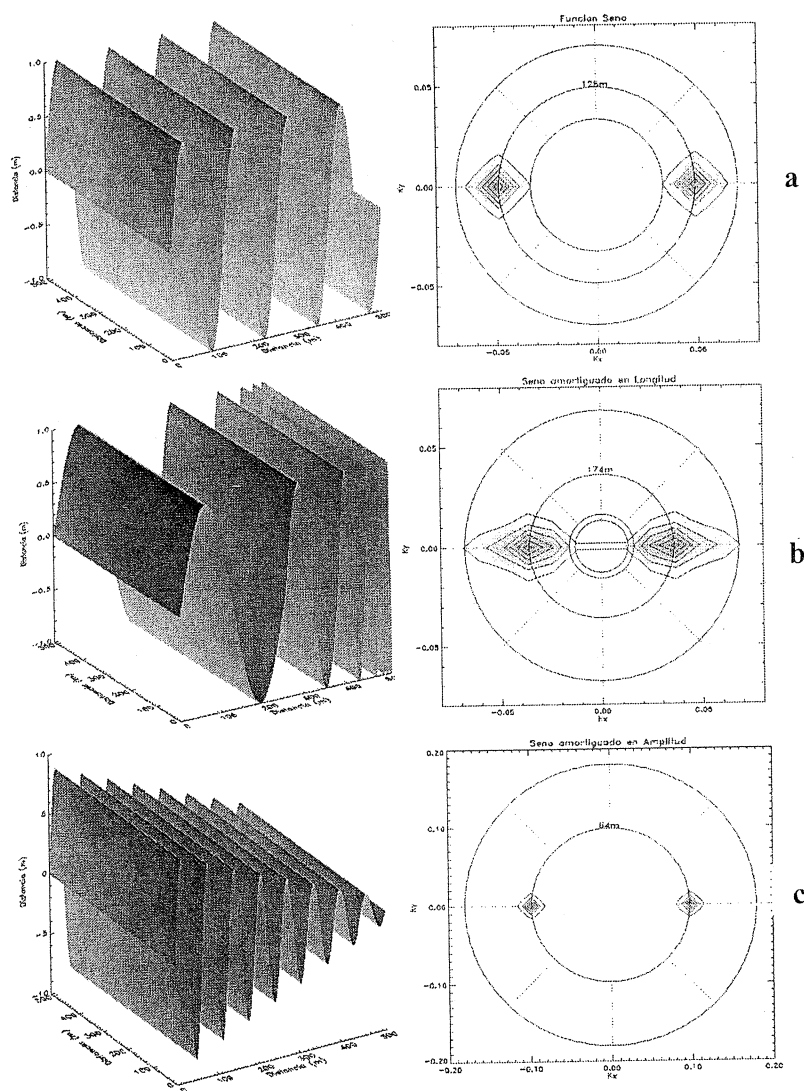


Figura 10.- Superficies sintéticas (izquierda) de las señales Y4 (inciso a).-sinusoide con $\lambda=128$), Y5 (inciso b.-sinusoide atenuado en longitud de onda) y Y6 (inciso c.-sinusoide atenuado en amplitud); los ejes de estas figuras representan distancias (m). Espectros FFT2D (lado derecho).de las series sinteticas correspondientes. Los ejes de estas figuras indican valores de Numero de onda (K_x y K_y), en unidades arbitrarias. Los contornos de color representan el contenido energético de la señal.

La figura en el lado izquierdo muestra la superficie sintética analizada en una perspectiva tridimensional. Los ejes coordenados corresponden a valores de distancia en metros. La figura en el lado derecho muestra el espectro direccional de la superficie sintética; sus ejes coordenados corresponden a valores de número de onda " k ". El valor de k , incrementa de la parte central hacia los extremos del espectro (lo contrario ocurre con la longitud de onda, dada la relación $k=2\pi/\lambda$). Los círculos concéntricos representan contornos de longitud de onda (m); las líneas punteadas perpendiculares a los contornos de longitud, indican la dirección u orientación relativa de los rasgos que conforman propiamente el espectro de potencia y, finalmente, los contornos que poseen distintos niveles de color indican la magnitud o contenido energético de la señal que se está analizando en unidades relativas. En general, cuanto más cerca del centro del espectro se localice el rasgo de nuestro interés, puede decirse que menor es su contenido en número de onda, o mayor su longitud. Adicionalmente, en la medida que los contornos del espectro se encuentren más cercanos entre sí, significa que el fenómeno que se está analizando ocurre con mayor pureza o proviene de una sola fuente.

Por lo anterior, la **figura 10a** presenta, de izquierda a derecha, la superficie sintética Y4 y su espectro FFT bidimensional respectivo. La superficie Y4 consiste en una función seno con longitud de onda $\lambda=128\text{m}$; el espectro de Fourier bidimensional presenta dos pulsos o picos localizados en $k=0.049$. Los contornos de estos dos pulsos adquieren tonos de color que son paulatinamente más intensos hacia la parte central del rasgo, indicando que ahí se da la máxima concentración de energía. El máximo energético se localiza justo sobre el contorno (círculo concéntrico) correspondiente al valor de $\lambda=128\text{m}$, esto último corrobora que la señal sólo posee información de rasgos con $\lambda=128\text{m}$. Los rasgos del espectro tienen una orientación

Este-Oeste en su totalidad, situación que es obvia debido a la disposición que tienen las oscilaciones de la superficie sintética Y4.

La **figura 10b** presenta la superficie sintética Y5 y su espectro direccional respectivo. La superficie consiste en una función seno con la longitud de onda de cada ciclo atenuada en valores que son múltiplos de 2^n , comenzando en $\lambda=256$. El espectro direccional de esta superficie consiste nuevamente en dos picos con la totalidad de la energía, pero a diferencia del caso anterior, su distribución no es simétrica: los contornos con tonalidades más tenues (menos energéticos) se extienden hacia valores grandes de k . El máximo de esos picos se localiza en $k=0.036$, valor que corresponde a $\lambda=174\text{m}$, (se marca el contorno correspondiente) y es el rasgo más importante del espectro. Como en el caso anterior, la orientación del espectro es hacia las direcciones Este-Oeste franco, porque también las oscilaciones de la serie sintética tienen esa misma dirección.

La **figura 10c** muestra la superficie sintética Y6 y su espectro FFT2D respectivo. La señal consiste en una función sinusoidal con cada uno de sus ciclos atenuados en amplitud. El espectro direccional de esta superficie presenta dos pulsos altamente energéticos que se localizan en $k= \pm 0.098$. Los contornos de este espectro son simétricos y bastante cercanos entre sí; también se observa nuevamente la situación en que el máximo de energía del espectro coincide con el contorno correspondiente a $\lambda=64\text{ m}$. Finalmente y como sucedió con los casos anteriores, los rasgos del espectro tienen una clara orientación Este-Oeste que corresponde a la dirección en la que se orientan los rasgos u oscilaciones en la superficie sintética Y6.

Espectro Wavelet de señales sintéticas aisladas

Para finalizar con esta sección, a continuación se describen los espectrogramas (figura

11) de dos señales sintéticas compuestas por ciclos aislados de una función predeterminada.

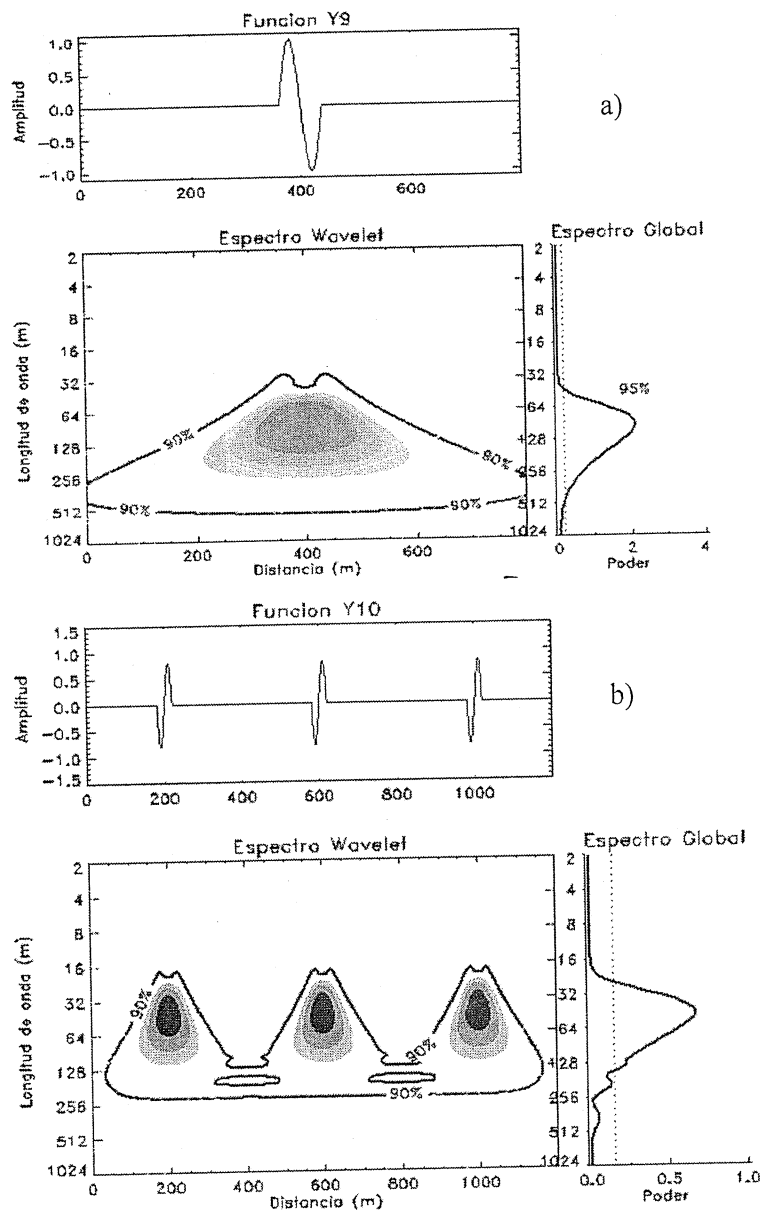


Figura 11.- Inciso a): señal sintética Y9 y espectro WT respectivo (sinusoide aislado con $\lambda=80$ m) Inciso b): Señal sintética Y10 y espectro WT respectivo (señal con tres sinusoides, cada uno con $\lambda=40$ m).

La intención de este ejercicio es evaluar exclusivamente las capacidades de la técnica wavelet para la detección de rasgos que no son periódicos o que se comportan en la forma de pulsos esporádicos. En los espectros siguientes, la línea sólida de color negro corresponde al nivel de confianza del 90%. En ambos casos el 10% de la potencia o energía de los espectros se localiza sobre este nivel. Los rasgos más energéticos de todos los espectros globales también sobrepasan el nivel de significancia de 95%.

En el panel superior de la figura 11 se presenta la serie sintética Y7 y su espectro WT respectivo. Esta señal consiste en un solo ciclo de una función sinusoidal con longitud de onda de $\lambda=80\text{m}$, localizado en la parte central de una serie espacial de 800m. En la parte inferior del panel se muestra el espectro wavelet de la señal Y9; donde se aprecia que la energía se distribuye de forma piramidal y en una banda de longitudes de onda que va desde $\lambda=48$ hasta $\lambda=386\text{m}$ y en la horizontal de los 150 a 650m. El máximo energético de este espectro es una región más pequeña, centrada en $\lambda=80\text{m}$. La presencia de este máximo en el espectro coincide con la presencia de la oscilación en la serie sintética, tanto en longitud de onda como en posición.

En el extremo derecho del espectro WT se muestra el espectro Wavelet global, en el cual se presenta una curva que gana energía en la misma forma que lo hace el espectro, a partir de $\lambda=32\text{m}$. El máximo se presenta justo en $\lambda=80\text{m}$. La curva decae a partir de este punto y desaparece por completo en $\lambda=256\text{m}$. La posición de toda la curva y en particular del máximo energético corresponde con la posición del máximo en el espectro wavelet.

La figura 11b) muestra el análisis Wavelet de la serie sintética Y8. La parte superior del panel presenta las características de dicha serie, constituida por tres sinusoides que tienen una longitud de onda de $\lambda=40\text{m}$. El espectro wavelet de esta serie, en la parte inferior del panel presenta tres pulsos o picos en los que la distribución de la energía es de la misma magnitud, es decir, son tres rasgos que difieren solo en su posición dentro del espectro. El máximo energético de los tres pulsos está centrado en el nivel de longitud de onda de $\lambda=40\text{m}$. Los tres rasgos se ubican dentro del COI. y por encima del nivel de significancia de 90%. La posición de estos tres pulsos, en el eje horizontal, coincide con la posición de las tres oscilaciones en la serie sintética.

En el extremo derecho del panel inferior se muestra el espectro global Wavelet de la serie Y8. Esta curva presenta un incremento de energía que coincide en gran medida con el comportamiento del espectro wavelet, es decir, incremento energético a partir de $\lambda=16\text{m}$ y hasta $\lambda=32\text{m}$. El máximo energético aparece alrededor de $\lambda=40\text{m}$ y posteriormente la curva decae hasta desaparecer en $\lambda=256\text{m}$. El nivel de longitud de onda (eje vertical) en el cual se localiza el máximo del espectro global wavelet corresponde casi perfectamente con la longitud de onda a la cual se presenta el máximo de los tres pulsos que conforman el espectro wavelet.

PARTE II: Paquetes de Ondas Internas

De los pocos estudios relacionados con la percepción remota de O.I. en el Golfo de California, destaca el de Fu & Holt (1984), que reportan velocidades de propagación promedio de 1.2 m/s para paquetes de O.I. observadas en los bajos San Esteban y Salsipuedes. La estimación de la velocidad de propagación en el estudio mencionado se obtuvo asumiendo un origen mareal semidiurno para los paquetes, lo cual consiste en dividir la distancia recorrida por las crestas de O.I. entre el período de la onda de marea dominante para la región, que es de 12.42 hrs. Dichas estimaciones son ligeramente mayores a los cálculos hechos en este trabajo, lo cual ocurre simplemente porque en nuestro caso existe una distancia menor entre los paquetes de O.I. una vez que han sido generados. Las distancias promedio estimadas en este trabajo fueron: 38 km para Mayo de 1997, 20 km para Junio de 1999 y 21 km para Agosto de 1999.

Como se ha mencionado anteriormente, la configuración física de los paquetes de O.I. y la distancia que los separa dependen en gran medida de la intensidad de la onda de marea y el grado de estratificación de la columna de agua, es decir, de las condiciones ambientales imperantes en el momento en que son generados los paquetes de O.I. En este sentido, las velocidades calculadas en este trabajo son ligeramente menores a las estimaciones realizadas por Fu & Holt (1984), aunque los valores son bastante cercanos entre si. Cabe mencionar también que dicha variación depende directamente de la nitidez de los rasgos presentes en la imagen y del criterio del especialista que determina manualmente las distancias entre los paquetes de O.I. La tabla 3 muestra los valores de velocidad antes mencionados.

Tabla 3.-Velocidad de grupo (m/s) de los paquetes de O.I: presentes en las Figuras 6, 20 y 21; en todas las composiciones de imágenes SAR, los paquetes empleados para el cálculo de velocidad son marcados con las letras *a*, *b*, *c* y *d*.

	19/MAYO/97 (Figura 6)	28/JUNIO/99 (Figura 17)	2/AGOSTO/99 (Figura 18)
Tren de O.I.	Velocidad (m/s)		
a	0.68	0.42	0.45
b	0.40	0.46	0.53
c	0.83		0.41
d	0.86		

En la tabla 3 existen sólo dos estimaciones de velocidad media en el mes de Junio de 1999, esto se debe a la cantidad de paquetes de O.I. presentes en la imagen SAR que son utilizados en el cálculo.

En la fecha mencionada, de todos los paquetes de O.I. que se aprecian en la imagen SAR, solo dos conjuntos de ellos son homogéneos y parecen haber sido generados en el mismo punto y, por lo tanto, permiten calcular la distancia que los separa y consecuentemente, la velocidad a la cual se propagan.

Estimación de Longitud de onda

En la estimación de los valores de longitud de onda, la señal de las O.I. proviene de 28 subimágenes SAR (de 512x512 píxeles) y del mismo número de transectos extraídos de tales subimágenes; ambos conjuntos de datos contienen la manifestación superficial de los paquetes de O.I. en forma bidimensional y unidimensional, respectivamente.

En la tabla 4 se muestra el número de crestas y las estimaciones de longitud de onda que se obtuvieron a partir de la aplicación de las transformaciones FFT y Wavelet en todos los paquetes de O.I. Posteriormente se presentan los espectros de energía de 4 paquetes de O.I. seleccionados con base en observaciones y características específicas, que coadyuvan a la mejor explicación y consecución de los objetivos perseguidos por esta investigación.

Tabla 4-. Número de crestas y longitudes de onda (m) para el total de observaciones obtenidas a partir de cuatro técnicas distintas: estimación visual, Espectro de Fourier unidimensional (FFT1D), espectro de Fourier bidimensional (FFT2D) y espectro Wavelet (WT). Las estimaciones marcadas en negritas indican las longitudes de onda de los paquetes seleccionados para ser analizados posteriormente.

19/MAYO/1997						15/MARZO/1999				
PAQUETE	CRESTAS	LONGITUD ONDA (m)				CRESTAS	LONGITUD DE ONDA (m)			
		visual	FFT1D	FFT2D	WT		visual	FFT1D	FFT2D	WT
1	3	906	640	1263	1171	5	1180	123	1100	1452
2	6	557	457	992	828	3	1012	1600	912	950
3	7	481	400	780	750	4	1500	800	1080	903
4	5	922	640	1080	980					
5	8	1035	1828		1225					
6	6	602	800	776	790					
7	3	892	400	766	1160					
8	8	498	168	869	690					

28/JUNIO/99						2/AGOSTO/1999				
PAQUETE	CRESTAS	LONGITUD DE ONDA (m)				CRESTAS	LONGITUD DE ONDA (m)			
		visual	FFT1D	FFT2D	WT		visual	FFT1D	FFT2D	WT
1	9	362	139	545	690	5	554	266	774	728
2	8	441	355	756	640	7	672	457	1050	980
3	3	1053	800	720	750	7	852	320	708	820
4	7	549	1600	990	900	17	835	160	824	750
5	5	681	800	475	670	5	743	800	817	630
6	5	557	1050	567	490	7	395	640	740	980
7	10	443	355	745	630	8	1318	640	1256	1160
8	4	430	800	859	694	9	648	400	915	690
9						12	1264	320	641	530

El término “estimación visual” consiste en la cuantificación de la cantidad de píxeles entre dos crestas consecutivas de un determinado paquete de O.I. La longitud de onda obtenida de esta manera es una de las estimaciones más rústicas de todas las técnicas empleadas, porque depende directamente del juicio del especialista que elige los puntos en que comienzan y finalizan los rasgos de las crestas de onda. Este es un cálculo burdo pero que sirve como punto inicial de comparación con las estimaciones siguientes.

Espectros FFT y Wavelet de paquetes de O.I.

A continuación, se describen las estimaciones de longitud de onda de los 4 paquetes de O.I. más representativos para esta investigación: el análisis de estos paquetes se muestra en las figuras 12 a 15.

Estas figuras se dividen en 5 gráficas distintas marcadas con los incisos a, b, c, d y e. El inciso a) corresponde a la subimagen SAR analizada. El inciso b) presenta el perfil de intensidad con la señal de las O.I., extraído de la subimagen SAR ; el eje horizontal de esta figura indica distancia (m) y el eje vertical presenta valores de intensidad o brillo. El inciso c) muestra el espectro FFT unidimensional del perfil en la figura anterior. El inciso d) contiene el espectro FFT bidimensional de la subimagen SAR y el inciso e) corresponde al espectro Wavelet del perfil de O.I. y su espectro global respectivo.

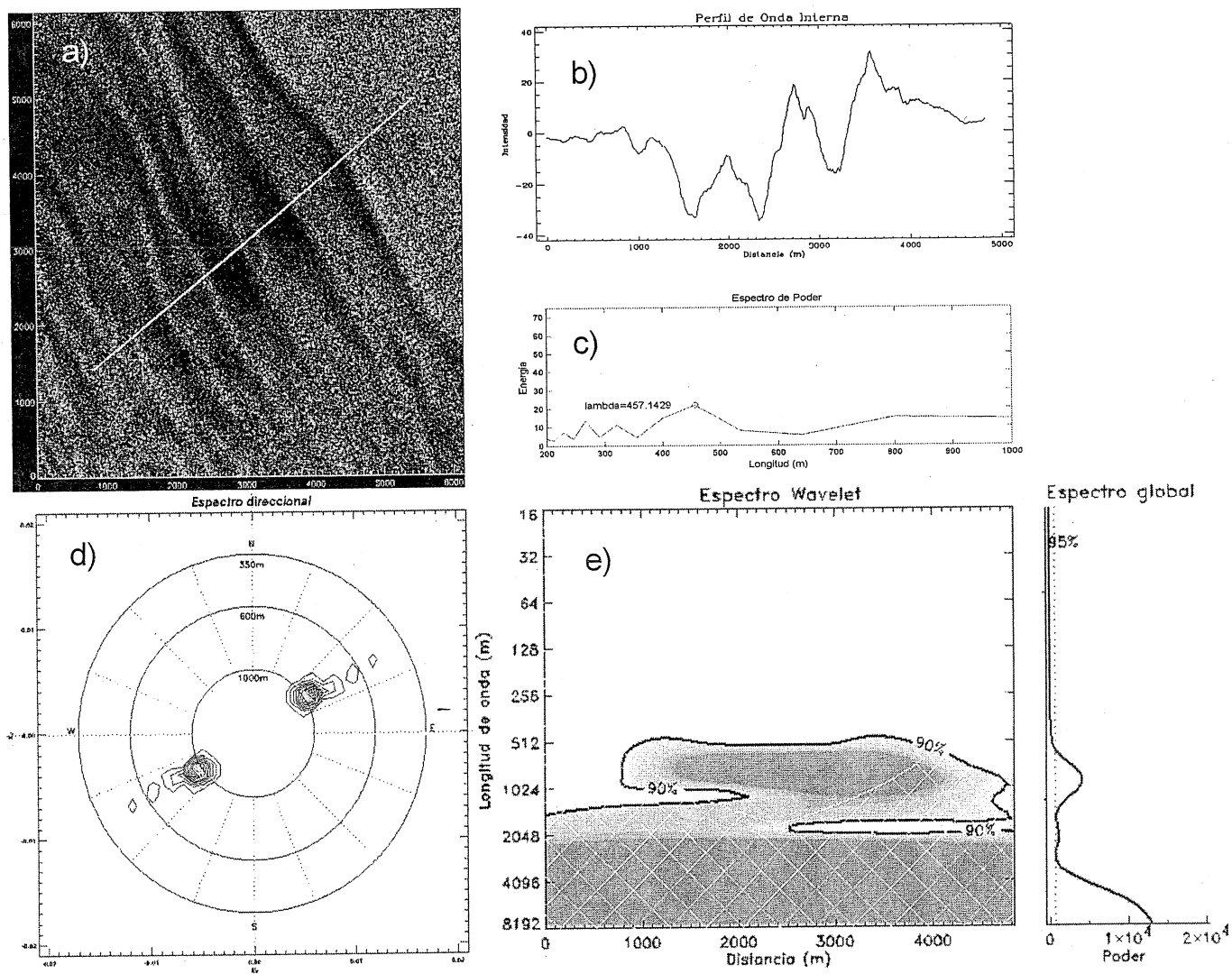


Figura 12- Inciso a): Subimagen SAR con fecha 19 de Mayo de 1997, correspondiente al paquete de O.I. No. 2; inciso b):perfil de O.I. extraído de la subimagen SAR. Inciso c) Espectro de Fourier unidimensional correspondiente al perfil de O.I.; inciso d) Espectro direccional de la subimagen SAR. Inciso e) Espectro Wavelet del perfil de O.I.

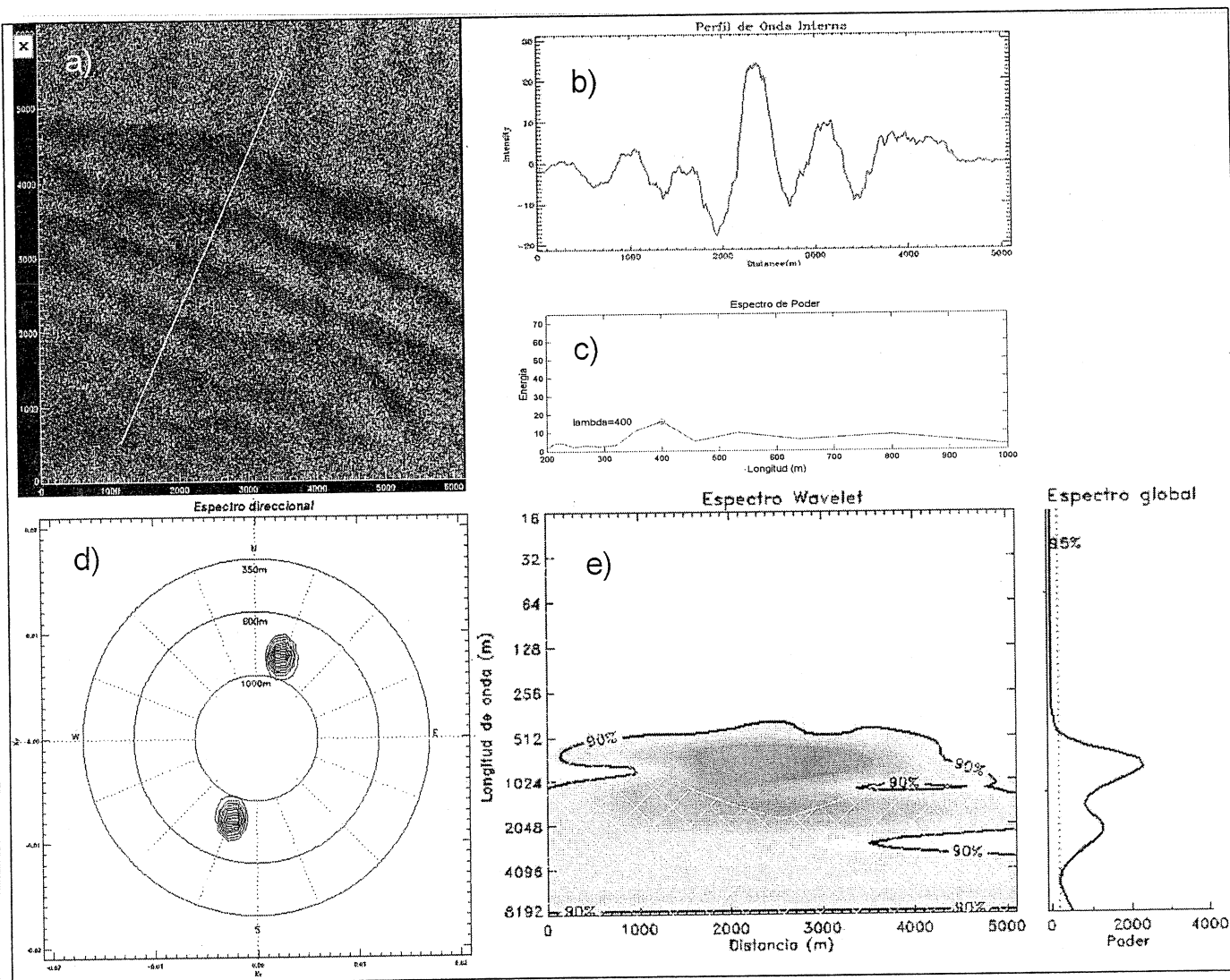


Figura 13- Inciso a): Subimagen SAR con fecha 19 de Mayo de 1997, correspondiente al paquete de O.I. No. 3; inciso b):perfil de O.I. extraído de la subimagen SAR. Inciso c) Espectro de Fourier unidimensional correspondiente al perfil de O.I.; inciso d) Espectro direccional de la subimagen SAR. Inciso e) Espectro Wavelet del perfil de O.I.

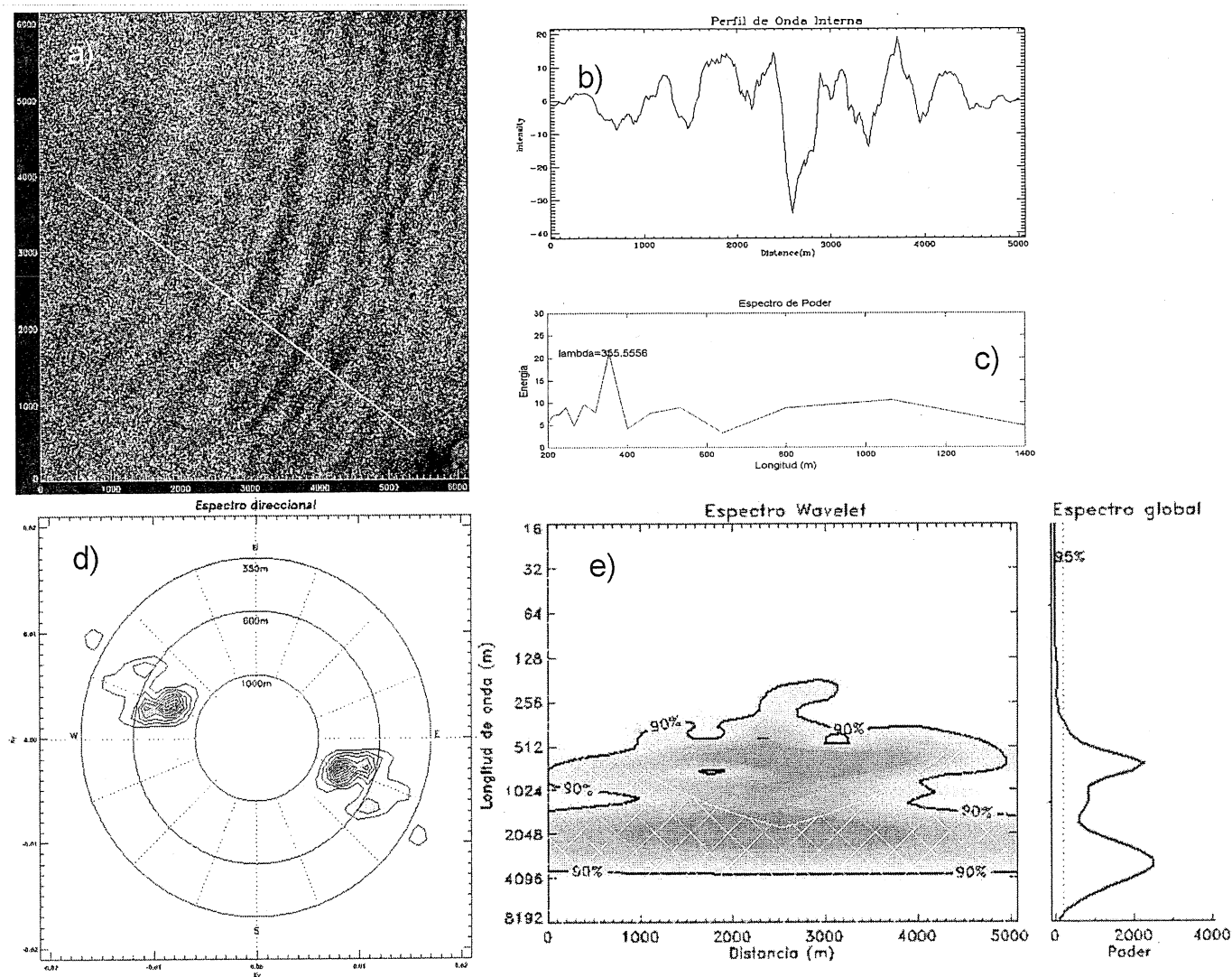


Figura 14- Inciso a): Subimagen SAR con fecha 28 de Junio de 1999, correspondiente al paquete de O.I. No. 7; inciso b):perfil de O.I. extraido de la subimagen SAR. Inciso c) Espectro de Fourier unidimensional correspondiente al perfil de O.I.; inciso d) Espectro direccional de la subimagen SAR. Inciso e) Espectro Wavelet del perfil de O.I.

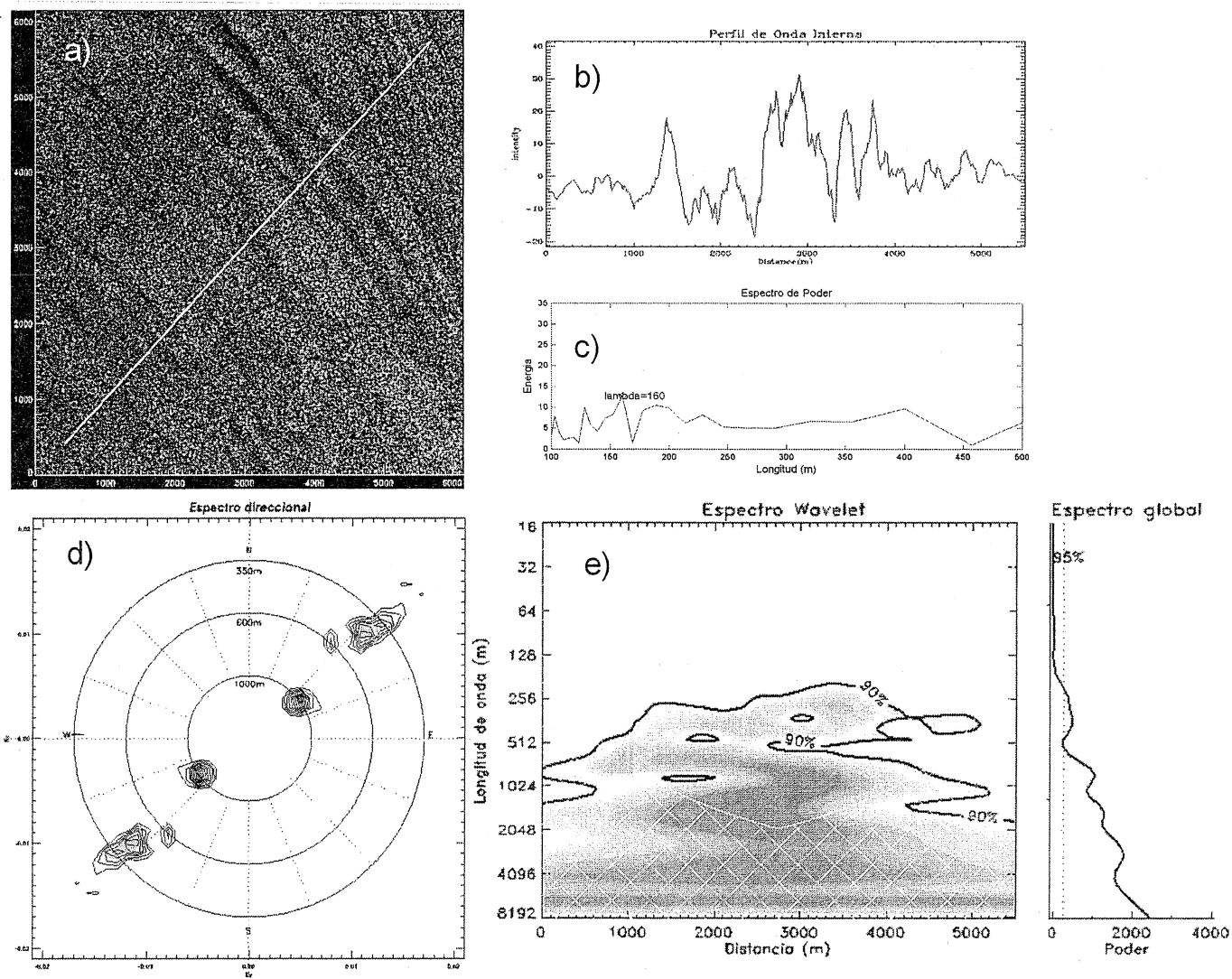


Figura 15- Inciso a): Subimagen SAR con fecha 2 de Agosto de 1999, correspondiente al paquete de O.I. No. 4; inciso b):perfil de O.I. extraido de la subimagen SAR. Inciso c) Espectro de Fourier unidimensional correspondiente al perfil de O.I.; inciso d) Espectro direccional de la subimagen SAR. Inciso e) Espectro Wavelet del perfil de O.I.

Comenzando con la figura 12, el inciso a muestra la subimágen SAR correspondiente al 19 de Mayo de 1997. En esta subimagen se observan rasgos del paquete de O.I. número 2, que consisten en aproximadamente 6 crestas (en forma de bandas brillantes). La distancia entre dichas bandas decrece hacia el final del paquete, lo cual es una evidencia de la naturaleza dispersiva de este tipo de ondas. La dirección de propagación del paquete es aproximadamente 29° ENE. En la imagen se muestra una flecha de color blanco que muestra el transecto a lo largo del cual se obtuvo el perfil de intensidad con la señal de las O.I. y también la dirección en la que fue extraído.

En el **inciso b)** se presenta el perfil de O.I. extraído de la subimagen SAR. Posteriormente, el **inciso c)** contiene el espectro FFT unidimensional del perfil en el inciso b); el eje horizontal del espectro indica longitud de onda λ (m) y el eje vertical indica Energía (unidades relativas). El espectro muestra un pico que representa el rasgo dominante o más energético y que corresponde a una longitud de onda de $\lambda=450\text{m}$.

El **inciso d)** de la figura 12 muestra el espectro de Fourier bidimensional (FFT2D) de la subimagen SAR (inciso a). En esta gráfica se observa la predominancia de un pico de energía localizado en $K_x=K_y=+0.0069$ valor correspondiente a $\lambda=900\text{m}$, que es el valor máximo presente en el espectro. Los contornos de este pico son bastante cercanos entre sí, por tanto puede inferirse que en el paquete de O.I. asociado a este espectro predominan crestas con una longitud de onda de $\lambda=990\text{m}$. En el espectro también se observan rasgos de menor contenido energético que representan crestas de longitudes de onda inferiores, específicamente a $\lambda=400$ y 600 m. Estas últimas observaciones no se tomaron en cuenta para nuestro análisis. Por último, la orientación relativa de los rasgos predominantes en el espectro FFT2D es idéntica a la dirección en la que se propaga el paquete de O.I. en la subimagen

SAR. Esto último es una evidencia concreta de la utilidad de la técnica FFT2D para extraer información adicional a las dimensiones de los paquetes de O.I. presentes en imágenes SAR.

El inciso e) presenta el espectro wavelet del perfil extraído de la subimagen SAR. El panel izquierdo de esta figura muestra el espectro Wavelet y el panel derecho presenta el espectro Wavelet global. El espectro wavelet presenta dos regiones claramente diferenciadas. La primera de ellas se aprecia en la parte inferior del espectrograma y consiste en una banda que cubre un rango de longitudes de onda que va de $\lambda=8192\text{m}$ hasta $\lambda=3200\text{m}$ aproximadamente. Esta estructura se localiza fuera del Cono de Influencia y esta asociada a ondas con una longitud mayor que incluso la longitud total de la imagen, por lo que la información que representa no es verdadera y se debe interpretar con mucha cautela.

Esta situación ocurre por la forma en que los coeficientes wavelet son calculados: el análisis se basa en la convolución de la señal con ondículas que cambian secuencialmente de escala y posición. Tal procedimiento es sensible a la escala de todos los rasgos que contiene el perfil, especialmente a los eventos más pequeños, pero también puede considerar la longitud total o múltiplos de esta dimensión como rasgos presentes en la señal. Por lo tanto, dicha información podría removerse del análisis aplicando sobre el perfil alguna técnica de filtrado más sofisticada. Uno de los objetivos de este trabajo consiste en observar la capacidad de las técnicas aquí empleadas para caracterizar señales, específicamente las que provienen de O.I., por este motivo, se evitó en la medida de lo posible manipular numericamente la señal contenida en los perfiles. Aún así, se obtuvieron algunos espectros que contienen rasgos que son producto de artificios inherentes al fundamento matemático de la técnica.

La segunda estructura notable dentro del espectro Wavelet, consiste en una banda localizada horizontalmente entre los 1400 y 4000m y en la vertical dentro del rango de longitudes de onda que va de $\lambda=1024$ a $\lambda=512$ m. La posición horizontal de la estructura coincide en gran medida con la posición de las crestas del paquete de O.I. en el perfil de datos. Esto último muestra claramente que la longitud de onda de las crestas en el perfil, disminuye hacia el final del paquete de O.I. lo cual es un resultado esperado con antelación, ya que el paquete de O.I. en la subimagen SAR muestra justo ese comportamiento. Por otro lado, la estructura se ubica totalmente por encima del nivel de significancia de 90%, lo que indica que es una característica real. El espectro Wavelet global presenta también dos rasgos principales. El primero de ellos muestra la máxima acumulación de energía a partir de $\lambda=2048$ m. El otro rasgo consiste en un pico que corresponde a $\lambda=992$ m. La posición de este pico coincide exactamente con la posición de la banda energética que corresponde al paquete de O.I. en el espectro Wavelet. Tanto el espectro Wavelet como el espectro global se ubican por encima del nivel de significancia del 90%; lo cual asegura que tratamos con una característica real de la información contenida en el perfil de datos.

El **inciso a)** de la figura 13 muestra la subimagen SAR correspondiente al paquete de O.I. No. 3. Esta subimagen también proviene del día 19 de Mayo de 1997; el paquete de O.I. cuenta con aproximadamente 6 rasgos brillantes en forma de bandas asociadas a crestas de onda. La dirección de propagación del paquete es aproximadamente 75° NE. De nuevo, la flecha en color blanco muestra la posición del perfil de intensidad y la dirección en la que fue extraído.

En el **inciso b)** se expone el perfil con la señal de las O.I. extraído de la imagen SAR, mientras que el **inciso c)** presenta el espectro FFT1D de esta serie de datos. El máximo energético este espectro corresponde con una longitud de onda de $\lambda=400\text{m}$.

El **inciso d)** corresponde al espectro FFT2D de la imagen mostrada en el inciso a). En esta gráfica podemos observar unicamente dos pulsos o picos perfectamente definidos. Estos pulsos corresponden a una longitud de onda de $\lambda=780\text{m}$. La orientación relativa de la energía en este espectro (75° NE) coincide con la orientación de los rasgos del paquete de O.I. en la imagen SAR.

A continuación, la figura con el **inciso e)** muestra el analisis Wavelet del perfil de datos extraído de la imagen SAR respectiva. El panel izquierdo corresponde al espectro wavelet de dicho perfil, el cual presenta también una estructura en forma de banda horizontal. Dicha banda está ubicada entre los 1600 y 3200m en el eje horizontal y entre los valores de longitud de onda de $\lambda=1024\text{m}$ y $\lambda=512\text{m}$, en la vertical. En la parte central de la estructura, aproximadamente en la distancia de 2500m, se observa la mayor concentración de energía; tal característica coincide en posición con la cresta de mayor amplitud y longitud en todo el perfil de datos.

Adicionalmente, la estructura se localiza por dentro del cono de influencia y por encima del nivel de significancia de 90%, lo que da mayor certeza sobre la veracidad de la ocurrencia de estos rasgos. En este paquete existe una mayor definición de los rasgos energéticos tanto en el espectro direccional como en Wavelet, (en comparación con el paquete 2). Esto se atribuye a que los rasgos del paquete 3 son más nítidos en la imagen SAR (las crestas son más homogéneas y delineadas) que los del paquete 2, lo que reduce considerablemente la variabilidad de los espectros.

En el panel inferior derecho se muestra el espectro wavelet global, donde se observan sólo dos picos que representan los rasgos más energéticos. De estos picos, el más energético alcanza un valor de $\lambda=750\text{m}$ y coincide en la vertical con la longitud de onda del rasgo más importante en el espectro wavelet. El pulso con menor contenido energético se asocia a una longitud de onda aproximada de $\lambda=2200\text{ m}$; este valor excede por mucho la longitud individual de las crestas en el perfil de datos, por lo que su ocurrencia nuevamente se atribuye al tratamiento de rasgos en la serie, tales como la longitud total de la señal o conjuntos de crestas, como si fueran una componente mas dentro de la serie de datos. Finalmente los dos picos dentro del espectro global se encuentran por encima del nivel de significancia de 95%.

En cuanto a la figura 14 el **inciso a)** contiene la subimagen SAR asociada a la imagen adquirida el 28 de Junio de 1999. Esta subimagen muestra (flecha color blanco) los rasgos correspondientes al paquete de O.I. identificado con el número 7. En este paquete las crestas no son tan homogéneas y existe un rasgo que representa la onda de máxima longitud en la parte central del paquete, situación que no ocurre en los casos anteriores y que, en general, no es común en los paquetes de O.I.

En el panel marcado con el **inciso b)** se presenta el perfil de datos extraído de la imagen SAR. En el **inciso c)** se muestra el espectro unidimensional del perfil de datos extraído de la imagen. En este espectro el rasgo más energético se presenta en $\lambda=355\text{m}$.

El **inciso d)** corresponde al espectro direccional de la subimagen SAR, en el cual la máxima concentración de energía se ubica en el valor de $\lambda=745\text{m}$; La orientación relativa de los rasgos de este espectro es 160° NO .

Dado que los rasgos correspondientes a las O.I. en esta subimagen son ahora menos definidos con respecto a los casos anteriores era de esperarse que existiera mayor variabilidad entre las distintas estimaciones de longitud de onda; en este último caso, el valor de $\lambda=745\text{m}$ es mucho más coherente con lo encontrado utilizando la técnica Wavelet, como se menciona a continuación.

El espectro wavelet se muestra en el **inciso e)** de la figura 14; este espectro presenta dos características energéticas principales, la primera de ellas es una banda localizada entre los valores de $\lambda=1024\text{m}$ y $\lambda=1096\text{m}$ abarcando horizontalmente todo el eje de distancia. Este rasgo se encuentra totalmente fuera del COI, pero por encima del nivel de significancia de 90%.

Como ocurre con los espectros anteriores, existe la posibilidad de que el rasgo sea resultado de artificios numéricos de la técnica, por lo que puede representar un evento irreal en el perfil de datos.

La otra característica importante del espectro consiste en una estructura horizontal con una “ondulación” marcada en su parte central. Este rasgo se localiza entre los valores de longitud de onda de $\lambda=512$ y $\lambda=1024$ m.

En la horizontal, la estructura comienza aproximadamente en la distancia de 1000m y termina en los 4500m. Este rasgo coincide en posición con las crestas de O.I. de mayor longitud dentro del perfil de datos.

La ondulación central mencionada anteriormente consiste en la tendencia de la estructura hacia longitudes de onda mayores a $\lambda=1000$ m. Obviamente esto ocurre porque justo ahí se presenta la oscilación de mayor escala dentro de todo el perfil. Esta situación se presenta completamente dentro del COI y por encima del nivel de significancia de 90%, es decir, representa un evento verdadero.

En el espectro wavelet global de la serie de datos se aprecian dos pulsos importantes localizados aproximadamente en $\lambda=700$ y $\lambda=3000$ m. El pico en $\lambda=3000$ m se descarta porque no existen rasgos con esta longitud, dentro del perfil de datos en la subimagen SAR, por lo tanto, se asume, que este pico también es resultado de artificios propios de la técnica. El pico localizado en $\lambda=700$ m es de nuestro total interés ya que la presencia de este pulso en esa longitud de onda coincide justamente con la banda de energía observada en el espectro Wavelet. Adicionalmente este rango se ubica por arriba del nivel de significancia de 95%, corroborando que se trata de un evento real.

En la figura 15 se presenta marcada con el **inciso a)** la subimagen SAR que contiene los rasgos del paquete de O.I. identificado con el número 4. Esta subimagen proviene del día 2 de Agosto de 1999 (ver figura 21). Los rasgos de las O.I. consisten en dos conjuntos de las típicas bandas oscuras y brillantes alternadas, separadas por una distancia aproximada de 3200m. El primer conjunto, ubicado en la porción superior derecha de la imagen, consta de 4 bandas o crestas de O.I. El segundo conjunto, en la porción inferior izquierda presenta 3 bandas menos nítidas que el primer conjunto. El **inciso b)** presenta el perfil de datos extraído de la subimagen SAR. En el se aprecia nuevamente la presencia de dos conjuntos independientes de crestas de O.I. dentro de un mismo paquete. El análisis de un perfil con estos rasgos tiene la finalidad de corroborar la respuesta de las técnicas a pulsos o señales claramente independientes, en este caso, para diferenciar entre grupos de ondas que aparentemente se propagan en un mismo paquete.

El **inciso c)** muestra el espectro FFT1D del perfil de datos. El valor de longitud de onda estimado por este método es de $\lambda=160$ m, el cual es un valor bastante alejado a la longitud esperada y difiere bastante con la estimación visual, que es de $\lambda=835$ m.

El **inciso d)** contiene el espectro direccional bidimensional de la subimagen SAR. En la figura se observan tres estructuras relacionadas con crestas de longitudes cercanas a $\lambda=1000$, 500 y 400 m. El rasgo más energético se localiza sobre el contorno correspondiente a $\lambda=1000$ m. Es claro que en la subimagen SAR no existen crestas con una longitud cercana a 1000 m. La presencia de esta estructura en el espectro puede deberse a que la técnica “interpreta” o “reconoce” las distancias entre los rasgos pertenecientes a las crestas de O.I. (que si pueden tener esa longitud) como rasgos propios de la señal; si este espaciamiento es el rasgo predominante en la imagen, su influencia en el espectro se manifiesta como el

sinusoide más energético, aunque no sea un evento natural o verdadero. El siguiente rasgo importante dentro del espectro direccional, en orden descendente en cuanto a longitud, corresponde al valor de $\lambda=500\text{m}$. Este valor es más cercano a la estimación visual, lo que hace suponer que se aproxima más al valor real, a diferencia del cálculo con FTT1D o del rasgo más energético del espectro FFT2D, descrito anteriormente. Para terminar, el rasgo en el espectro FFT2D con la menor longitud de onda, se asocia a un valor de $\lambda=400\text{m}$. Este pico corresponde a las crestas de menor longitud en el espectro, pero es el segundo en importancia en cuanto a contenido energético. Los rasgos correspondientes a $\lambda=450\text{ m}$ son, como se mencionó anteriormente, los que equivalen al valor de longitud de onda más cercano a la estimación visual, por lo que se sospecha que representan la longitud de onda real de las crestas de O.I. presentes en la subimagen SAR. La dirección de propagación aparente de estos grupos de O.I. es 41.5° NE; Esta orientación es idéntica a la dirección de propagación relativa que presentan las crestas en la imagen SAR.

El **inciso e)** presenta el análisis wavelet del perfil de datos extraído de la subimagen SAR. En el espectro se aprecia un pulso energético aislado en la distancia de 3500 m y al nivel de longitud de onda de $\lambda=400\text{m}$. A continuación, observamos el comienzo de la estructura más energética, aproximadamente en la distancia de 1400m y a un nivel de longitud de $\lambda=512\text{m}$. A partir de este punto, la estructura se ensancha y tiende hacia longitudes de $\lambda=1024\text{m}$, indicativo de que la longitud de las crestas incrementa hacia la parte final del perfil hasta la distancia de 4000m . Posteriormente, la estructura tiende hacia valores de longitud mayores a $\lambda=1024\text{ m}$ y en la distancia de 1000m , aproximadamente. Todos los rasgos del espectro wavelet recién descritos se ubican por encima del nivel de significancia de 90% .

Cuando se obtienen longitudes de onda mayores a 1500 m y teniendo como base las longitudes de onda estimadas visualmente, puede inferirse que tales características no representan una estimación real, sino un rasgo provocado artificialmente por la naturaleza de la técnica, es decir, la distancia entre los rasgos importantes en la imagen es considerada como una oscilación independiente, que consecuentemente se traduce en la generación de pulsos energéticos ficticios. Es justo en este último conjunto de resultados donde se presenta de manera más marcada el efecto recién mencionado, debido a que particularmente en la imagen SAR se presentan dos conjuntos de crestas con longitudes de onda similares, pero que se encuentran y desarrollan en posiciones diferentes.

El espectro Wavelet global, que es la curva localizada a la derecha del espectro wavelet, muestra, en primer lugar, un pulso de energía en el valor de $\lambda=350\text{m}$. A continuación, la curva incrementa paulatinamente su contenido energético, presentándose pulsos sobresalientes en las longitudes $\lambda=750$, $\lambda=1000$ y $\lambda=2200\text{m}$; la posición de estos pulsos coincide exactamente –en cuanto a longitud de onda- con las estructuras presentes en el espectro Wavelet; todos los rasgos descritos se encuentran por encima del nivel de significancia del 90%.

Por lo anterior, los picos en el espectro Wavelet asociados a las longitudes de $\lambda=350\text{m}$, $\lambda=750\text{m}$ y $\lambda=1000\text{m}$ coinciden en gran medida con los valores que se obtienen mediante la estimación visual y la técnica FFT2D. Adicionalmente, en la imagen SAR no hay estructuras que excedan los 1800m de longitud excepto, como se mencionó anteriormente, la separación entre los grupos de crestas de O.I.

Recapitulando, en lo que respecta a la transformación de Fourier unidimensional, en los cuatro casos presentados esta técnica rindió las estimaciones de mayor variabilidad. Esta variabilidad ocurre por la manera en que la FFT1D descompone la señal y la aproxima mediante sinusoides que tienen longitudes y amplitudes predeterminadas. En general, los espectros FFT1D mostraron la predominancia de rasgos con longitudes mucho menores a lo determinado visualmente o a lo obtenido con FFT2D y Wavelet, de hecho, en las subimágenes SAR se observaban rasgos de O.I. con longitudes evidentemente mayores. En dos ocasiones, la no periodicidad de la señal y la presencia de rasgos con longitudes de onda muy diferentes entre sí, provocan que la técnica FFT1D descomponga o atribuya a la serie de datos una longitud de onda promedio muy diferente a las estimaciones con otros métodos.

En cuanto a los espectros FFT2D, estos rindieron estimaciones más cercanas a lo obtenido visualmente o mediante Wavelet pero en algunos de ellos también se detectó la presencia de rasgos inexistentes en las subimágenes SAR, justo como ocurrió con FFT1D. Por otro lado, aunque el espectro FFT2D proporciona indicios sobre la distribución de la energía en función de la longitud de onda y muestra la orientación (relativa) de esta energía, con esta técnica no puede establecerse con claridad cuál de los rasgos presentes en la señal es el más importante y mucho menos en qué lugar ocurre, lo cual es un aspecto trascendental cuando se estudian señales de naturaleza no periódica e intermitente.

En relación a los espectros Wavelet, estos rindieron longitudes de onda similares a lo que se obtuvo con la estimación visual y con FFT2D, además de que mostraron con precisión el lugar en el que se presentaban los rasgos más importantes de los perfiles de O.I. Una observación importante de esta sección es que en todos los espectros Wavelet se presentaron estructuras que correspondían a longitudes de onda superiores a $\lambda=1500$ m. Igualmente, estos

rasgos se atribuyen a artificios generados por la técnica ya que en las subimágenes SAR no se aprecian crestas que alcancen tales dimensiones.

En la tabla 5 se presentan las estimaciones de longitud de onda de los 4 paquetes de O.I. recién analizados, que son los más representativos de esta investigación.

Tabla 5.- Longitudes de onda (m) determinadas a partir de cuatro técnicas diferentes: estimación visual, FFT1D, FFT2d y Wavelet para los cuatro casos analizados.

Fecha	Visual	FFT1D	FFT2D	WT
Paquete 2 (Mayo 97)	550	450	820	990
Paquete 3 (Mayo 97)	480	400	750	780
Paquete 7 (Junio 99)	440	350	670	740
Paquete 4 (Agosto 99)	830	160	750	820

El conjunto de paquetes de O.I. mostrados en la tabla 5 exhiben las estimaciones con la mayor similitud entre sí para cada caso específico, es decir, el análisis del primer paquete (Mayo de 1997, paquete 2) muestra gran similitud entre la estimación visual y FFT1D o entre FFT2D y WT únicamente. El segundo paquete (Mayo de 1997, paquete 3) presenta una situación parecida a la anterior: similitud entre la estimación visual y FFT1D, por un lado, y mucho mayor entre FFT2D y WT. El tercer paquete presenta similitud entre la estimación visual y FFT1D o entre FFT2D y WT. En el último caso, la estimación visual, FFT2D y WT proporcionan un valor de longitud similar, mientras que el valor arrojado por la FFT1D fue totalmente diferente.

Con base en la información anterior, es posible identificar las capacidades y limitaciones de cada una de las técnicas utilizadas para el análisis de los paquetes de O.I. en imágenes de radar. Comenzando con la longitud de onda estimada para cada paquete directamente de la imagen, esta es la técnica más rudimentaria para calcular dicho parámetro. Como se ha venido mencionado a lo largo de esta sección, es el procedimiento que rinde la mayor variabilidad, porque depende del criterio del especialista que elige donde comienza y termina cada cresta dentro de un paquete.

Un inconveniente del análisis de Fourier, uni o bidimensional es que rinde resultados deficientes en aquellas señales con rasgos que no son periódicos, porque la transformación se basa en la descomposición de la serie de datos en una sumatoria de sinusoides con fases y amplitudes distintas. Ocurre que tal descomposición no siempre suma la función original, especialmente cuando la serie de datos no es periódica. Los espectros de señales no periódicas consisten en un continuo de frecuencias de las cuales es difícil diferenciar el rasgo más importante. Adicionalmente los espectros FFT1D se ven afectados por la sobrestimación de frecuencias que provocan los extremos de la serie de datos o porque la longitud de la serie es insuficiente o no es potencia de 2.

El análisis FFT1D rinde la amplitud y la frecuencia del rasgo más importante en la serie de datos, aunque su cálculo es altamente afectado por características de la señal tales como su periodicidad o la variabilidad (ruido) propia de los transectos, que resulta del proceso de formación de la imagen SAR. Para evitar interpretaciones imprecisas del espectro FFT1D, lo más conveniente es aplicar distintas técnicas de filtrado a la señal aunque esto implique una mayor inversión de tiempo en el procesamiento y comprensión de los resultados. No en todos los casos los espectros FFT1D rindieron longitudes de onda comparables con las

estimaciones de otras técnicas, por lo que nuestros resultados no fueron satisfactorios completamente, sobre todo en el caso del paquete de O.I. correspondiente a Agosto de 1999.

En el mismo orden de ideas, el análisis de Fourier bidimensional (FFT2D) fue una de las técnicas numéricas mas utilizadas en estudios previos relacionados con el análisis de O.I. (Changbao, et al., 1999, **Ródenas & Garello**, 1997, **Apel & Gonzalez**, 1983). En estos trabajos se enfatiza el hecho de que la FFT2D es una herramienta complementaria, que puede indicar cuál es la longitud de onda predominante en determinado paquete de O.I. y también cuál es la orientación o dirección de propagación de dicho rasgo, pero, a pesar de ello, la FFT2D se ve influenciada por artificios o desviaciones que dependen de la técnica, de valores ficticios introducidos durante el proceso de formación de la imagen SAR y de la calidad de la información empleada para el cálculo del espectro en si.

Puesto que ésta investigación intenta discernir que técnica analítica rinde la estimación más precisa y teniendo en cuenta la naturaleza y características (eventos altamente episódicos y no periodicos) que tienen los paquetes de O.I. presentes en las imágenes SAR, se observó que la transformación de Fourier uni o bidimensional no siempre proporcionó la estimación más adecuada, mientras que la transformada Wavelet proporcionó estimaciones de longitud de onda coherentes con la técnica visual, pero, por otro lado, Wavelet no proporciona información relacionada a la dirección de propagación de los paquetes de O.I. co.mo sucede con la FFT2D.

La transformada WT proporcionó espectros de poder en una presentación que facilita por mucho la determinación del rasgo preponderante dentro de un determinado paquete de O.I., específicamente porque muestra de forma simultánea la posición, nivel energético y escala de los rasgos dominantes en el perfil. Esto, en primera instancia, constituye una ventaja de apreciación sobre FFT.

Puesto que la técnica se basa en la convolución iterativa entre la señal y un conjunto de funciones que provienen de los escalamientos y traslaciones de una ondícula base, el proceso resalta de manera natural aquellas componentes con la mayor contribución, es decir, analiza la información enfocándose en la escala de los rasgos de la serie. Esta aproximación es más adecuada para investigar señales no periódicas y altamente localizadas porque “compara” la señal con una ondícula que tiene rasgos predeterminados de longitud y amplitud, lo que permite conocer localmente las características espaciales incluso de señales no estacionarias.

Por lo tanto, la transformada WT determina el nivel energético y la longitud de onda de los rasgos en las imágenes SAR de manera casi instantánea y con un enfoque mucho más adecuado. En los cuatro análisis mostrados anteriormente los espectros Wavelet mostraron con precisión los rasgos más energéticos asociados a las crestas de onda mas notorias en lugares específicos del perfil de datos; por otro lado, además de los rasgos correspondientes a los paquetes de O.I., los espectros Wavelet presentaron invariablemente estructuras ficticias (asociadas a longitudes de onda fuera de toda proporción, por arriba de 1500 m) producidas por el fundamento matemático de la técnica.

Los espectros Wavelet globales (GWS) de los cuatro casos mostrados corroboran las longitudes obtenidas con los espectros WT respectivos, pero si se comparan con los espectros FFT1D, prácticamente no existe comparación. Como el GWS es una aproximación suavizada del espectro FFT1D, la comparación mencionada es una aproximación arbitraria porque el cálculo de cada espectro proviene de metodologías relativamente distintas. En nuestro caso los espectros no presentan similitud alguna.

Las longitudes de crestas en paquetes de O.I. reportadas por Apel & Gonzalez (1983), en la costa Pacífico de Baja California son en promedio de 390 m pero con valores extremos de 200 y 1600m. Dichos valores se obtuvieron ya sea directamente de la imagen o empleando la FFT2D para corroborarlos y tener adicionalmente la dirección de propagación de las crestas. En este estudio ya se plantea la necesidad de utilizar técnicas analíticas mucho más sofisticadas para la extracción de información de O.I. en imágenes SAR.

Los valores de longitud de onda -estimados con cuatro técnicas distintas- son del mismo orden de magnitud similar a lo reportado por Changbao et al., (1999). Esta última investigación no corresponde a nuestra zona de estudio, pero es una de los pocos trabajos conocidos en la que se emplea WT para extraer información de O.I. en imágenes SAR y para comparar dicha información con FFT2D. Las estimaciones se obtienen específicamente a partir del análisis multiresolución WT. La comparación anterior es relevante para nuestro estudio en el sentido de que plantea el uso de ambas técnicas para obtener una estimación mejor y más completa, situación que es llevada a cabo en esta investigación.

Este trabajo tiene un enfoque similar al trabajo de Rodenas & Garello (1997) quienes emplean la transformada WT para la obtención de una estimación mejorada de algunos parámetros geofísicos importantes en la descripción de paquetes de O.I. en imágenes SAR; En este estudio se propone, en primer lugar, el filtrado de la imagen como un proceso inevitable: en nuestros espectros WT se utilizaron perfiles de O.I. manipulados en menor medida posible, sólo para tener cierto nivel de comparación con el trabajo de Rodenas & Garello.

Los resultados de este trabajo y los de las investigaciones recién mencionadas coinciden en la idea de que WT permite obtener una estimación más completa de parámetros geofísicos, en este caso, de las O.I., presentes en imágenes SAR. Aunque estos resultados provienen de la aplicación de la transformada WT unidimensional, en el futuro sería muy importante la implementación de la transformada WT bidimensional, con el fin de poseer un procedimiento automatizado para la detección y análisis de O.I. presentes en imágenes SAR (Rodenas & Garello, 1997), sobre todo para nuestra zona de estudio que, como se mencionó previamente, es un lugar donde las O.I. desempeñan un papel destacado dentro de la dinámica de la región.

Ecuación KdV: Parámetros de entrada

Como se menciona anteriormente, la descripción de las características físicas del solitón líder en un paquete de O.I. requiere del conocimiento de la frecuencia de *Brunt-Väisälä* que predomina en la zona donde los paquetes se propagan; la figura 16, presenta la densidad y la frecuencia de estratificación promedio, obtenidas a partir de 5 sitios representativos de la región (marcados con asteriscos en la Figura 5).

La figura 16 consta de dos paneles: el panel izquierdo muestra la densidad promedio de la columna de agua calculada a partir de registros de CTD (salinidad, temperatura, presión) efectuados en los sitios indicados en la figura 5-(Zona de estudio, batimetría, Imagen SAR y Lances CTD). El panel derecho presenta la frecuencia de estratificación N^2 estimada a partir de los valores de densidad recién descritos.

Cada panel consta de dos curvas que corresponden a los meses de Mayo de 2003 (línea azul) y Agosto de 2004 (línea roja). Los periodos de medición corresponden al final de la época de primavera (mayo de 2003) y al final de la época de verano (agosto de 2004), respectivamente.

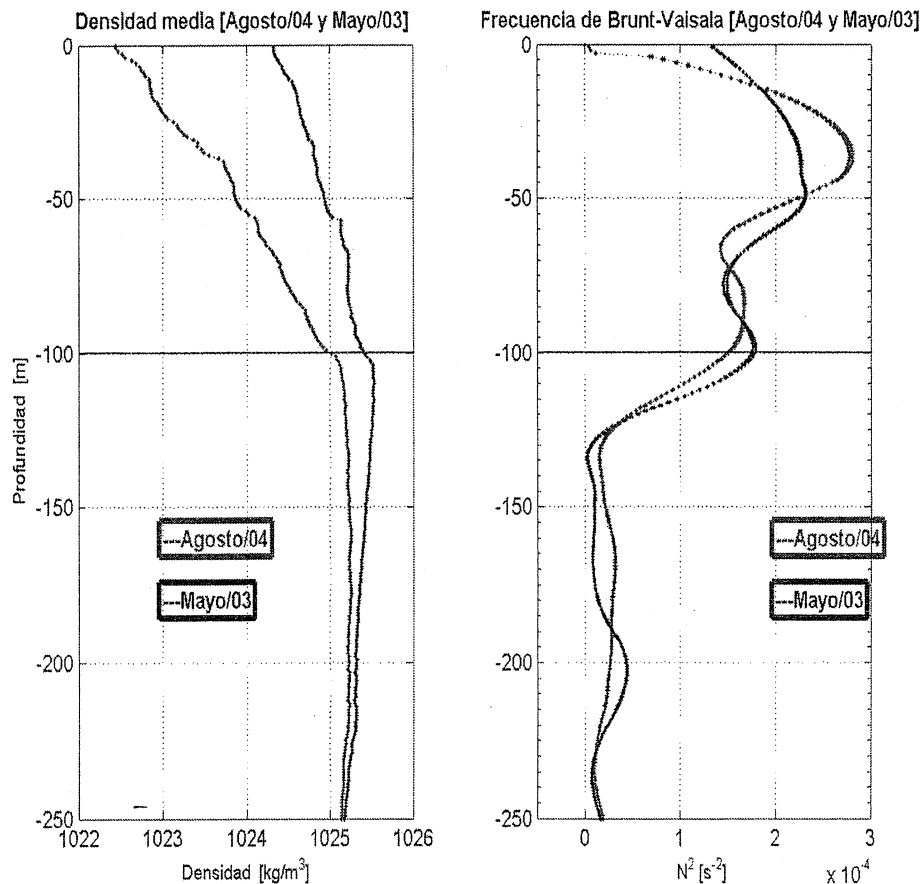


Figura 16.- Densidad y Frecuencia de estratificación (N^2) promedio. Las curvas corresponden a principios de verano (Mayo de 2003) y principios de otoño (Agosto de 2004).

A partir del cálculo de N^2 fue posible conocer la profundidad aproximada de la Termoclina; este valor se localiza entre los 50 y los 95m de profundidad. Es notable que en la curva de N^2 el valor máximo se encuentra a una profundidad aproximada de 50m pero la parte de la curva que va de 50 a 100m, reviste particular importancia para nuestra investigación. Los valores de N^2 en esta región se asocian a profundidades de la interfase que, cuando son incluidas en la ecuación KdV, rinden solitones con características comparables a las de investigaciones previas de O.I. en la zona (Fu & Holt, 1984).

Simultáneamente, conociendo la profundidad de la interfase, se puede determinar el espesor (h_i) y la densidad (ρ_i) de las capas de fluido que componen la columna de agua de acuerdo con la configuración (océano ideal estratificado en dos capas con densidad constante) que requiere la aplicación de la ecuación KdV. La tabla 6 muestra dichos parámetros.

Tabla 6.- Espesor de las capas de fluido (h_n) y contraste en densidad ($\Delta\rho$) para dos interfases (A_n) distintas.

	$h_1(Z=50)$		$h_2(Z=95)$	
Mayo ($\Delta\rho=0.4$)	$h_1=50$	$h_2=250$	$h_1=95$	$h_2=205$
	$\rho_1=1025.1$	$\rho_2=1025.4$	$\rho_1=1025.1$	$\rho_2=1025.4$
Agosto ($\Delta\rho=1.9$)	$\rho_1=1022.55$	$\rho_2=1024.45$	$\rho_1=1022.55$	$\rho_2=1024.45$

Otro cálculo necesario para implementar la ecuación KdV es la estimación de la longitud característica “ L ” del solitón líder dentro de un determinado paquete de O.I., la cual se define como la distancia que existe entre la cresta y el valle del soliton principal. Este parámetro se determinó directamente de los perfiles transversales que contenían la señal de las O.I. Para ser consistente con las estimaciones reportadas a lo largo de este trabajo, a continuación se presentan en la tabla 7 los valores de L correspondientes a los cuatro paquetes de O.I. analizados en la sección previa (Parte II: paquetes de O.I.)

Tabla 7.-Longitud característica (L) y Longitud de onda (λ) de los paquetes de O.I. analizados con FFT y Wt.

	L	λ
Paquete 2 (Mayo 97)	300	~850
Paquete 3 (Mayo 97)	420	~800
Paquete 7 (Junio 99)	260	~700
Paquete 4 (Agosto 99)	250	~790

En la interpretación de los resultados mostrados, deben hacerse las siguientes consideraciones: las estimaciones de densidad y de la frecuencia de oscilación corresponden a una fecha distinta a aquella en que fueron generadas las imágenes SAR. Esta es una situación que introduce cierto grado de variabilidad a los parámetros aquí estimados.

Por otro lado, también debe considerarse que el perfil de densidad y, por lo tanto, la frecuencia de estratificación, son estimaciones promedio que provienen de un sitio cercano al lugar en el cual se encontraban los paquetes de O.I. al momento en que se generó la imagen SAR. La curva de N^2 indica que la columna de agua se estratifica aproximadamente en dos capas y la profundidad de la interfase entre tales capas mostró ser altamente variable de un lugar a otro dentro de la misma cuenca. Este hecho influye directamente en los parámetros de entrada para la ecuación y obviamente en las amplitudes y velocidades estimadas para los solitones modelados.

Otro aspecto importante es que la intensidad de la onda de marea influye directamente en la amplitud, longitud de onda, cantidad de solitones y cantidad de paquetes de O.I. que son registrados en la imagen SAR, esto quiere decir que se presentarían más paquetes con más solitones, estos últimos con mayor longitud y amplitud durante mareas vivas que durante mareas muertas.

Fu & Holt (1984) reportan paquetes de O.I. con mas de nueve solitones generados durante rangos de marea superiores a 4.0m (durante mareas vivas) y menos de 5 solitones para rangos por debajo de 4.0m (durante mareas muertas).

En esta investigación, sólo una de las imágenes fue obtenida durante mareas vivas (Junio de 1999); en los demás casos, los paquetes provienen de la transición de marea muerta a marea viva, por ello, los paquetes registrados en las imágenes son obviamente más pequeños: las longitudes de onda (FFT y Wt) y las amplitudes aquí reportadas, incluso las distancias entre los paquetes, utilizadas para calcular su velocidad de grupo, son ligeramente menores a lo obtenido por Fu & Holt, (velocidad de grupo de 1.2 m/s).

Todo lo anterior debe tenerse en cuenta al momento de interpretar y comparar las características de los solitones modelados con la ecuación KdV, especialmente sus amplitudes, lo cual, se expone en la siguiente sección.

Ecuación KdV: Solitones

A continuación se presentan en la tabla 8 las estimaciones de amplitud, celeridad y velocidad superficial asociada obtenidas con la ecuación KdV.

Tabla 8.- Amplitud (A_0), velocidad de grupo (C_0) y velocidad de fase (C_i) para solitones que se propagan a profundidades y densidades diferentes.

	$h_I=50$		$h_I=95$	
	$L=300$	$L=250$	$L=300$	$L=250$
$\Delta\rho=0.4$ (Mayo/03)	$A_0=-11.57$	$A_0=-16.67$	$A_0=-51.1$	$A_0=-73.57$
	$C_0=0.40$	$C_0=0.31$	$C_0=0.51$	$C_0=0.39$
	$C_i=0.44$	$C_i=0.35$	$C_i=0.58$	$C_i=0.47$
	$V_s=0.085$	$V_s=0.085$	$V_s=0.21$	$V_s=0.20$
$\Delta\rho=1.9$ (Agosto/04)	$L=300$	$L=250$	$L=300$	$L=250$
	$A_0=-11.59$	$A_0=-16.69$	$A_0=-51.1$	$A_0=-73.69$
	$C_0=0.87$	$C_0=0.87$	$C_0=1.08$	$C_0=1.08$
	$C_i=0.95$	$C_i=0.98$	$C_i=1.24$	$C_i=1.31$
	$V_s=0.18$	$V_s=0.248$	$V_s=0.44$	$V_s=0.57$

A partir de la información anterior, surgen dos variaciones importantes: la primera de ellas se encuentra en los valores de amplitud del solitón modelado; Cuando la capa superficial tiene un espesor aproximado de 50m, la amplitud es pequeña en comparación con los resultados de otras investigaciones en la zona. Cuando el espesor aumenta, la amplitud del solitón también lo hace, alcanzando valores similares a lo reportado por Fu & Holt (1984) y por Osborne & Burch (1980).

En el caso del paquete 2 en la imagen SAR con fecha 19 de Mayo de 1997, cuando $h_1=50$, KdV arroja amplitudes de $A_0=-11.57\text{m}$; si $h_1=95$, el valor de $A_0=-51.1\text{m}$. Este valor es similar a lo reportado por *Fu & Holt (1984)*, quien reporta amplitudes del orden de 50m. *Osborne & Burch (1980)* encuentran solitones con amplitudes del orden de 60m en el mar de Andaman; Esquivel-Traba (en proceso), encuentra solitones con amplitudes de alrededor de 20m, aunque los parámetros de entrada para sus cálculos ($h_1=76$, $h_2=124$, $\Delta\rho=2$) provienen de una región con características distintas (Golfo de Tehuantepec). Con lo anterior, además de la variabilidad inducida por las fechas de las que provienen las imágenes y las estimaciones de densidad y de N^2 , se debe considerar que la interfase por sí misma no es uniforme ni espacial ni temporalmente y esto último provoca también variaciones importantes en las amplitudes obtenidas con la ecuación KdV.

Otra variación importante consiste en el incremento en velocidad que sufren los solitones si aumenta el contraste en densidad entre las capas de fluido. De manera general, bajo las condiciones mostradas en la tabla 8, cuando $\Delta\rho=0.4$, las ondas en su mayoría tienen velocidades de grupo y fase menores a 0.6 m/s. Cuando $\Delta\rho=1.91$, las ondas presentan velocidades de grupo y fase de entre 0.8 y 1.31 m/s.

Cuando se calcula la velocidad de grupo directamente de la imagen SAR en Mayo de 1997 se obtiene un valor promedio de $C_0=0.51\text{m/s}$; la misma estimación, para la imagen SAR de Agosto de 1999 es de $C_0=0.46\text{m/s}$. Cuando el solitón se modela con $\Delta\rho=0.4$ y $h_1=50\text{m}$, se obtiene una velocidad de grupo de $C_0=0.40\text{m/s}$, mientras que si el solitón se modela con $h_1=95$, se obtiene un valor de $C_0=0.58\text{m/s}$. Si aumenta el contraste en densidad, es decir, usando $\Delta\rho=1.91$, cuando $h_1=50\text{m}$, se obtiene una velocidad de grupo de $C_0=0.87\text{m/s}$, mientras que con $h_1=95$, se obtiene un valor de $C_0=1.08\text{m/s}$.

La velocidad superficial máxima V_s asociada al solitón modelado también mostró una variación que está relacionada con el contraste en densidad entre ambas capas de fluido. En la tabla 8 se aprecia un aumento de $V_s=0.08$ a $V_s=0.2$ para solitones que se propagan en una interfase de 50m de profundidad y con un contraste de $\Delta\rho=0.4$. Cuando el contraste es de $\Delta\rho=1.9$ y la interfase se ubica a los 90m, se presenta un cambio de $V_s=0.18$ a $V_s=0.57$. Resalta que en las dos situaciones anteriores se presenta mayor velocidad superficial provocada por ondas con valores de L más pequeños.

El perfil de amplitud y velocidad superficial asociada de los solitones calculados con la ecuación KdV se presenta a continuación en las figuras 17 y 18. Las figuras se dividen en cuatro paneles que muestran la amplitud A_0 (m) como líneas de color rojo en la parte superior y la velocidad superficial (m/s) asociada al solitón, como líneas de color azul en la parte inferior. Los ejes horizontales de todas las curvas indican distancia (m).

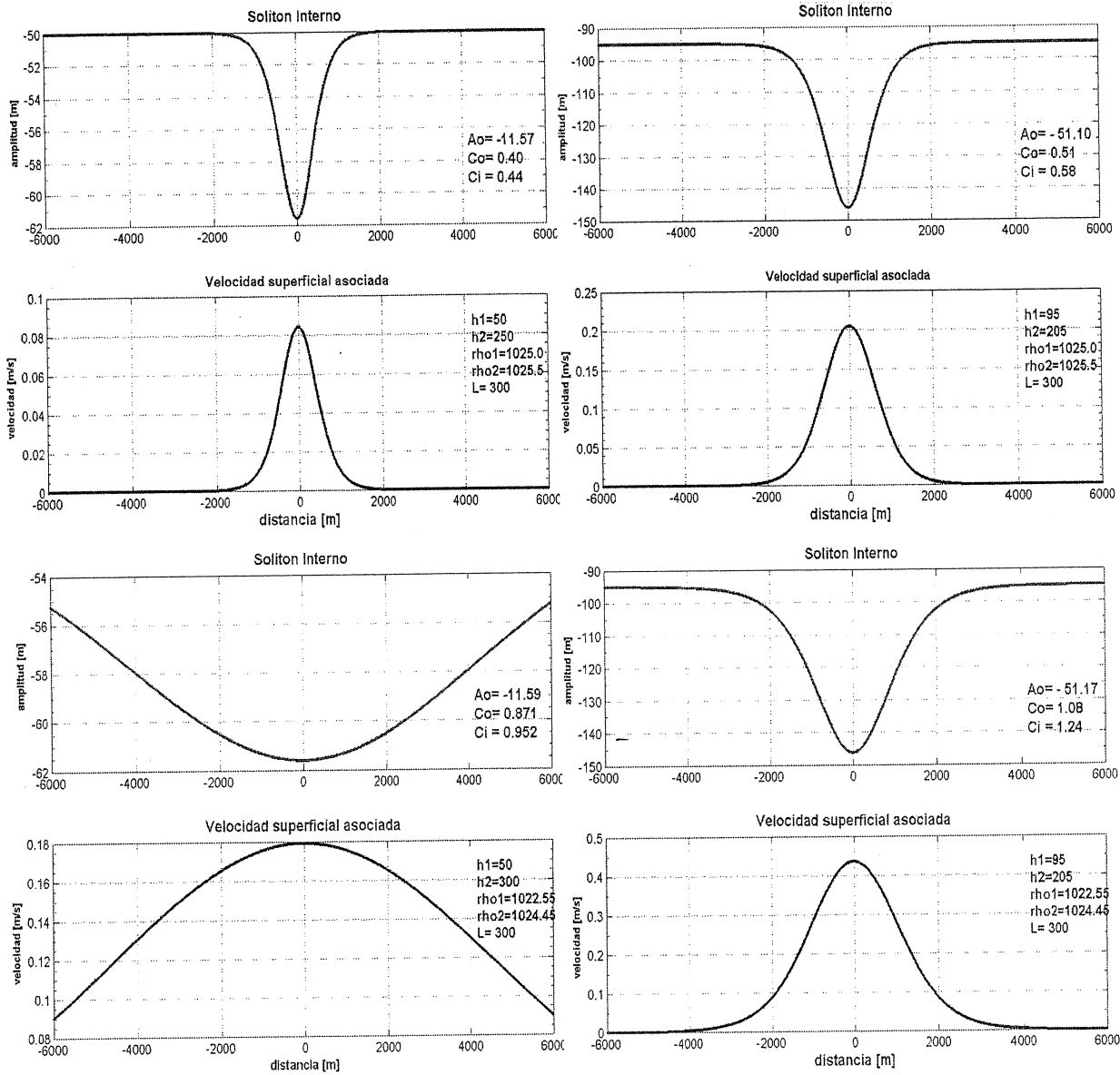


Figura 17.- Amplitud de onda (arriba) y velocidad superficial (abajo) asociada al solitón modelado con la ecuación KdV. La leyenda en la región derecha de la curva superior (rojo) indica los valores obtenidos para el solitón y la leyenda de la curva inferior (azul) indica los parámetros de entrada para la ecuación. En esta figura los solitones tienen en común el parámetro L , el cual tiene un valor de 300m para los 4 casos.

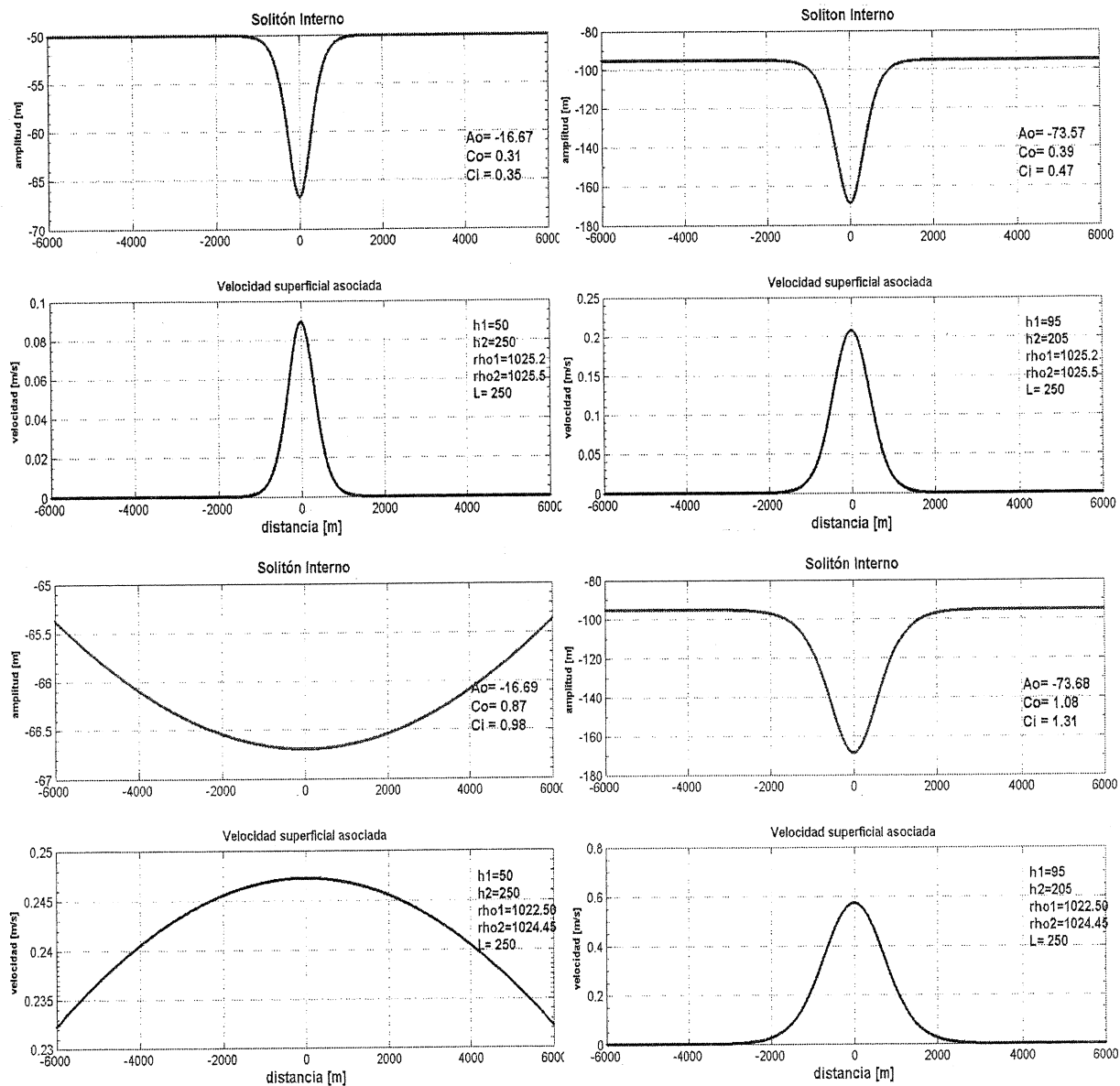


Figura 18.- Amplitud de onda (arriba) y velocidad superficial (abajo) asociada al solitón modelado con la ecuación KdV. La leyenda en la región derecha de la curva superior (rojo) indica los valores obtenidos para el solitón y la leyenda en la curva inferior (azul) indica los parámetros de entrada para la ecuación. En esta figura los solitones tienen en común el parámetro L , el cual tiene un valor de 250m para los 4 casos.

Con base en la información mostrada en esta sección, en todos los cálculos es notoria la influencia que tiene el valor de profundidad a la cuál se encuentra la interfase; de este cálculo depende la estimación del valor de densidad promedio para cada capa de fluido y de manera general todos los parámetros de entrada de la ecuación KdV. Debe mencionarse que tanto en nuestra investigación como en el trabajo realizado previamente por Fu & Holt (1984), no se calculó dicha profundidad a partir de datos "*in situ*" correspondientes exactamente en tiempo y espacio a la imagen SAR, por ello puede explicarse que en este estudio se obtengan parámetros similares sólo en uno de los casos presentados ($h_1=95m$).

Cuando se compara el resultado de nuestro caso con $h_1=50m$ y el trabajo de Esquivel-Traba (en proceso) se observa cierta similitud en los valores de amplitud, pero debe tenerse en cuenta que la zona de estudio para su investigación tiene características diferentes (Golfo de Tehuantepec), por lo que parece improbable que los paquetes de O.I. en el G.C. tengan amplitudes tan pequeñas especialmente en la época de verano.

No debe perderse de vista tampoco que la intensidad de la onda de marea, al momento en que fueron generados los paquetes de O.I. de nuestro trabajo, es menor comparada con la onda de marea que ocasiona los paquetes de O.I. en el caso de Fu & Holt (1984); este hecho definitivamente implica que los solitones obtenidos en este estudio tienen amplitudes y velocidades (fase y grupo) menores a las de su investigación.

8.- CONCLUSIONES

El conjunto de imágenes SAR empleadas en este trabajo representa la base de datos más actual en cuanto a determinación de parámetros de O.I. en el Golfo de California. Así mismo, este es el primer estudio que plantea una comparación entre dos técnicas distintas de análisis espectral para estudiar características de los fenómenos registrados en dichas imágenes. De esta serie de imágenes y el análisis realizado mediante ellas se desprenden las siguientes conclusiones:

Los paquetes de O.I. presentes en la zona de las islas del Golfo de California definitivamente tienen un origen mareal semidiurno; existen dos puntos de generación para estos paquetes, uno de ellos son los bajos localizados entre las islas San Esteban y San Lorenzo; el otro punto es el bajo localizado en la boca norte del canal de Ballenas. Las características de los paquetes de O.I. (amplitud, velocidad, período, número de solitones en el paquete) que surgen de estas regiones dependen ampliamente de la intensidad de la onda de marea.

Las técnicas FFT y WT mostraron diferencias importantes en cuanto a la determinación de la longitud de onda de las crestas de las O.I. La diferencia más notable está relacionada con la manera en que la técnica WT descompone la serie de datos, lo que facilita la interpretación del contenido energético en los espectros de poder. Se corrobora que WT es una herramienta natural para el análisis de señales que no son periódicas y altamente episódicas. La transformada FFT mostró ser una herramienta complementaria para el análisis de señales del tipo de las O.I. aunque no la mejor, ya que se ve influenciada por la variabilidad asociada a la descomposición de la serie de datos en funciones sinusoidales,

además de que presentó las estimaciones con mayor variabilidad. Aún así, el espectro direccional (FFT2) si rindió estimaciones bastante cercanas a lo obtenido con WT.

La transformada WT aún es una herramienta analítica de “innovación”, pero no por ello puede remplazar por completo a la transformada de Fourier, de hecho, la integración de ambas técnicas permite un análisis más completo del fenómeno en cuestión.

En cuanto a la aplicación de la ecuación KdV es evidente la necesidad de datos con mayor precisión espacial y temporal para que las estimaciones de amplitud, velocidad de fase y de grupo tengan un menor nivel de incertidumbre; dichas estimaciones mostraron una variación importante relacionada con la magnitud del contraste en densidad que predomina en la columna de agua, esta variación consiste en el aumento de tales velocidades cuando el contraste en densidad entre las capas de fluido es cada vez más grande.

Asumiendo que el G.C. presenta una estratificación en dos capas que tienen densidad constante verticalmente, la profundidad de la interfase entre dichas capas es altamente variable, esta variación ocasiona ondas con amplitudes que van de los 20 a los 70m, y velocidades que van de 0.4 a 1.31m/s.

Las amplitudes de los solitones obtenidos mediante la ecuación KdV dependen del conocimiento preciso de la profundidad de la termoclina y las densidades de las capas de fluido que existen al momento de generarse los paquetes; el cálculo de las características de los paquetes sería mucho más cercano a la realidad si se adquieren simultáneamente la imagen SAR y la información con las características de la columna de agua, sobre todo si provienen exactamente del mismo sitio.

El cálculo también sería más completo si en investigaciones posteriores se considera que las capas de fluido tienen una estratificación variable verticalmente.

Finalmente la percepción remota de O.I. o de cualquier característica de la superficie del mar , debería complementarse forzosamente con estimaciones "*in situ*". En el Golfo de California se han realizado una gran cantidad de investigaciones que reportan la presencia e influencia de O.I. sobre ámbitos diversos y muy importantes, especialmente en lo relacionado a surgencias y circulación, por lo que seria conveniente realizar más estudios en los que se implementen simultáneamente registros del fenómeno a escala puntual y sinóptica.

9.-LITERATURA CITADA

Alpers, W., "Theory of radar imaging of internal waves", *Nature*, 314, 245-247. 1985

Apel, J.R., & F.I. Gonzalez. "Nonlinear features of internal waves off Baja California as observed from the SEASAT imaging radar", *Journal of Geophysical Research*. 88: 4459-4466. 1983

Astafova, N.M., "Wavelet analysis: basic theory and some applications", *Uspekhi Fizicheskikh Nauk*, Russian Academy of sciences, 39(11) 1085-1108, 1996

Badan-Dangon, A., C.E. Dorman, M.A. Merrifield y C.D. Winant. "The lower Atmosphere over the gulf of California", *Journal of Geophysical Research*. 96: 16,877-16,896. 1991

Badan-Dangon, A., M.C.Hendershott y M.F. Lavín, "Underway doppler current profiles in the Gulf of California", *EOS, transactions, American Geophysical Union*. Vol. 72, 19, 1991.

Baines, P.G., "Internal tides, internal waves and near inertial motions" *CSIRO, Atmospheric research*, 1982

Barbee, W.B., J.G. Dworski, J.D. Irish, L.H. Larsen y M. Rattray, Jr. "Measurement of Internal Waves of tidal frequency Near a Continental Boundary", *Journal of Geophysical Research*. 80: 1965-1975. 1975

Cairns, J.L., "Asymmetry of internal tidal waves in shallow coastal waters", *Journal of Geophysical Research*. 72: 3563-3565

Changbao, Z., Jingsong, Y., Weigen, H., Bin, F., Aiqin, S. y Donglin, L., "Satellite SAR remote sensing of ocean internal waves", Second Institute of Oceanography, State Oceanic Administration. Hangzhou, P.R., China. 1999.

Chereskin, T.K., "Generation of internal Waves in Massachusetts Bay", *Journal of Geophysical Research*. 88. 2649-2661. 1983

De Dios-Sánchez, D.R., "Climatología de la altura significativa del oleaje frente a la costa pacífico de Baja California a partir de datos del altímetro a bordo del satélite ERS-2", Tesis de Licenciatura, UABC, 2002.

Delory, E. and J.R. Potter, "Objectivity in the study of marine mammal vocalisations: a Wavelet approach", *Acoustic research laboratory, National University of Singapore*, 1999.

Esquivel-Traba, B., "Análisis de una imagen SAR aplicando las transformadas Radon y Wavelet para mejorar la visualización de ondas superficiales e internas en el océano". Tesis de Licenciatura, UABC, 2004.

Esquivel-Traba, B., "*Análisis de ondas internas usando imágenes del radar de apertura sintética del golfo de Tehuantepec*" Tesis de maestría, UABC, en proceso.

Filonov, A.E. & M.F. Lavin, "*Internal tides in the northern Gulf of California*", Journal of Geophysical Research. 108(C5), 3151, doi:10.1029/2002JC001460, 2003.

Fu, L. & B. Holt, "*Internal waves in the Gulf of California: observations from a space born radar*", Journal of Geophysical Research, 89(C2): 2053-2060. 1984

Garret, C., & W. Munk., "*Space-Time scales of internal waves*", Journal of Geophysical fluid Dynamics. 2: 225-264. 1971

Grossman, A. & J. Morlet, "*Decomposition of hardy functions into square integrable wavelets of constant shape*", SIAM, Journal of Mathematics, Vol. 15, pp. 723-736, 1984.

Haury, L.R., M.G. Briscoe y M.H. Orr. "*Tidally Generated internal wave packets in Massachusetts Bay*", Nature, 278: 312-317. 1979

Holloway, P.E. & M.A. Merrifield., "*Internal tide generation by seamounts, ridges and Islands*", Journal of Geophysical Research. 104: 25,937-25,951. 1999

Jeans, D.R.G., "*Solitary Internal Waves in the Ocean*", Literature review completed as part of the internal waves contribution to MORENA. Unit for coastal & estuarine studies. University college of North Wales. 1995.

Korteweg, D.J. & G. De Vries, Philosophy Magazine, 39, 422, 1895., citado en **Jeans, D.R.G.**, "*Solitary Internal Waves in the Ocean*", Literature review completed as part of the internal waves contribution to MORENA. Unit for coastal & estuarine studies. University college of North Wales. 1995.

Lavin, M.F. & S. Organista. "*Surface heat flux in the Northern gulf of California*", Journal of Geophysical Research. 93: 14,033 – 14,038, 1988.

Lindsay, R. W., D.B. Percival & D.A. Rothrock., "*The discrete wavelet transform and the scale analysis of the surface properties of sea ice*", IEEE transactions on geoscience and remote sensing. Vol. 34, 771-787. 1996

Liu, A.K., et al., "*Evolution of nonlinear internal waves in the east and south China seas*", Journal of Geophysical Research, 103, C4, 7995-8008, 1998.

Lopez-Calderón, J.M., "*Variabilidad anual e interanual de la clorofila-a (Sea WIFS) y el viento superficial (QuikSCAT) en el alto Golfo de California: su circulación y asociación*"., Tesis de maestría, UABC, 2005.

Marinone, S.G. and M.F. Lavín., "*Residual flow and mixing in the large islands region of the central gulf of California*", CICESE, 2003

Martínez-Díaz de León, A., "*The use of the ERS-2 synthetic aperture radar to study the wind driven ocean circulation in the gulf of Tehuantepec, México, during Norte events*", Ph.D. Thesis., University of Southampton, Faculty of Science. 1998.

Mascarenhas, A. S. Jr. & E. Mollo-Christensen. “*Heat storage in the oceanic upper mixed layer inferred from LandSat data*”, Science, 203:653-654. 1979.

Mascarenhas, A.S. Jr., “*Ondas de gravedad, internas y de superficie*”, Notas del curso dictado en la Facultad de Oceanografía de la Escuela Naval “Almirante Padilla” en Cartagena de Indias, Colombia. 1996

Maxworthy, T., “*On the formation of nonlinear internal waves from the gravitational collapse of mixed regions in two and three dimensions*”, J. Fluid mech., 96. 47-64, 1980., citado en: **Fu, L. & B. Holt,** “*Internal waves in the Gulf of California: observations from a space born radar*”, Journal of Geophysical Research, 89(C2): 2053-2060. 1984

Miropol’sky, Yu, Z., “*Dynamic of Internal gravity waves in the ocean*”, Kluwer academic publishers, 406 pp. 2001

Munk, W., “*Internal Waves in the gulf of California*”, Journal of marine research, 1., 81-91., 1941., citado en: **Fu, L. & B. Holt,** “*Internal waves in the Gulf of California: observations from a space born radar*”, Journal of Geophysical Research, 89(C2): 2053-2060. 1984

Paden, C.A., C.D. Winant y M. R. Abbott. “*Tidal and atmospheric forcing of the upper ocean in the Gulf of California. Surface Heat Flux*”, Journal of Geophysical research. 98: 20,091 – 20,103, 1993.

Rattray, M., “*On the coastal generation of internal tides*”, Tellus XII, 1: 54-62. 1960.

Ródenas, J.A., & Garelo, R., “*Wavelet analysis in SAR ocean image profiles for internal wave detection and wavelength estimation*”, IEEE transactions on geoscience and remote sensing. Vol. 35, No. 4, 933-945. 1997

Summers, H.J. & K.O. Emery, “*Internal waves of tidal period off southern California*”, Journal of Geophysical Research. 68: 827-839. 1963

Torrence, C. & G.P. Compo., “*A practical guide to wavelet analysis*”, American Meteorological Society., 61-78., 1998

Torres-Rodriguez, J., “*Análisis del oleaje en la región costera utilizando imágenes del radar de apertura sintética (SAR-ERS-2): aplicación en la región de Rosarito, Baja California, México*”, Tesis de Doctorado, CICESE, 2005

Trevorrow, M.V., “*Observations of internal solitary waves near the Oregon coast with an inverted echo sounder*”, Journal of Geophysical research. 103: 7671-7680. 1998

Wunsch, C., “*Internal tides in the ocean*”, Reviews of Geophysics and space physics. 13: 167-182. 1975

Zabusky, N.J., and M.D. Kruskal, “*Phys. Rev. Lett., 15, 240, 1965.*”

10.- ANEXO

Esta sección presenta las composiciones de las imágenes SAR utilizadas en el estudio, para que el lector verifique la posición y evolución espacial de los paquetes de O.I. Estas imágenes son una versión promediada de la Imagen SAR original y cuentan con una resolución de pixel de 100m por lado. La figura 14 corresponde a la imagen con fecha 15 de Marzo de 1999, la Figura 15 muestra la imagen SAR con fecha 28 de Junio de 1999 y la figura 16 corresponde al 2 de Agosto de 1999.

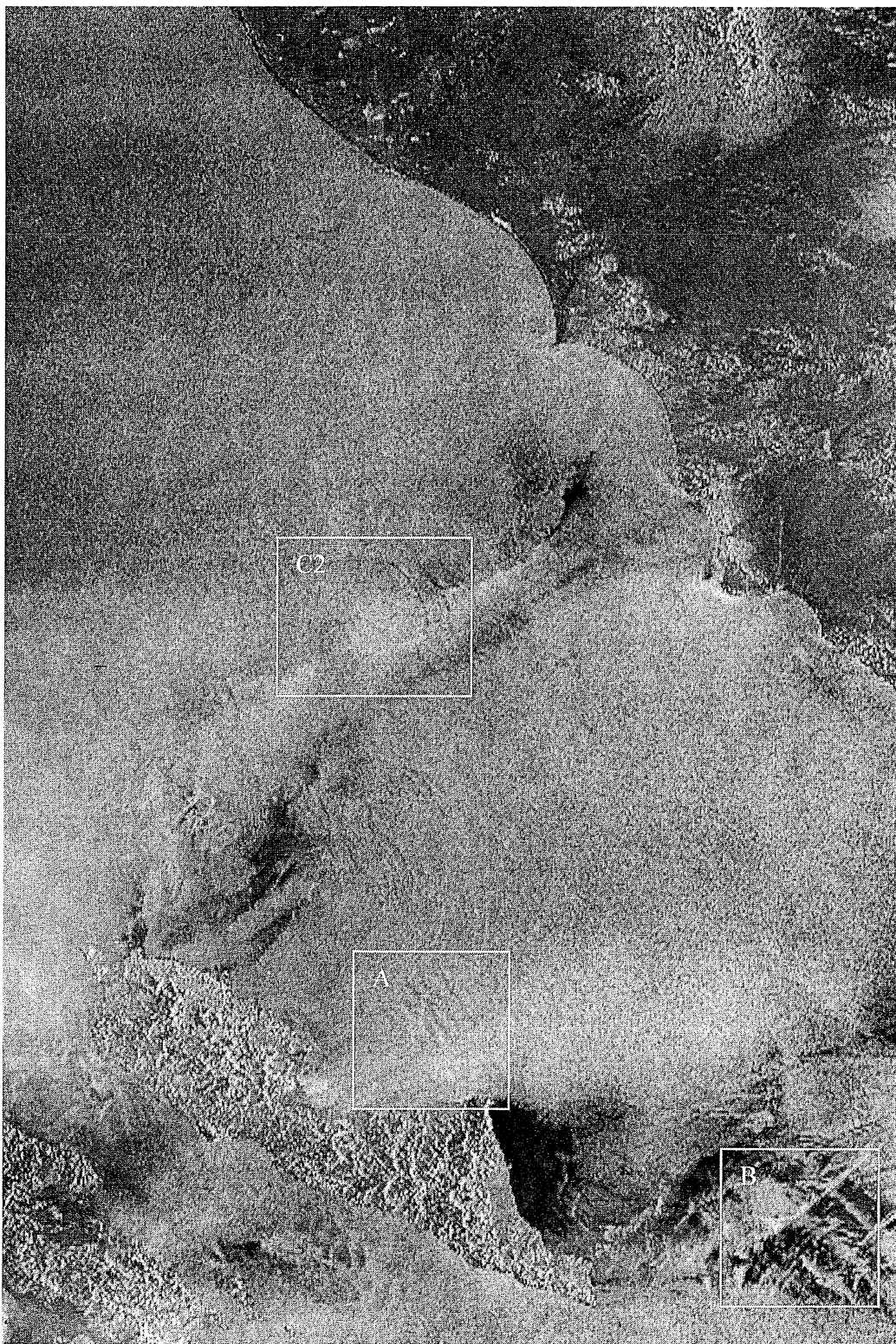


Figura 19.- Composición de imágenes SAR con fecha 15 de Marzo de 1999. Los rasgos más importantes son marcados con los incisos A, B y C2 (Paquetes de O.I. difusos).

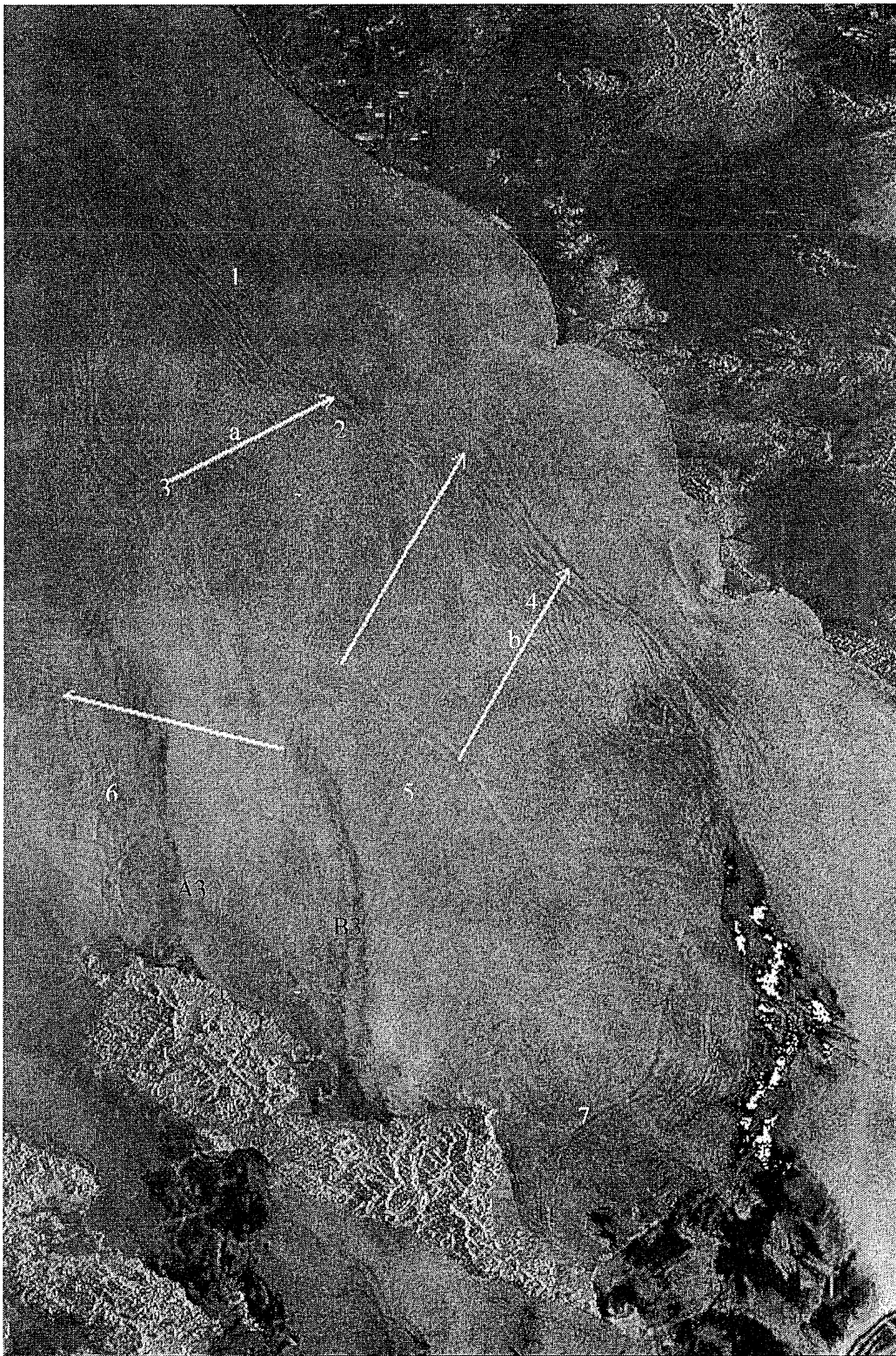


Figura 20- Composición de imágenes SAR con fecha 28 de Junio de 1999. Los paquetes de O.I. utilizados se marcan con los numeros 1 a 7; las flechas indican los transectos utilizados para calcular la velocidad de propagación media de los paquetes.

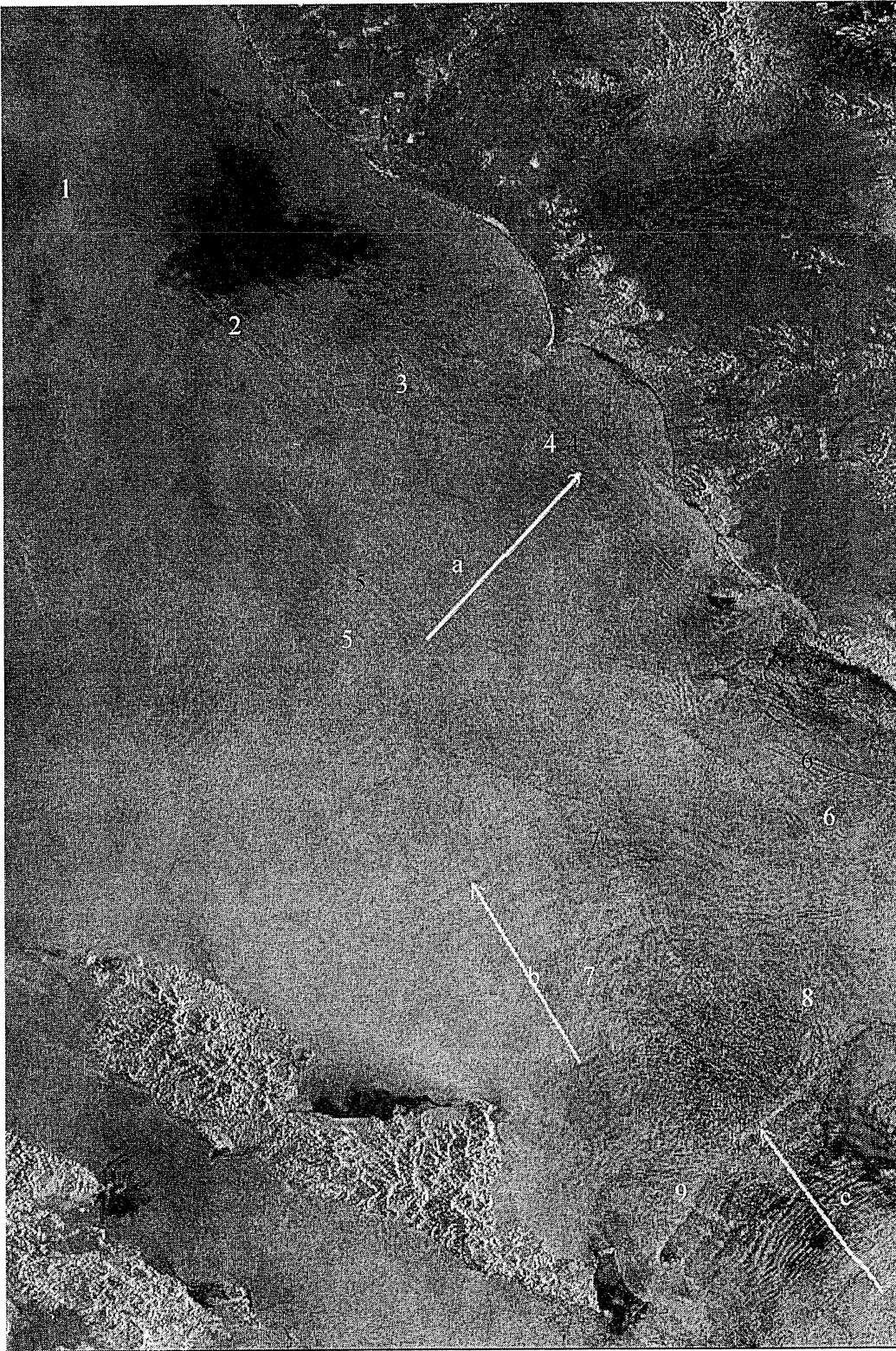


Figura 21.- Composición de imágenes SAR con fecha 2 de Agosto de 1999. Los paquetes de O.I. utilizados se marcan con los numeros 1 a 9; las flechas indican los transectos utilizados para calcular la velocidad de propagación media de los paquetes.