



INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL
CENTRO INTERDISCIPLINARIO DE CIENCIAS
MARINAS



APLICACIÓN DEL RADAR DE APERTURA SINTÉTICA EN EL ESTUDIO DE LA DINÁMICA OCEÁNICA DEL GOLFO DE CALIFORNIA

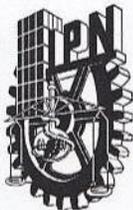
TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
DOCTOR EN CIENCIAS MARINAS

PRESENTA:

M. en C. DIEGO GÁMEZ SOTO

LA PAZ, BAJA CALIFORNIA SUR, DICIEMBRE DE 2017



INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL

SECRETARIA DE INVESTIGACIÓN Y POSGRADO

ACTA DE REVISIÓN DE TESIS

En la Ciudad de La Paz, B.C.S., siendo las 12:00 horas del día 07 del mes de Diciembre del 2017 se reunieron los miembros de la Comisión Revisora de Tesis designada por el Colegio de Profesores de Estudios de Posgrado e Investigación de CICIMAR para examinar la tesis titulada:

**"APLICACIÓN DEL RADAR DE APERTURA SINTÉTICA
EN EL ESTUDIO DE LA DINÁMICA OCEÁNICA DEL GOLFO DE CALIFORNIA"**

Presentada por el alumno:

GÁMEZ SOTO DIEGO
Apellido paterno materno nombre(s)
Con registro:

B	1	2	0	6	3	0
---	---	---	---	---	---	---

Aspirante de:

DOCTORADO EN CIENCIAS MARINAS

Después de intercambiar opiniones los miembros de la Comisión manifestaron **APROBAR LA DEFENSA DE LA TESIS**, en virtud de que satisface los requisitos señalados por las disposiciones reglamentarias vigentes.

LA COMISION REVISORA

Director(a) de Tesis

DR. BERNARDO SHIRASAGO GERMÁN

DR. ALBERTO SÁNCHEZ GONZÁLEZ

DR. RENÉ FUNES RODRÍGUEZ

DR. MACLOVIO OBESO NIEBLAS

DR. EDGAR LEONARDO PÉREZ LEZAMA

PRESIDENTE DEL COLEGIO DE PROFESORES

DR. SERGIO HERNÁNDEZ TRUJILLO



I.P.N.
CICIMAR
DIRECCIÓN



INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL
SECRETARÍA DE INVESTIGACIÓN Y POSGRADO

CARTA CESIÓN DE DERECHOS

En la Ciudad de La Paz, B.C.S., el día 11 del mes de Diciembre del año 2017

El (la) que suscribe MC. DIEGO GÁMEZ SOTO Alumno (a) del Programa

DOCTORADO EN CIENCIAS MARINAS

con número de registro B120630 adscrito al CENTRO INTERDISCIPLINARIO DE CIENCIAS MARINAS

manifiesta que es autor(a) intelectual del presente trabajo de tesis, bajo la dirección de:

DR. BERNARDO SHIRASAGO GERMÁN

y cede los derechos del trabajo titulado:

"APLICACIÓN DEL RADAR DE APERTURA SINTÉTICA

EN EL ESTUDIO DE LA DINÁMICA OCEÁNICA DEL GOLFO DE CALIFORNIA"

al Instituto Politécnico Nacional, para su difusión con fines académicos y de investigación.

Los usuarios de la información no deben reproducir el contenido textual, gráficas o datos del trabajo sin el permiso expreso del autor y/o director del trabajo. Éste, puede ser obtenido escribiendo a la siguiente dirección: arawing@hotmail.com - bshirasago@ipn.mx

Si el permiso se otorga, el usuario deberá dar el agradecimiento correspondiente y citar la fuente del mismo.

Diego Gámez Soto
MC. DIEGO GÁMEZ SOTO

Nombre y firma del alumno

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a mi director de tesis el Dr. Bernardo Shirasago Germán, por su guía durante mis estudios de doctorado, quien a pesar de las adversidades y los tropiezos me ayudo a seguir adelante tanto en lo académico como en lo personal y así convertirme en una mejor persona y en un respetable Doctor en Ciencias.

A los profesores Dr. Edgar Leonardo Pérez Lezama, Dr. Alberto Sánchez González, Dr. René Funes Rodríguez, Dr. José Luis Ortiz Galindo y Dr., Maclovio Obeso Niebla, quienes en el desarrollo de mi tesis doctoral me guiaron con sus consejos y sugerencias.

A todo el personal administrativo y docente del Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas del Instituto Politécnico Nacional (CICIMAR-IPN), por todo su apoyo, en especial al Departamento de Servicios Escolares, quienes mostraron en todo momento una plena disposición para ayudar.

Especialmente a las siguientes agencias espaciales, Agencia Espacial Europea, Agencia Espacial Canadiense y a la Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio (por sus siglas en ingles ESA “European Space Agency”, CSA “Canadian Space Agency”, NASA “National Aeronautics and Space Administration”), por suministrar por medio de sus sitios web, los manuales y artículos de información importante y útil para el desarrollo de esta tesis y al equipo de soporte de Array System Computing Inc. (Incorporación de Sistemas de Matriz de Informática) por apoyarme con soporte y entrenamiento remoto.

Finalmente agradezco al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) y a la Beca de Estímulo Institucional de Formación de Investigadores (BEIFI), por los apoyos económicos brindados durante mis estudios, sin los cuales no hubiese podido llegar a culminar mi sueño doctoral.

ÍNDICE GENERAL	Páginas
LISTA DE FIGURAS	6
GLOSARIO	12
RESUMEN	16
ABSTRACT	17
I. INTRODUCCIÓN	18
II. CASO DE ESTUDIO I	21
Detección de Fenómenos de Mesoescala en el Golfo de California Utilizando Sensores Activos y Pasivos.	21
II.1 Resumen	21
II.2 Introducción.	22
II.3 Antecedentes.	23
II.3.1 Aplicaciones Pasivas.	23
II.3.2 Aplicaciones Activas.	23
II.3.3 Aplicaciones conjuntas de sensores Pasivas y Activos.	24
II.4 Justificación.	24
II.5 Objetivo General.	25
II.5.1 Objetivos Particulares.	26
II.6 Área de Estudio.	26
II.6.1 El Golfo de California.	26
II.6.2 Patrón de Vientos.	29
II.7 Material y Métodos.	30
II.7.1 Procesamiento de Imágenes SAR (satélite ENVISAT).	30
II.7.2 Georeferenciación con ArcGIS.	31
II.7.3 Análisis de Imágenes Sensores Pasivos.	31
II.8 Resultados Aplicaciones en el Golfo de California.	33
II.8.1 Imágenes SAR, TSM y Chlor "a".	33
II.8.2 Imágenes del 8 de enero de 2005.	33
II.8.3 Imágenes del 15 de febrero de 2005.	37
II.8.4 Imágenes del 25 de marzo de 2005.	41
II.9 Discusión.	46

II.10 Conclusiones.	54
III. CASO DE ESTUDIO II	55
Análisis de la Variabilidad de Detección de Ondas Internas en el Golfo Norte de California Usando el Radar de Apertura Sintética.	55
III.1 Resumen.	55
III.2 Introducción.	55
III.3 Área de Estudio.	57
III.4 Material y Métodos.	60
III.5 Resultados Detección de Ondas Internas en el NGC.	62
III.5.1 Sitios de Detección de Ondas Internas en Imágenes SAR.	66
III.5.1.1 Canal de Ballenas.	66
III.5.1.2 Zona de la Cuenca del Tiburón.	68
III.5.1.3 Zona sur de las Grandes Islas.	70
III.6 Discusión.	72
III.7 Conclusiones.	74
IV. ANEXOS	75
IV.1 TEORÍA DE RADAR DE APERTURA SINTÉTICA (SAR).	75
IV.1.1 Funcionamiento y Operación del SAR.	75
IV.1.2 Componentes Fundamentales del Sistema SAR.	78
IV.1.3 Señal Electromagnética, Pulso Comprimido (Chirped Pulse).	80
IV.1.4 Geometría del SAR.	82
IV.1.5 Cambio en la Fase Inducido por el Movimiento del Sensor (Efecto Doppler).	85
IV.1.6 Procesamiento de Datos SAR.	86
IV.1.7 Ruido Speckle.	90
IV.1.8 Concepto de Vistas Múltiples.	91
IV.2 APLICACIONES DEL IMÁGENES SAR EN EL OCÉANO.	92
IV.2.1 Corrientes Oceánicas.	93
IV.2.2 Frentes por Corrientes Oceánicas.	95
IV.2.3 Frentes Costeros.	97
IV.2.4 Remolinos Oceánicos.	98

IV.2.5 Surgencias.	102
IV.2.6 Ondas Oceánicas (oleaje y ondas internas).	105
V. BIBLIOGRAFÍA Y SITIOS DE INTERÉS	111

LISTA DE FIGURAS

Páginas

- Figura 1.** Área de estudio, Golfo de California, México. 27
- Figura 2.** a) Vientos fuertes del noroeste, con velocidades superiores a 8 m/s. b) Vientos débiles del sureste, con velocidades menores o iguales a 5 m/s. 30
- Figura 3.** Imagen SAR del 8 de enero de 2005. Detección de remolinos ciclónicos “A” y anticiclónicos “B” asociados a un frente costero “C”. 34
- Figura 4.** Imagen TSM del 8 de enero de 2005. A) Remolino ciclónico temperatura del núcleo 19°C. B) Remolino anticiclónico de temperatura del núcleo 22°C. C) Frente costero asociado a los remolinos 35
- Figura 5.** Imagen de Chlor “a” del 8 de enero de 2005. A) Remolino anticiclónico concentración de Chlor “a” en el núcleo 0.56 mg/m³. B) Remolino ciclónico concentración de Chlor “a” en el núcleo 0.72 mg/m³. C) Frente costero de producido por un moderado evento de surgencia. 36
- Figura 6.** Imagen de sobre posición imágenes del 8 de enero de 2005. 37
1) Imagen SAR sobre puesta en la imagen de TSM. 2) Imagen SAR sobre puesta en la imagen de concentración de Chlor “a”.
- Figura 7.** Imagen del 15 de febrero de 2005 del satélite ENVISAT. 38
Remolino ciclónico con líneas oscuras en sus bordes “A”. Zonas con bajos y altos niveles de retrodispersión “B”, “C” y “D”).
- Figura 8.** Imagen de TSM del 15 de febrero de 2005. Remolino 39
ciclónico, temperatura de núcleo 18.7°C “A”. Zonas adyacentes al remolino “B” y “C”, temperatura 19°C.
- Figura 9.** Imagen de Chlor “a” del 15 de febrero de 2005. Remolino 40
ciclónico “A”. Zonas adyacentes al remolino “B”, “C” y “D”.

- Figura 10.** Imagen comparativa 15 de febrero de 2005 entre TSM, Chlor “a” y niveles de retrodispersión. 41
- Figura 11.** Imagen del 25 de marzo de 2005. A) Remolino ciclónico 60x36 km. B) Remolino anticiclónico 60x65 km. C) Corriente de talud. D) Líneas oscuras en los bordes de un remolino ciclónico. 42
- Figura 12.** Imagen del 25 de marzo de 2005 de TSM. A) Remolino ciclónico 20°C en su núcleo. B) Remolino anticiclónico con una temperatura de 21°C en su núcleo. C) Corriente de talud con temperaturas que varían de 19 a 20°C. D) Remolino ciclónico con temperaturas menores a 19°C en su núcleo. 43
- Figura 13.** Imagen del 25 de marzo de 2005 de Chlor “a”. A) remolino ciclónico niveles de Chlor “a” de 0.56 a 0.72 mg/m³ en su núcleo. B) Remolino anticiclónico niveles Chlor “a” 0.67 mg/m³ en su núcleo. C) Corriente de talud con concentración de clorofila “a” que varían de 0.57 a 1.68 mg/m³. D) Remolino ciclónico con altas de 0.83 a 1.71 mg/m³ en su núcleo. 44
- Figura 14.** Sobre posición de la imagen SAR del 25 de marzo de 2005 en las imágenes pasivas. 1) Comparación de firma espectral de TSM, con los niveles de retrodispersión. 2) Comparación de firma espectral concentraciones de Chlor “a”, con los niveles de retrodispersión. 45
- Figura 15.** Tren de ondas internas de larga longitud 3 km, propagándose de la zona costera de Sonora, hacia el sur del Golfo de California. 46
- Figura 16.** Área de estudio. A) Norte del Golfo de California, con la localización de las Grandes Islas, cuencas, umbrales y batimetría (m). Los triángulos denotan la ubicación de los umbrales (►) Delfín, (◄) Canal de Ballenas, (▲) San Lorenzo y (▼) San Esteban. B) Batimetría del Golfo de California (m). 59

- Figura 17.** Serie temporal de 59 meses muestreados: serie uno IS (línea sólida), serie dos IOI (línea punteada) detectadas en los años 2000-2006 en el NGC. 63
- Figura 18.** Serie mensual de la relación entre el número de IS adquiridas y número de IOI detectadas (IS:IOI) (línea continua), el promedio y la media (línea punteada) de 2000-2006 en el NGC. 64
- Figura 19.** Relación estacional promedio del número de IS adquiridas y el número de IOI detectadas entre 2000 y 2006 en el NGC. 65
- Figura 20.** Relación interanual promedio del número de IS adquirido y del número de IOI detectados (IS:IOI) entre 2000 y 2006 en el NGC. 66
- Figura 21.** Imagen ERS-2 correspondiente al 18 de octubre de 2001, zona del Canal de Ballenas (NGC), se observan tres trenes de ondas internas (A-C), que se propagan hacia el norte. Orbita 33963, Track 41, ID 117 adquirida en el paso descendente a las 12:13 am (UTC 18:13 p.m.). 67
- Figura 22.** Imagen ENVISAT correspondiente al 8 de octubre de 2005, zona de la cuenca Tiburón (NGC) se detectaron seis trenes de OI (A-F), que se propagan en diferentes direcciones. Orbita 18854, Track 263, ID 45 adquirida en el paso ascendente a las 11:23 p.m. (UTC 05:23 a.m.). 69
- Figura 23.** Imagen ENVISAT correspondiente al 30 de agosto de 2004, zona sur de las Grandes Islas (NGC), se detectaron cinco trenes de OI (A-E), que se propagan hacia el este. Orbita 13017, Track 492, ID 63 adquirida en el paso ascendente a las 11:19 p.m. (UTC 05:19 a.m.). 71
- Figura 24.** Concepto de Apertura Sintética (http://www.ccrs.nrcan.gc.ca 20/06/2014). 78

Figura 25.	Esquema grafico de los componentes del sistema SAR. A/D (Análogo/Digital) y Tx/Rx (Transmitir/Recibir) (http://www.ccrs.nrcan.gc.ca 20/06/2014).	79
Figura 26.	Generación de la señal Chirped (http://www.ccrs.nrcan.gc.ca 20/06/2014).	81
Figura 27.	Demodulación Coherente (http://www.ccrs.nrcan.gc.ca 20/06/2014)	82
Figura 28.	Geometría del SAR. SAR Marine User's Manual 2004 (McCandless & Jackson, 2004).	83
Figura 29.	Distancias importantes en la geometría del SAR (http://earth.esa.int 20/05/2014).	84
Figura 30.	Eco de un objeto puntual en un sistema SAR (http://www.ccrs.nrcan.gc.ca 20/06/2014).	87
Figura 31.	Compresión de un Reflector Puntual o Enfoque (http://www.ccrs.nrcan.gc.ca 20/06/2014).	88
Figura 32.	Tipos de polarización (Marzialetti, 2011).	89
Figura 33.	Imagen sin filtrar, obtenida por el sensor SAR sobre los alrededores de Múnich, Alemania (Goodman, 1976).	90
Figura 34.	Detección de la Corriente Argelina al este del Mar de Alborán (Font <i>et al.</i> , 2002).	94
Figura 35.	Imagen SAR (ERS-1 del 26 de enero de 1993), detección de frentes oceánicos en forma de V y parcialmente lineales causados por la Corriente del Este de Australia (Nilsson y Tildesley, 1995).	96
Figura 36.	a) Imagen SAR (14 de noviembre de 1993), se detecta un solo frente costero, descrito por una línea brillante, en costas de Colombia en el Océano Pacífico. b) Imagen SAR (3 de abril de 1996), se detectan 4 frentes costeros en aguas del Océano Pacífico cercas de las costas de México (Johannessen <i>et al.</i> , 1996).	98

- Figura 37.** Imagen SAR (ERS-2 del 14 de marzo 1996), detección de un remolino anticiclónico en las costas del Pacífico Mexicano, Golfo de Tehuantepec (Martínez-Días de León *et al.*, 1999). 100
- Figura 38.** Imagen SAR (ERS-1 del 6 de octubre de 1994). Son visibles 3 remolino ciclónicos por la acumulación de material surfactante (líneas oscuras) (Lyzenga & Wackerman en 1997). 101
- Figura 39.** Imagen SAR del 23 de Julio de 1994 (izquierda) y NOAA-11 AVHRR SST en °C (derecha) del 22 de julio de 1994 (Liu *et al.*, 1992). 103
- Figura 40.** Imagen SAR (16 de diciembre de 1995), detección de un fenómeno de surgencia, acompañado por paquetes de ondas internas (Shillington, 1998). 104
- Figura 41.** Detección de oleaje de gravedad en imágenes SAR. a) Cambio de dirección de oleaje alrededor de la Isla Santa Bárbara, 25 de noviembre 1998. b) Oleaje cercano a la Isla Santa Bárbara, 9 de noviembre 2001. c) Oleaje producido por condiciones de poco viento cercas de Isla San Clemente, 2 de diciembre 1998. d) Complejos patrones de ondas cercas de la Bahía de San Francisco, 22 de noviembre 2001. Imágenes RADASAT ©CSA1998, 2001. 106
- Figura 42.** Diagrama de procesos asociados al paso de una onda interna oceánica. La deformación de la termoclina (línea continua gruesa), movimientos orbitales de las partículas de agua (líneas punteadas), zonas del campo de velocidades (líneas continuas), vectores superficiales actuales de velocidad (flechas en la parte superior de la imagen), y variación de la amplitud de las ondas de Bragg o señal de retrodispersión (línea ondulada en la parte superior). 108
- Figura 43.** Forma de la picnoclina (a), patrón de rugosidad de la superficie del mar (b), y la intensidad de la imagen de SAR 108

(c) intensidad de la imagen de radar asociada con un paquete de ondas internas.

Figura 44. Imágenes de ondas internas SAR SEASAT. a) Trenes de 109
baja longitud a lo largo de la plataforma de Cabo Cañaveral
(25 julio 1978). b) Trenes de ondas internas de larga longitud
dentro del Golfo de California (29 de septiembre 1978). c)
Imagen de ampliación de un tren de ondas donde se
observan ondulaciones (brillantes y oscuras). d) Esquema
ilustrado dirección relativa de partículas, dentro de la onda
interna largo del gradiente térmico estacional.

Figura 45. Ondas Internas de gran longitud en el mar de Andamán 11 110
de febrero de 1997 (Alpers *et al.*, 1997).

GLOSARIO.

Acimut (Azimut). El término se usa para indicar la distancia lineal en la dirección paralela a la trayectoria de vuelo del radar. En una imagen, el acimut también se conoce como dirección “along-track”, ya que es la posición relativa a lo largo de la trayectoria de un objeto dentro del campo de visión de la antena de radar.

Capa límite. Es la zona donde encuentra o se da la interfaz océano atmósfera.

Cero doppler. El blanco cero Doppler es aquel que está posicionado tangencialmente al haz del radar. Básicamente, cualquier blanco posicionado a 90° en relación al haz de la antena no podrá ser detectado en su velocidad (solo por su reflectividad convencional).

Decibeles (dB). Es una unidad relativa de una señal muy utilizada por la simplicidad al momento de comparar y calcular niveles de señales eléctricas o acústicas.

Derivada lineal. Son aquellas que tienen discontinuidades o valores en los que los resultados de $f(x)$ y/o su derivada $f'(x)$ no cambian de forma paulatina.

Dirección de alcance. Es la longitud del pulso que determina la resolución en la dirección de propagación de la energía.

Efecto doppler. Es el cambio en la frecuencia de un emisor en movimiento.

ERS-2. Satélite Europeo de Percepción Remota 2 (de sus siglas en inglés ERS “European Remote Sensing Satellite”).

Espectro electromagnético. Es la representación gráfica de todas las ondas electromagnéticas existentes.

Estructuras oceánicas mesoescalares. Son estructuras oceánicas cuyas dimensiones se encuentran entre 10 y 500 km de diámetro, y persisten por períodos de días a meses.

Fase de una onda. Es una medida de la diferencia de tiempo entre dos ondas senoidales. Aunque la fase es una diferencia verdadera de tiempo, siempre se mide en términos de ángulo, en grados o radianes. Eso es una normalización del tiempo que requiere un ciclo de la onda sin considerar su verdadero periodo de tiempo.

Frecuencia portadora. Es una onda electromagnética, generalmente senoidal, modificada en alguno de sus parámetros (amplitud, frecuencia o fase) por una señal

de entrada denominada moduladora, con el fin de transmitir información a través del espacio.

Ground range. Es la distancia entre el punto de intersección del nadir con la horizontal y el blanco.

La firma de retrodispersión. Es la firma característica de un fenómeno en particular, que por medio de diferencias en los niveles de retrodispersión, estos pueden ser descritos.

Número digital. Por sus siglas en inglés DN "Digital Number", cifra numérica, por ejemplo, entre 0 y 255, que se asigna a cada posición espacial de cuadrícula en el archivo que representa los niveles digitales de brillantez de una imagen.

Onda capilar. Son ondas en la superficie del océano con una longitud de onda del orden de los centímetros (λ de 1 a 10 cm) creadas por el viento, las cuales generan una superficie rugosa en el mar.

Ondas internas. Son ondas subsuperficiales que ocurren entre dos masas de aguas de diferentes densidades en la columna de agua y son generadas en el océano por las mareas.

Percepción remota. Es la técnica mediante la cual se puede adquirir información de un objeto sin tener contacto con él.

Píxel (Picture Element). El elemento de imagen, es la menor unidad homogénea en color que forma parte de una imagen digital, ya sea esta una fotografía, un fotograma de vídeo o imagen satelital.

Pulso Chirped. Codificación de fase o modulación que se aplica al pulso emitido por un radar generador de imágenes, diseñado para conseguir un producto tiempo-ancho de banda grande. La fase resultante es cuadrática en tiempo, la cual tiene una derivada lineal. A dicha codificación se le llama a menudo modulación lineal de frecuencia.

RADAR. Radio Detecting and Ranging "Detección y Medición de Distancias mediante ondas de Radio".

Rango (Range). Distancia entre el sensor y el blanco. (Perpendicular a la trayectoria de vuelo).

RAR (Real Aperture Radar). Radar de Apertura Real, fueron los primeros sistemas creadores de imágenes por microondas, los cuales fueron utilizados durante la II Guerra Mundial para detectar aviones durante bombarderos nocturnos.

Razón de repetición. Son las repeticiones por minuto que se generan en el contador del oscilador coherente, los cuales separan los inicios de los pulsos en $1/PRF$ (1 Pulso/Frecuencia de repetición de pulso), para ser controlados de manera precisa.

Resonancia Bragg. Retro-reflexión difusa intensificada debido a la combinación coherente de señales reflejadas desde una superficie rugosa que presenta una distribución periódica en la dirección de la propagación de onda y cuyo espaciamiento es igual a la mitad de la longitud de onda proyectada en la superficie. Es recomendable utilizar el término reflexión difusa Bragg, para evitar la confusión con el proceso conocido como dispersión, referente a la propagación de ondas en que la velocidad depende de la longitud de onda.

Ruido de Johnson. Surge por la agitación de los electrones en un conductor en equilibrio, lo cual ocurre independientemente de si hay tensión aplicada.

SAR (Synthetic Aperture Radar). El Radar de Apertura Sintética es sensor activo, que opera en el rango de las microondas (Banda C), el cual es capaz de generar imágenes de alta resolución espacial de la superficie terrestre.

Sensor activo. Sensor que envía y recibe su propia energía, opera en el rango de las microondas, es independiente de la luz solar y es ideal en condiciones adversas (cobertura de nubes).

Sensor pasivo. Sensor que reciben la radiación emitida o reflejada por la superficie terrestre y sus mediciones son perturbadas por condiciones nubosas.

Señal portadora. Una onda o señal portadora es una forma de onda, generalmente sinusoidal, que es modulada por una señal que se quiere transmitir. Esta onda portadora es de una frecuencia mucho más alta que la de la señal moduladora (la señal que contiene la información a transmitir).

Slant range. Es la distancia entre el punto de intersección del nadir (la vertical o plomada) con la línea longitudinal del radar y el blanco.

SNR (Signal-to-Noise Ratio). Relación señal-ruido, se define como la relación de energía, entre una señal (información significativa) y el fondo de ruido (señal no deseada), en otras palabras, se define como la relación de potencia de la señal a la potencia de ruido. Al ser la relación mayor a cero la señal se vuelve útil.

Surfactantes (Tensoactivo). Son sustancias que influyen en la tensión superficial en la superficie de contacto entre dos fases.

Swath (Área de Barrido). Ancho de la dimensión del alcance de la escena de la cual se ha formado una imagen.

Velocidad de Nyquist. Está dada por la cantidad de bits que se transmiten por segundo independientemente de si los mismos contienen información o no.

Ventana móvil. Maya raster donde se almacenan los píxeles que conforman la imagen, la cual se divide en regiones cartesianas que pueden ser definidas por el usuario.

Visión oblicua. Es aquella cuyas rectas proyectantes auxiliares son oblicuas al plano de proyección, estableciéndose una relación entre todos los puntos del elemento proyectante con los proyectados.

RESUMEN.

El Golfo de California es un mar con alta productividad, como resultado de los numerosos fenómenos oceanográficos que en él ocurren así como el transporte de nutrientes hacia la zona eufótica. Como ejemplos se pueden mencionar las surgencias estacionales que se presentan a lo largo de ambas costas del golfo, destacando las continentales, remolinos ciclónicos y anticiclónicos, procesos intensos de mezcla generados por vientos y mareas, así como intrusiones de Agua Superficial Ecuatorial proveniente del Pacífico. Por lo tanto, este golfo puede ser considerado como un laboratorio natural, dentro del cual se presentan fenómenos físicos de diferentes escalas espaciales y temporales. Considerando lo anterior, para el presente trabajo doctoral se realizaron dos casos de estudio: En el primero se aplicó el SAR en conjunto con sensores pasivos (Modis-Aqua/Terra y Modis-SeaWiFS), para realizar un análisis de la dinámica oceánica del Golfo de California correspondiente a los meses de enero, febrero y marzo del año 2005. Este análisis dio como resultado la detección de fenómenos de mesoescala como fueron remolinos ciclónicos/anticiclónicos, frentes costeros, corrientes de talud, intrusión de aguas oligotróficas al Golfo de California y por último ondas internas, las cuales son un fenómeno no detectado fácilmente por sensores pasivos. En el segundo caso de estudio, se realizó un análisis de la presencia de ondas internas (OI) en el Norte del Golfo de California (NGC), durante el periodo de 2000 a 2006, tanto estacional como interanualmente. Para lo anterior, se creó un método para calcular el número de imágenes SAR (IS) necesario para detectar una imagen con ondas internas (OI) para cada análisis de escala de tiempo. Se aplicó inicialmente un índice de abundancia relativa para estimar el número de imágenes con OI en cada escala de tiempo, dando como resultado el cálculo de la variabilidad estacional e interanual de IS con OI.

Palabras clave: Radar de Apertura Sintética, Dinámica Oceánica, Estructuras de Mesoescala, Zona norte del Golfo de California, Detección de Ondas Internas, Variabilidad Estacional e Interanual.

ABSTRACT.

The Gulf of California is a highly productive sea, as a result of the several oceanographic phenomena that occurred in it and of the transport of nutrients to the euphotic zone. Among these phenomena it can be mentioned the seasonal upwellings that occur along both coasts of the gulf, highlighting the continental ones, cyclonic and anticyclonic eddies, intense mixing processes generated by winds and tides, as well as intrusions of Equatorial Surface Water from the Pacific Ocean. Therefore, this gulf can be considered as a natural laboratory, within which physical phenomena of different spatial and temporal scales are presented. Considering the above mentioned, for the present doctoral work, two study cases were carried out: In the first one, SAR images were applied in conjunction with passive sensors (Modis-Aqua / Terra and Modis-SeaWiFS), to perform an analysis of ocean dynamics of the Gulf of California corresponding to the months of January, February and March of the year 2005. This analysis resulted in the detection of mesoscale phenomena such as cyclonic / anticyclonic eddies, coastal fronts, slope currents, intrusion of oligotrophic waters into the Gulf of California and, finally, internal waves, which are a phenomenon not easily detected by passive sensors. In the second case, an analysis was done of the presence of internal waves (OI) in the Northern Gulf of California (NGC), during the period from 2000 to 2006, both seasonally and interannually. To do this, a method was created to calculate the number of SAR (IS) images necessary to detect an image with internal waves (OI) for each time scale analysis. An index of relative abundance was initially applied to estimate the number of images with OI in each time scale, resulting in the calculation of the seasonal and interannual variability of IS with OI.

Keywords: Synthetic Aperture Radar, Oceanic Dynamics, Mesoscale Structures, Northern zone of the Gulf of California, Internal Wave Detection, Seasonal and Interannual Variability.

I. INTRODUCCIÓN.

El Golfo de California (GC), posee una posición muy importante dentro de los veinticuatro mares marginales y es uno de los cinco grandes golfos del Océano Pacífico (OP), debido a su alta productividad biológica (Álvarez-Borrego, 2002; Lluch-Cota, 2004) y a los fenómenos oceanográficos y atmosféricos que en él ocurren. Entre estos últimos, se pueden mencionar las surgencias estacionales que se presentan a lo largo de ambas costas, destacando las continentales (costas de Sinaloa y Sonora), remolinos ciclónicos y anticiclónicos, procesos intensos de mezcla generados por vientos y mareas, ondas internas, así como intrusiones de aguas oligotróficas provenientes del OP (Marinone, 2003; Zamudio *et al.*, 2008; García-Morales, 2008).

El comportamiento oceanográfico del GC es influenciado fuertemente por OP, por lo que presenta una similitud entre las aguas que se encuentra dentro del golfo y las aguas de la región tropical oriental del Pacífico (Lavín *et al.*, 1997). El forzamiento dinámico que ejerce el OP sobre el golfo, es uno de los aspectos oceanográficos más importantes, pues integra y refleja el efecto de fenómenos tan relevantes, como los balances globales de calor y sal, la circulación termohalina, la circulación barotrópica y el efecto del intercambio termodinámico y de momentum con la atmósfera (Marinone, 2003).

La aplicación del sensor activo SAR con frecuencia no es contemplada para realizar estudios oceanográficos en el GC debido a su alto costo y complicado manejo e interpretación de las imágenes. Hasta la fecha, los únicos estudios realizados con este tipo de sensores son los de Fu y Holt en 1984, en el cual por medio de datos del SAR-SEASAT detectaron ondas internas en el canal de ballenas, y el de Martínez-Díaz-de-León (2001), en el cual reportó patrones de circulación en la zona norte del golfo, donde detectó remolinos con imágenes SAR/ERS-2.

En contraste los sensores pasivos como son, el AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) instalado a bordo de los satélites NOAA, el Modis (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), montado en los satélites Aqua, Terra y el SeaWiFS (Sea-viewing Wide Field-of-View), montado en el satélite SeaStar, se han

empleado frecuentemente para realizar estudios de la dinámica superficial de macro y mesoescala, en cuerpos de agua de gran relevancia científica, como lo es el GC en cual es considerado un laboratorio idóneo para la percepción remota satelital (Pegau *et al.*, 2002).

Por lo anterior, en el primer caso de estudio se analizó la dinámica oceánica del GC, aplicando imágenes del sensor activo SAR, en conjunto con los sensores pasivos Modis-Aqua/Terra y Modis-SeaWiFS, con la finalidad de detectar estructuras oceanográficas de mesoescala (EOM). Por medio de un análisis visual comparativo de firmas de retrodispersión de imágenes SAR, de temperatura superficial del mar (Modis Aqua/Terra) y de concentración de clorofila “a” (Modis Aqua/Terra, Meris y SeaWiFS) se realizó la descripción e identificación de fenómenos oceanográficos, tanto en las imágenes activas como en las pasivas, considerando, a su vez fenómenos que no son fácilmente detectados por los sensores pasivos como las ondas internas.

Estas ondas internas o solitones, son una clase de onda no-senoidal, no-lineales, más o menos aislada, observadas frecuentemente con una forma compleja en el medio marino. Una corriente de marea que fluye sobre estructuras topográficas, tales como umbrales y la plataforma continental en un océano estratificado pueden producir OI de frecuencia mareal. Estas ondas fueron observadas por primera vez a principios del siglo 20 y se pudo constatar que estas ondas eran generadas por la interacción entre las mareas y la topografía del fondo marino. Los primeros autores que describen las OI fueron Helland-Hansen y Nansen en 1909, pero el primero en dar una explicación teórica de estos procesos fue Zeilon en 1912. Años después enfoques teóricos relacionados con la generación de ondas internas, en relación con zonas con batimetrías irregulares fueron abordados por Rattray (1960), Prinsenber y Rattray (1975), Baines (1982), Liu *et al.* (1985).

Las OI pueden propagarse por varios cientos de kilómetros y transportar masa y el momentum; con frecuencia son asociadas con un cambio en la estratificación. Su propagación, lleva consigo una considerable velocidad de cizalladura que puede producir importantes procesos de turbulencia y mezcla. La mezcla a menudo introduce nutrientes de aguas más profundas lo cual genera

procesos de fertilización en capas superficiales del océano (Apel, 2002; Gaxiola-Castro *et al.*, 2002).

Por lo que corresponde al GC, se han realizado pocos estudios y limitados a un corto periodo de tiempo, con datos de satélites y mediciones *in situ*, a pesar de su importancia como un mar de alta productividad y los efectos que estas IO producen para contribuir a dicha productividad (Fu & Holt, 1982; Gaxiola-Castro *et al.*, 2002; Filonov & Lavín, 2003). Por lo tanto, en el segundo caso de estudio el primero en su tipo, se creó por medio de un análisis numérico, un método para calcular el número de imágenes SAR (IS) necesario para detectar una imagen con ondas internas (OI) para cada análisis de escala de tiempo (estacional e interanual). Aplicando inicialmente el índice de abundancia relativa para estimar el número de imágenes con OI en cada escala de tiempo, dando como resultado el cálculo de la variabilidad estacional e interanual de OI con IS de vista rápida en el Norte del Golfo de California (NGC), durante el periodo 2000-2006.

A su vez se incluye una sección de anexos donde se muestran dos apartados el primero sobre teoría del SAR (funcionamiento y operación) y por último el segundo sobre aplicaciones de imágenes SAR en el océano.

II. CASO DE ESTUDIO I.

DETECCIÓN DE FENÓMENOS DE MESOESCALA EN EL GOLFO DE CALIFORNIA UTILIZANDO SENSORES ACTIVOS Y PASIVOS.

II.1 RESUMEN.

El Radar de Apertura Sintética (Synthetic Aperture Radar "SAR"), es un sensor que opera en el rango de las microondas, como sensor activo este puede operar en zonas donde las condiciones atmosféricas son adversas para otro tipo de sensores (pasivos). En Oceanografía Física sus principales usos se enfocan en el estudio de las corrientes marinas, remolinos, frentes de viento, ondas internas, oleaje, mapeo de la topografía submarina, entre otros. Por lo que, en el presente caso de estudio se aplicó el SAR en conjunto con sensores pasivos (Modis-Aqua/Terra y Modis-SeaWiFS), para realizar un análisis de la dinámica oceánica del Golfo de California correspondiente a los meses de enero, febrero y marzo del año 2005. Basado en 20 imágenes (ASA_IM_0P satélite ENVISAT, TSM y Chlor "a") de alta resolución, se detectaron cinco estructuras mesoescalares (surgencias, remolinos ciclónicos y anticiclónicos, corrientes) así como filamentos y zonas con bajos valores de retrodispersión (VR). Se corrobora la utilidad de sensores pasivos en la detección de estas estructuras oceanográficas. Pero, se sugiere complementar esta técnica de detección utilizando la en conjunto con el sensor activo SAR (capaz de detectar fenómenos aun en condiciones atmosféricas adversas).

Palabras clave: Golfo de California, Sensores Activos y Pasivos, Fenómenos de Mesoescala.

II.2 INTRODUCCIÓN.

El Golfo de California (GC) es una mar marginal con altas tasas de evaporación, la cuenca de evaporación más importante del Océano Pacífico (Bray, 1988). Esta zona es considerada de gran interés científico debido a los fenómenos oceanográficos y meteorológicos que en él ocurren, presentando una compleja similitud con otros mares de este tipo, como el Mar Rojo y el Mar Adriático (Badan-Dangon et al., 1991). Ejemplos de estos fenómenos son las surgencias estacionales que se presentan en ambas costas, principalmente las continentales, remolinos ciclónicos y anticiclónicos, procesos intensos de mezcla generados por vientos y mareas, ondas internas, así como intrusiones de aguas oligotróficas provenientes del OP (Marinone, 2003; Zamudio *et al.*, 2008, García-Morales, 2008).

Los estudios oceanográficos en el GC con sensores activos, como el SAR, han sido muy escasos. Estos se restringen a los realizados por Fu y Holt en 1984, en el cual por medio de datos del SAR-SEASAT detectaron ondas internas en el canal de ballenas. El segundo al efectuado por Martínez-Díaz-de-León (2001), quien utilizando mediciones *in situ* e imágenes SAR-ERS2, reportó patrones de circulación ciclónica en la zona norte del golfo, con remolinos ciclónicos en la parte costera continental.

En contraste los sensores pasivos AVHRR (Advanced High Resolution Radiometer), Modis (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) y el SeaWiFS (Sea-viewing Wide Field-of-View), han sido ampliamente utilizados para estudiar de la dinámica superficial de macro y mesoescala en el GC, en cual es considerado un laboratorio idóneo, dada su escases de cobertura de nubes, para la percepción remota satelital (Pegau *et al.*, 2002).

Por lo anterior, en el presente estudio, se analizó la dinámica oceánica del GC, usando imágenes SAR, en conjunto con los sensores pasivos Modis-Aqua/Terra y Modis-SeaWiFS, con la finalidad de detectar estructuras oceanográficas de mesoescala (EOM). Por medio de un análisis visual comparativo de firmas de retrodispersión de imágenes de la rugosidad del mar (SAR), las cuáles fueron complementadas con imágenes pasivas de temperatura superficial del mar (Modis Aqua/Terra), concentración de clorofila "a" (Modis Aqua/Terra, Meris y

SeaWiFS). Lográndose una adecuada descripción e identificación de fenómenos oceanográficos, tanto en las imágenes activas como en las pasivas, considerando a su vez, fenómenos que no son detectados por los sensores pasivos.

II.3 Antecedentes.

II.3.1 Aplicaciones Pasivas.

Los sensores pasivos han sido ampliamente usados en el Golfo de California para realizar estudios oceanográficos tales como Pegau *et al.* (2002), quienes detectaron una serie de giros en imágenes de clorofila “a” del sensor SeaWiFS durante el periodo de 1997 a 2001. Ellos determinaron que el posible mecanismo de formación de estos giros, es la inestabilidad baroclínica a lo largo de la costa continental, producida por las interacciones entre ondas atrapadas en la costa y las corrientes locales impulsadas por el viento. Posteriormente, Zamudio *et al.* (2008), realizaron una modelación numérica de la época cálida para la misma zona, en la que consideran el efecto del viento local y forzamiento oceánico remoto y el uso de datos satelitales. Estos autores describieron principalmente remolinos ciclónicos y anticiclónicos generados por la interacción de las salientes de la costa continental con la Corriente Costera Mexicana del Pacífico. Sus conclusiones fueron contrastante y ampliamente discutidas con lo encontrado y descrito por Pegau *et al.* (2002).

El estudio más reciente con sensores pasivos, fue realizado por Martínez-Flores (2011), quien estimó patrones de circulación y velocidad superficial en el Golfo de California, a partir de imágenes de Modis-Aqua/Terra, por medio de un método de seguimiento de rasgos aplicados, a imágenes de temperatura superficial del mar para generar campos vectoriales de alta resolución espacial.

II.3.2 Aplicaciones Activas.

El primer estudio aplicando el sensor activo SAR fue realizado por Fu y Holt (1982; 1984), quienes por medio del análisis detallado de 9 imágenes adquiridas por el SAR a bordo del SEASAT, determinaron que el número trenes de ondas internas observadas en las Grandes Islas, se correlacionaron positivamente con las

mareas vivas. Lavín *et al.* (1997), a través del análisis de datos *in situ* caracterizan la presencia de meandros y giros anticiclónicos de diferentes tamaños en el Golfo de California, posteriormente Martínez-Díaz de León *et al.* (2001) por medio del análisis de dos imágenes SAR (ERS-2), corroboraron la ocurrencia de estos fenómenos.

II.3.3 Aplicaciones conjuntas de sensores Pasivos y Activos.

La aplicación en conjunto de sensores activos y pasivos han sido frecuente empleados en zonas con condiciones atmosféricas contrastantes. Sin embargo, en el GC no han sido realizados estos tipos de estudios.

Johannessen *et al.* (1996), llevaron a cabo un estudio descriptivo y comparativo de imágenes de rugosidad y de temperatura superficial del mar (SAR del ERS-1 y AVHRR, respectivamente). En ambas imágenes se detectaron remolinos ciclónicos y anticiclónicos en los fiordos de Noruega. Estas, poseían una gran similitud debido a que las estructuras con altos VR en la imagen SAR, claramente asemejaban a los remolinos de núcleo cálido (anticiclónicos). Otra aplicación semejante fue realizada por Monaldo *et al.* (2002), quienes compararon imágenes de temperatura AVHRR e imágenes SAR del RADASAT-1, en el Golfo de México en la costa este de Estados Unidos y concluyen que los niveles de retrodispersión son menores en las zonas frías.

II.4 JUSTIFICACIÓN.

Los sensores pasivos como el Modis Aqua/Terra, AVHRR y el Modis-SeaWiFS, se han venido utilizando para realizar estudios de la dinámica superficial de macro y mesoescala en el Golfo de California. Lo anterior debido a que este mar presenta las condiciones atmosféricas ideales (baja cobertura de nubes) para utilizar estos sensores pasivos (Pegau *et al.*, 2002).

En contraste, existen muy escasas aplicaciones con sensores activos que generan imágenes (SAGI), como los son el Radar de Apertura Sintética (SAR). Siendo pocos los trabajos (estudios) reportados en el GC, como los de Fu & Holt, en 1984, y Martínez-Díaz-de-León *et al.*, 2001.

Dada la variabilidad de las condiciones oceanográficas y meteorológicas en el Golfo de California y debido a las escasas aplicaciones con SAGI's, se hace imprescindible la necesidad de implementar técnicas complementarias como el uso del SAR, que permitan una continuidad de los análisis de la dinámica superficial de mesoescala en este golfo. Los antecedentes que sustentan su aplicación son tales como en el estudio de Johannessen *et al.* (1996) quienes demostraron la utilidad del SAR en la detección de giros ciclónicos y anticiclónicos en los fiordos de Noruega. Ellos realizando una comparación con lo detectado en imágenes Modis-Aqua/Terra, bajo condiciones meteorológicas que limitan el uso de sensores pasivos, cuya utilización se puede llevar a cabo, en ventanas pequeñas de las variaciones meteorológicas.

Así, los estudios oceanográficos que han utilizado información proveniente de SAGI, a bordo de diferentes satélites, ha sido muy limitado en el GC. Por lo tanto, el uso del SAR permitirá realizar un análisis complementario de la dinámica superficial de mesoescala presente en el GC, aportando información tanto de los fenómenos ya descritos mediante sensores pasivos, como procesos oceanográficos que se detectan en la interface océano-atmósfera, que no se detectan con sensores pasivos, como es el caso de las ondas internas.

II.5 Objetivo General.

El objetivo de esta investigación es aplicar al SAR, en el análisis de la dinámica superficial de mesoescala, en conjunto con sensores pasivos en la detección de estructuras oceanográficas de mesoescala (EOM), durante las cuatro estaciones del año 2005 en el Golfo de California, mediante la comparación de imágenes pasivas y el análisis de firmas de retrodispersión en imágenes activas, que permita reconocer fenómenos tanto en imágenes pasivas como activas. A su vez realizar un estudio, novedoso en su tipo, en la detección de ondas internas, estacional e interanualmente que se centra en la descripción de la variabilidad anual y estacional de la detección de OI con imágenes SAR y en determinar el número de estas imágenes necesarias para detectar un tren de OI para este tipo de estudios, en función de la base de datos de imagen propiedad de la ESA.

II.5.1 Objetivos Particulares.

- Registrar los fenómenos oceanográficos presentes en la zona y época de estudio mediante, imágenes de TSM del sensor AVHRR.
- Reconocer los fenómenos oceanográficos presentes en el GC en la época de estudio mediante, imágenes compuestas de Clorofila "a" de los sensores Modis-SeaWiFS, principalmente en la época cálida (verano-otoño) donde los registros de TSM, presentan desventajas dadas los gradientes débiles (homogeneidad) de la temperatura.
- Registrar fenómenos oceanográficos y atmosféricos en interfaz con el océano, en las imágenes SAR y la firma de retrodispersión que los describen, tomando en consideración aquellos que no son detectados por sensores pasivos.
- Comparar los fenómenos mesoescalares o EOM, detectados por los sensores pasivos con los avistados por el SAR.
- Determinar el número de imágenes con y sin detección de ondas internas.
- Clasificar la detección de ondas internas, en los periodos estacional e interanualmente.
- Describir de la variabilidad anual y estacional de la detección de OI con imágenes SAR.

II.6 ÁREA DE ESTUDIO.

II.6.1 El Golfo de California.

El GC es un mar marginal localizado aproximadamente entre los 23° y 32° de latitud norte y de 107° a 115° de longitud oeste con dimensiones aproximadas de 150 km de ancho y 1100 km de largo, con profundidades que varían de aproximadamente 200 m en la parte norte hasta 3600 m en la boca, se ubica en el noreste de México y se extiende desde el delta del Río Colorado hasta el Cabo San Lucas en el extremo sur de la península de Baja California y Cabo Corrientes, Jalisco en el continente (Fig. 1).

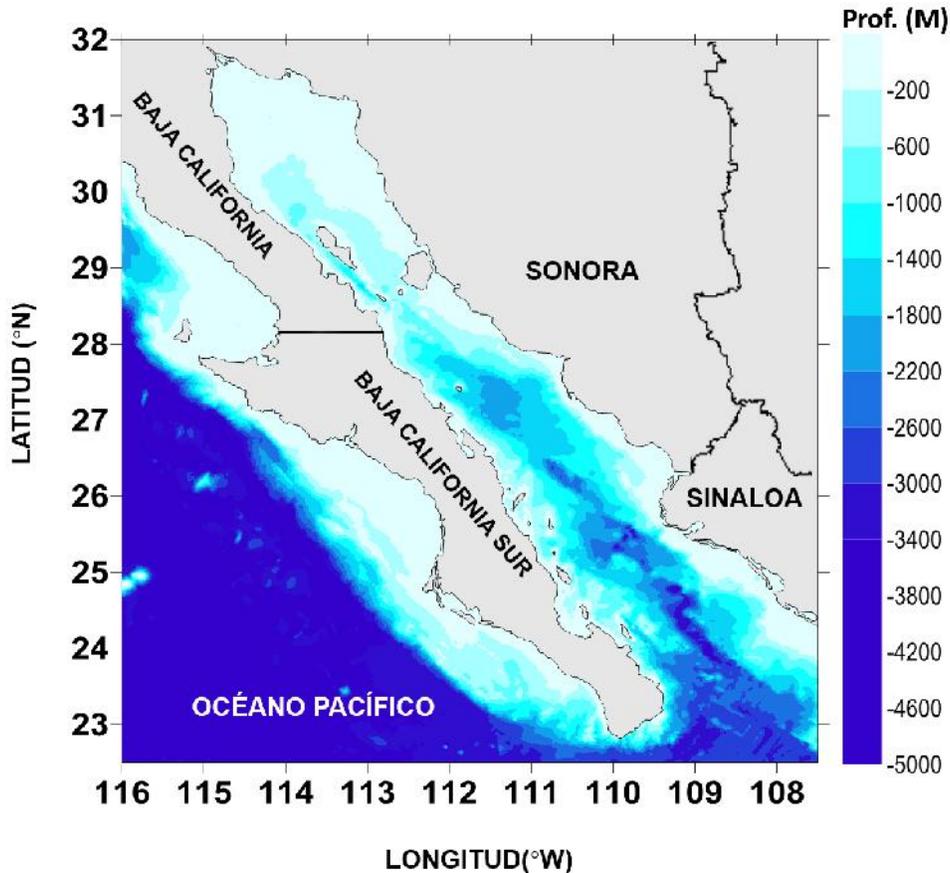


Figura 1. Área de estudio, Golfo de California, México.

El área presenta características templadas y tropicales, la zona templada se encuentra en la zona norte del Golfo y alrededor de las grandes islas (Tiburón y Ángel de la Guarda) y el resto del mismo se considera sub-tropical (García-Morales, 2008). Este puede ser considerado como un laboratorio natural, dentro del cual se presentan fenómenos físicos de diferentes escalas espaciales y temporales.

Usualmente, se ha dividido el GC en varias regiones asociadas con cuencas individuales, que aumentan en profundidad hacia la boca del Golfo. En cada una de estas regiones se observan diferencias en los procesos físicos que controlan la circulación y la estructura termohalina.

La entrada del Golfo es de 200 km de ancho (de Los Frailes, B.C.S., a El Dorado, Sin.) con profundidades que se extienden hasta los 2,500 m en la Cuenca Pescadero, lo cual permite un intercambio libre con el OP (Castro, 2000).

En lo que respecta a la porción norte del Golfo, ésta es poco profunda (<200 m) y se caracteriza por su enriquecimiento debido, a las intensas corrientes causadas por mareas que alcanzan amplitudes de 8 a 9 metros (Santamaría-del-Ángel *et al.*, 1994). Conjuntamente, ésta zona presenta una gran turbidez, temperaturas extremas y alta evaporación y salinidad (Maluf, 1983). Su circulación es ciclónica durante junio-septiembre (época cálida) y anticiclónica en noviembre-marzo (época fría) (Carrillo *et al.*, 2002; Marinone, 2003).

Estudios recientes (López, 2005), han demostrado que la circulación y el patrón de vientos en esta parte norte son más complejos de lo reportado con anterioridad, encontrando además la existencia de pequeños remolinos ciclónicos (eddies) en verano e invierno.

La zona de las grandes islas presenta una topografía particular y es oceanográficamente única. Se caracteriza por presentar aguas superficiales relativamente frías con respecto a su entorno, asociados a altos niveles de productividad (Paden *et al.*, 1991; Soto-Mardones *et al.*, 1999; Santamaría-del-Ángel *et al.*, 1994). Ambas características se deben a una fuerte mezcla por mareas, inducida por la interacción de intensas corrientes de marea con los umbrales de San Esteban-San Lorenzo y la propia batimetría irregular de la zona (Badan-Dangon *et al.*, 1985), entre la Isla Ángel de la Guarda y la Península de Baja California, se encuentra el Canal de Ballenas, estructura topográfica muy profunda (hasta 1,500 m) y donde también se producen fuertes corrientes de marea. Así mismo, en estas zonas se han detectado ondas internas generadas en los canales formados por la península, las islas y el continente (Fu & Holt, 1984).

La región central del GC, presenta varias subcuencas, baja amplitud de mareas (1-2 m) e importantes surgencias estacionales (Maluf, 1983). En esta parte del golfo, Marinone y Ripa (1988) reportaron una circulación estacional de dos capas, registrando un flujo en la capa superficial de los 100 m hacia el sur en invierno, y hacia el norte en verano con un flujo compensatorio en profundidad.

Ésta zona muestra importantes diferencias de temperatura entre invierno y verano (Soto-Mardones *et al.*, 1999), además de presentar una importante

generación de remolinos ciclónicos y anticiclónicos que ocupan todo el ancho del golfo, durante todo el año, pero con diferentes causas.

La parte sur exhibe características más oceánicas, con pendientes pronunciadas, menores niveles de salinidad, mayores precipitaciones y gran influencia del Pacífico (Maluf, 1983). La boca del Golfo presenta tres masas de agua superficiales: Agua de la Corriente de California, fría y de baja salinidad que fluye hacia el sur a lo largo de la costa de Baja California; Agua del Pacífico Tropical, cálida y de salinidad intermedia, que fluye del sureste hacia la boca del Golfo y Agua del Golfo de California, cálida y de mayor salinidad siendo típica la generación de frentes en ésta zona (Álvarez-Borrego *et al.*, 1983; Lavín & Marinone 2003). La circulación en la parte sur del Golfo, es generada por los vientos, procesos termohalinos y el forzamiento dinámico que ejerce el Pacífico (Marinone, 2003).

La variabilidad interanual de episodios oceanográficos y atmosféricos, presentes en el golfo interviene en la distribución, abundancia y disponibilidad de los recursos marinos. Éste posee características oceanográficas particulares, caracterizado por corrientes de marea fuertes, que crean mezclas de agua, que llevan a elevados valores de productividad. Por otra parte, la profundidad entre otras cambia abruptamente (grandes islas, zona norte), creando una barrera para el flujo de agua sub-superficial, entre el centro y el norte del golfo (Casas-Valdez *et al.*, 1996).

II.6.2 Patrón de Vientos.

El Golfo de California está dominado por dos épocas primordialmente, la época cálida (verano-otoño) y la fría (invierno-primavera). Los vientos en la época cálida, son del sureste, débiles con frecuentes calmas, con velocidades menores o iguales a 5 m/s, en la época fría está dominada por vientos fuertes del noroeste, con velocidades de 8 a 12 m/s (Fig. 2).

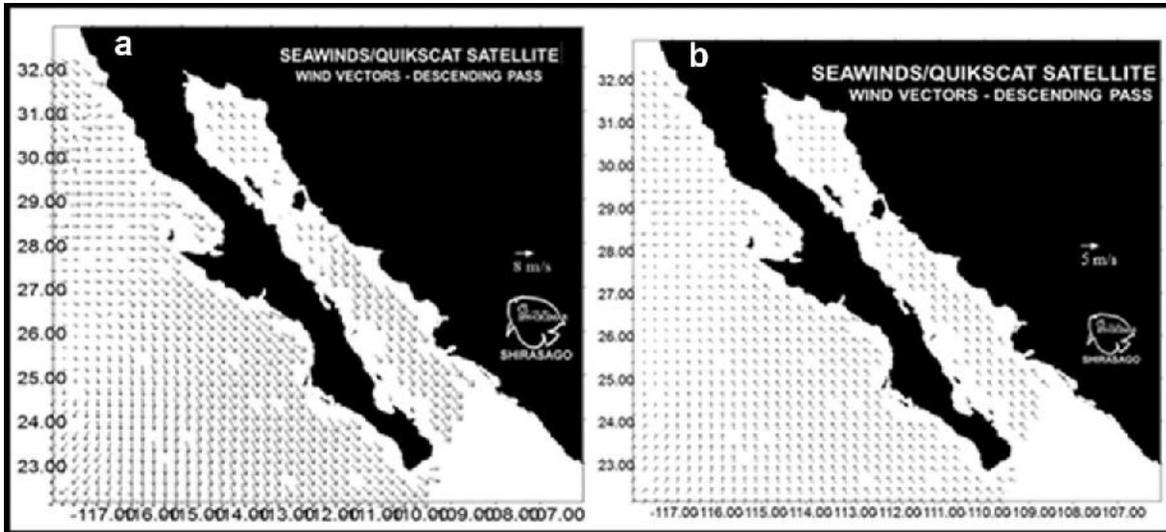


Figura 2. a) Vientos fuertes del noroeste, con velocidades superiores a 8 m/s. b) Vientos débiles del sureste, con velocidades menores o iguales a 5 m/s.

Lo anterior producto de los cambios estacionales de los centros de presión atmosférica en su vecindad y a la reorientación que sufren tales vientos por la presencia de cordilleras montañosas en ambos lados del Golfo (Lavín & Marinone, 2003).

II.7 MATERIAL Y MÉTODOS.

II.7.1 Procesamiento de Imágenes SAR (satélite ENVISAT).

Para el análisis SAR, se utilizaron 20 imágenes ASA_IM_0P (satélite ENVISAT), proporcionadas por la Agencia Espacial Europea (ESA), las cuales fueron obtenidas para el año 2005. Estas imágenes son del tipo mirada rápida (quick look), de baja resolución, pero resultaron muy útiles en la detección de los fenómenos de mesoescala. La cabecera de datos de la imagen incluye toda la información relevante de la imagen como es: el nombre del satélite, órbita, track, número de registro o de identificación, pasó del satélite (ascendente o descendente), fecha y hora de la adquisición. Las imágenes están compuestas por 3 cuadros (frames) que pertenecen a la misma órbita y cubren un área de 100x300 km aproximadamente. En sistema SAR, la resolución posee dos dimensiones, una en la dirección de rango (distancia sensor-objetivo “ground range”) y otra en la

dirección del acimut (plataforma de dirección de vuelo “slant range”). La resolución o proyección empleada en los productos SAR.PRI, es la Ground Range que posee una mayor corrección en cuanto al terreno.

Estás imágenes SAR fueron procesadas y manipuladas por medio de los siguientes sistemas de imágenes de satélite:

II.7.2 Georeferenciación con ArcGIS.

Para georeferenciar las imágenes SAR.PRI, fue necesario utilizar el procesador ArcGIS, la georeferenciación consiste en trasladar la información de una imagen (píxeles), a un plano de coordenadas terrestres. En otras palabras, se refiere al posicionamiento con el que se define la localización de un objeto espacial en un sistema de coordenadas y datum determinado. Para lo anterior se utilizó el asistente para el Geocoding de ArcGIS, con el cual se capturó información referente a la imagen a georeferenciar.

Para el presente estudio, se logró georeferenciar todas las imágenes, haciendo uso de la información contenida en la metadata, la cual se generó junto con la Tiff full resolution (imagen Tiff de resolución completa) y además se realizaron ajustes utilizando puntos conocidos colocados en mapa base. La metadata a diferencia de la cabecera de datos, contiene solo la información referente a una sola imagen e incluyen información importante como el número de órbita, el tipo de paso ascendente o descendente, número de columnas y filas, puntos de control para llevar a cabo la georeferenciación, constante de calibración y tipo de producto.

II.7.3 Análisis de Imágenes Sensores Pasivos.

Para el presente estudio se utilizarán imágenes diarias de temperatura superficial del mar (TSM) del sensor ModisAqua/Terra y una composición de imágenes Modis Aqua/Terra-Meris SeaWiFS de clorofila “a” en formato HDF del Golfo de California. Estas imágenes corresponden al mismo periodo (año) que las imágenes de radar. Todas las imágenes fueron suministradas por Scripps Institution of Oceanography, University of California, San Diego, en alta resolución (1.1 km. en el nadir), tipo HRPT (High Resolution Picture Transmission) y formato HDF

(Hierarchical Data Format). Se utilizarán los sistemas WIM (Windows Image Manager) y ER Mapper con las imágenes de TSM y Clorofila “a”, para identificar estructuras oceanográficas de mesoescala, como las surgencias, remolinos ciclónicos y anticiclónicos, corrientes, filamentos, así como la manifestación de las intrusiones de aguas oligotróficas provenientes del Pacífico.

Debido a que el Golfo de California presenta una cantidad importante de remolinos se hace énfasis en la dinámica de estas estructuras, siendo que los remolinos anticiclónicos presentan una rotación a favor a las manecillas del reloj y, en los casos en que son influenciados por la rotación terrestre (geostroficados), producen una elevación de la superficie del océano en su centro, que decrece radialmente hacia su borde. Este sentido de rotación genera una convergencia hacia el interior del remolino, lo que resulta en una depresión de la termoclina y un engrosamiento de la capa superficial (Duxbury *et al.*, 2000). Tradicionalmente estos remolinos se asocian con temperaturas cálidas, aunque éstas no siempre son mayores a las de su entorno y con bajas densidades fitoplanctónicas (Morrow *et al.*, 2003; Van Aken *et al.*, 2003).

En un remolino ciclónico geostrofico ocurre lo contrario, una depresión de la superficie del océano y un afloramiento de agua subsuperficial hacia la superficie, con una consecuente elevación de la termoclina y un adelgazamiento de la capa superficial (Duxbury *et al.*, 2000). Esto hace que los remolinos ciclónicos presenten una temperatura menor a la adyacente y una alta concentración de nutrientes, resultante de una alta densidad fitoplanctónica (Fiedler 2002; Vaillancourt *et al.*, 2003).

La identificación de los giros en las imágenes de satélite se realizará, como en estudios previos (Pegau *et al.*, 2002; López 2005; Zamudio, 2007), en los cuales estos pueden detectarse mediante una mayor o menor concentración de pigmentos en su borde que a la de su entorno, y el sentido del giro se determina observando el origen del giro, que en la mayoría de los casos es en la zona costera con valores de concentración iguales o mayores que en el borde del giro y un final de bajas concentraciones de pigmentos y en muchas ocasiones no se presenta cerrado el círculo del remolino, dando como resultado el sentido del giro.

La circulación superficial, es inferida de las imágenes de concentración de clorofila “a”, puesto que está comprobada la utilidad de los pigmentos fotosintéticos como trazadores de estructuras mesoescalares (Pegau *et al.*, 2002) y que estas imágenes pueden resultar más confiables que las imágenes de temperatura superficial del mar, considerando que en el Golfo de California el intenso calentamiento solar puede eliminar los gradientes de temperatura superficial rápidamente (Paden *et al.* 1991; Pegau *et al.* 2002).

II.8 RESULTADOS APLICACIONES EN EL GOLFO DE CALIFORNIA.

II.8.1 Imágenes SAR, TSM y Chlor “a”.

La firma de retrodispersión y espectral, como se mencionó en capítulos anteriores, es la firma característica de un fenómeno en particular, que por medio diferencias en los niveles correspondientes (retrodispersión y espectrales), estos pueden ser descritos.

II.8.2 Imágenes del 8 de enero del 2005.

En la imagen SAR del 8 de enero de 2005 del satélite ENVISAT, se detectó en la zona sur, muy cercas de la boca del golfo dos remolinos, anticiclónico “A” que cubre un área de 100x90 km y ciclónico “B” que cubre una menor área de 80x60 km. La firma de retrodispersión del remolino anticiclónico “A”, se caracteriza por poseer líneas en los bordes con bajos VR (entre 80 y 120) y un núcleo es brillante (VR 300 a 400). Por otra parte, el remolino ciclónico “B” su núcleo y uno de sus bordes son oscuros debido a los bajos VR (entre 60 y 120). También son visibles alrededor frentes costeros, resaltando él que se encuentra en la costa de Sinaloa este mide 64 km “C” con VR que rondan los 300 aproximadamente (Fig. 3).

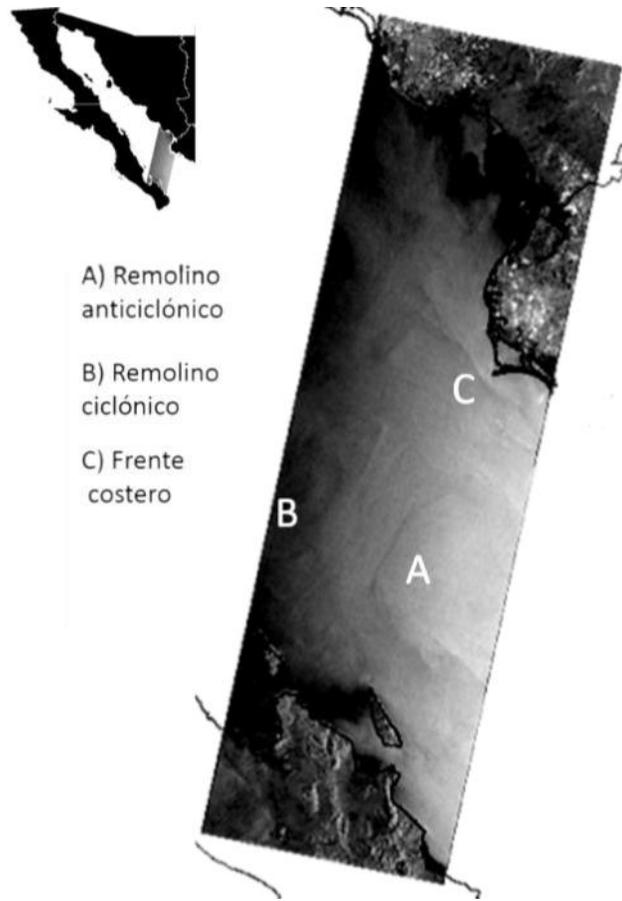


Figura 3. Imagen SAR del 8 de enero de 2005. Detección de remolinos ciclónicos “A” y anticiclónicos “B” asociados a un frente costero “C”.

En las imágenes pasivas de TSM y Chlor “a” del mismo día de la imagen SAR, en particular en la imagen “a”, son visibles las tres estructuras detectadas y descritas en la imagen SAR. Analizando la TSM, los remolinos detectados poseen diferencias 2°C en sus núcleos. El primer remolino “A” es de núcleo cálido y posee una temperatura de 22°C . El segundo remolino “B” es de núcleo frío con una temperatura de 19°C . El frente costero “C” también se caracteriza por presentar diferencias de 2°C , la zona cercana a la costa de Sinaloa la temperatura es de 18°C en comparación con la zona oceánica donde la temperatura es de 20°C (Fig. 4).

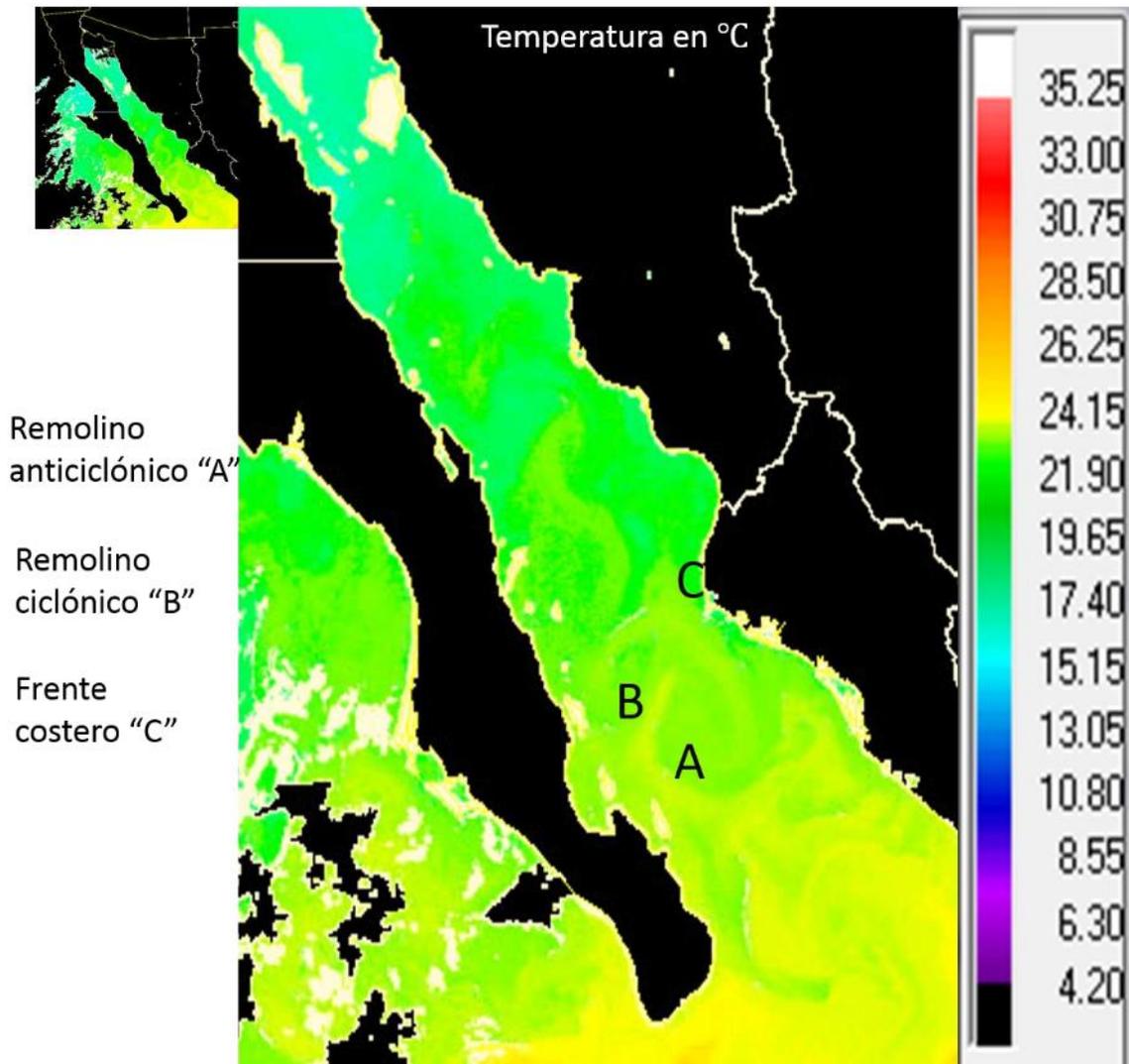


Figura 4. Imagen TSM del 8 de enero de 2005. A) Remolino ciclónico temperatura del núcleo 19°C. B) Remolino anticiclónico de temperatura del núcleo 22°C. C) Frente costero asociado a los remolinos.

En la imagen de Chlor "a", el remolino anticiclónico "A", este es mayormente visible porque está acompañado en uno de sus bordes por un filamento con altas concentraciones de Chlor "a" aproximadamente mayores a 1.77 mg/m^3 , sin embargo, la concentración Chlor "a" en su núcleo es de 0.56 mg/m^3 . El remolino "B", es parcialmente visible considerando su concentración de Chlor "a" de 0.72 mg/m^3 en su núcleo. El frente costero "C", en esta imagen divide dos zonas, la primera dominada por una moderada surgencia la cual, a diferencia de la segunda zona, posee altas concentraciones de clorofila "a" mayores a 4.6 mg/m^3 (Fig. 5).

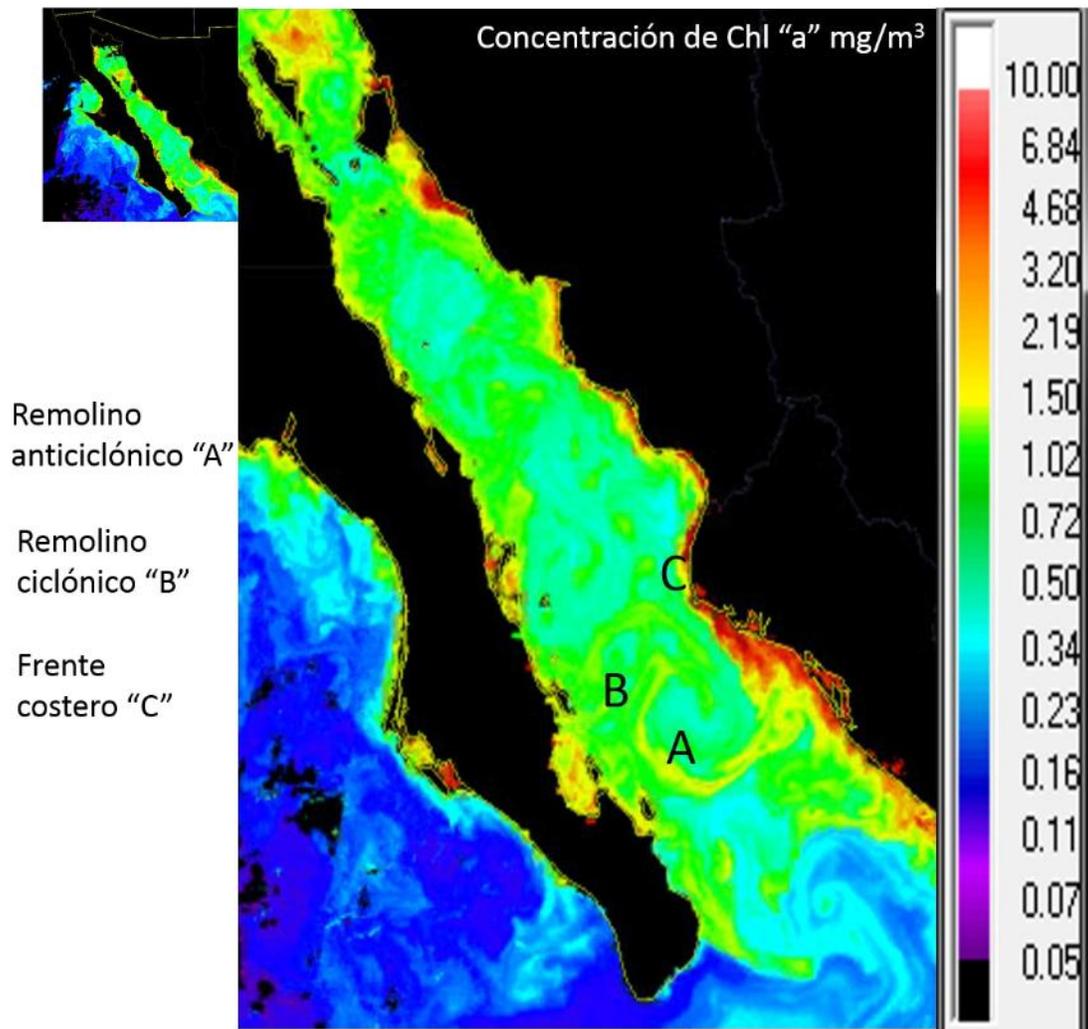


Figura 5. Imagen de Chlor "a" del 8 de enero de 2005. A) Remolino anticiclónico concentración de Chlor "a" en el núcleo 0.56 mg/m³. B) Remolino ciclónico concentración de Chlor "a" en el núcleo 0.72 mg/m³. C) Frente costero de producido por un moderado evento de surgencia.

A continuación, se observa una sobre posición de la imagen SAR en las imágenes pasivas (TSM y Chlor "a"). Las firmas de retrodispersión empatan con una considerable exactitud con las firmas espectrales. Esto es claramente observado en la continuidad de las firmas tanto del frente costero "C" y el remolino anticiclónico "A". Otra característica notable en la imagen es la diferencia de retrodispersión de la imagen SAR, en la imagen "1" está relacionada con la temperatura del núcleo cálido del remolino "A" y en la imagen "2" con la concentración de Chlor "a" en el núcleo del mismo remolino "A" (Fig. 6).

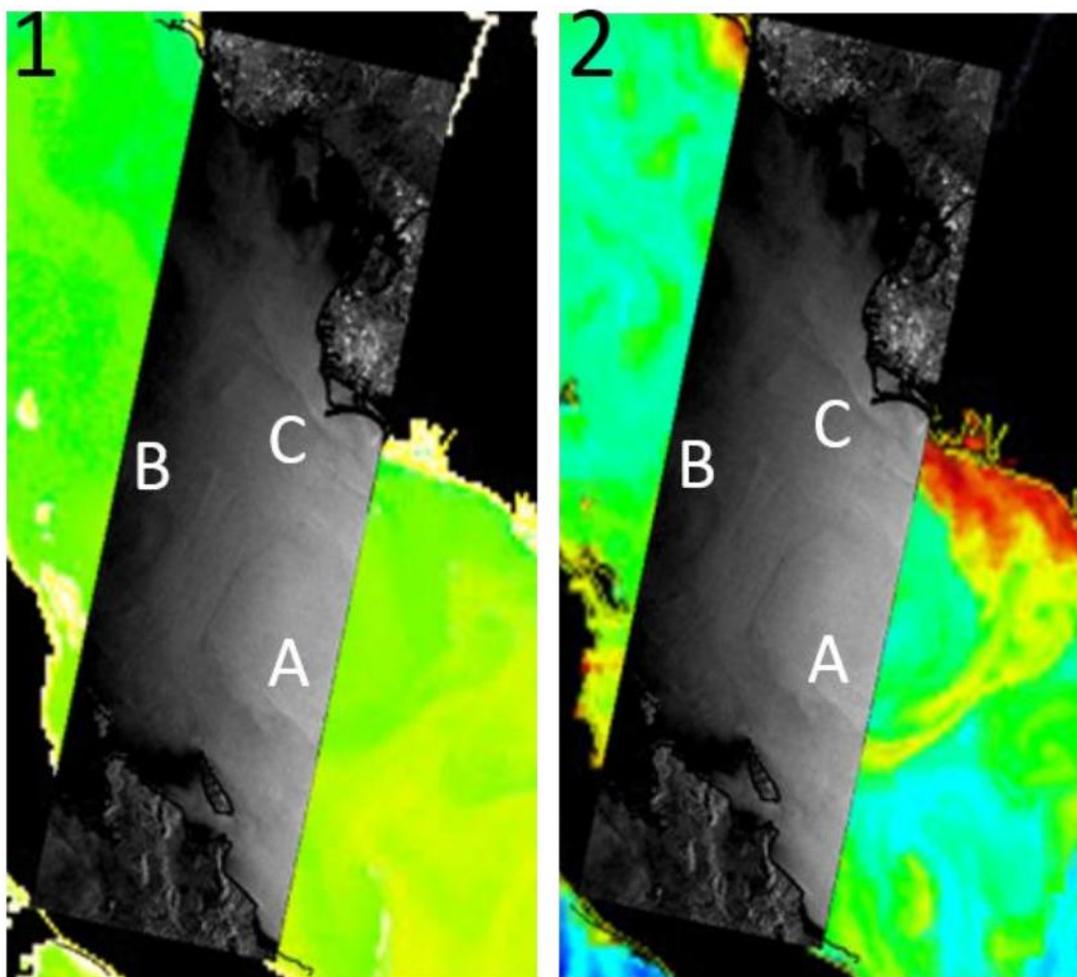


Figura 6. Imagen de sobre posición imágenes del 8 de enero de 2005. 1) Imagen SAR sobre puesta en la imagen de TSM. 2) Imagen SAR sobre puesta en la imagen de concentración de Chlor “a”.

II.8.3 Imágenes del 15 de febrero del 2005.

En la imagen del 15 de febrero de 2005 del satélite ENVISAT, inicialmente es visible un remolino ciclónico “A” que ocupa un área de 31x46 km, cuya firma de retrodispersión está caracterizada por líneas oscuras en los bordes del remolino (VR entre 60 y 120). También sobre salen dos amplias zonas con bajos VR que rondan entre 30 a 70 (zonas oscuras “B” y “C”), a diferencia de la zona D que posee VR entre 200 y 300, los cuales se mantienen en la mayor parte de la zona oceánica (Fig. 7).

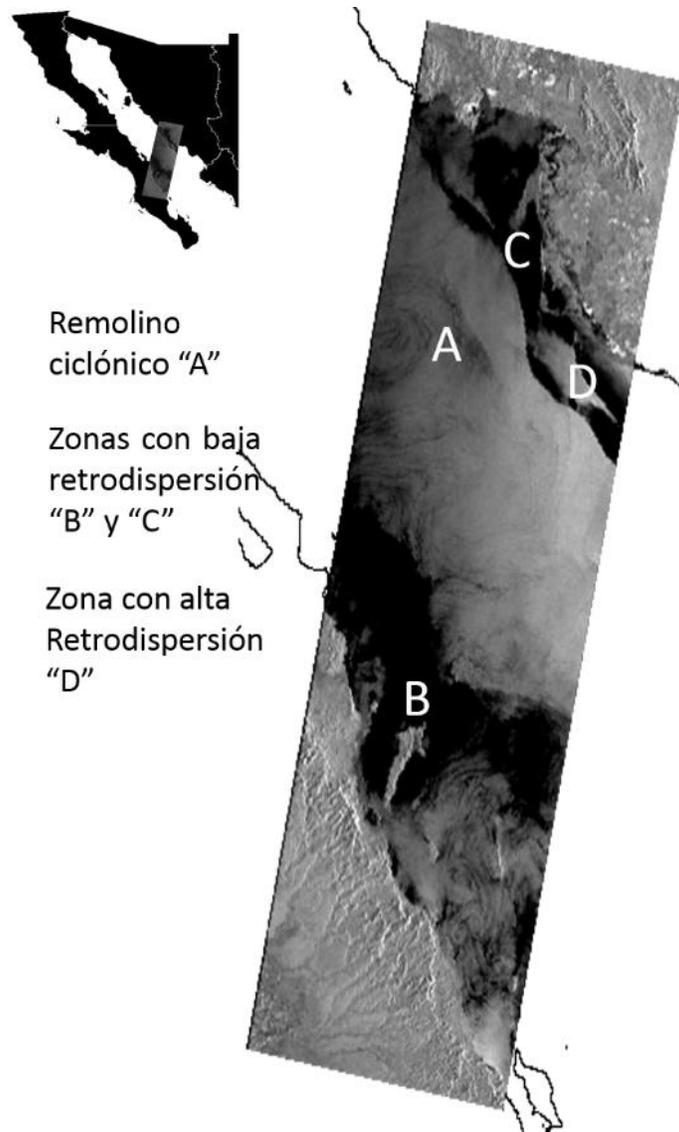


Figura 7. Imagen del 15 de febrero de 2005 del satélite ENVISAT. Remolino ciclónico con líneas oscuras en sus bordes "A". Zonas con bajos y altos niveles de retrodispersión "B", "C" y "D".

En la imagen de TSM del 15 de febrero de 2005, inicialmente está caracterizada por una parcial cobertura de nubes (zonas blancas), además se observa que la temperatura presenta gradientes considerablemente homogéneos. El remolino "A", es parcialmente opacado por la cobertura nubosa, aun así se observa una diferencia de temperatura en el núcleo, cuyo valor es de 18.7°C. Las zonas "B y C", aparentemente poseen una misma temperatura, que oscila entre los 19°C, la zona "D" no es visible en la imagen TSM (Fig. 8).

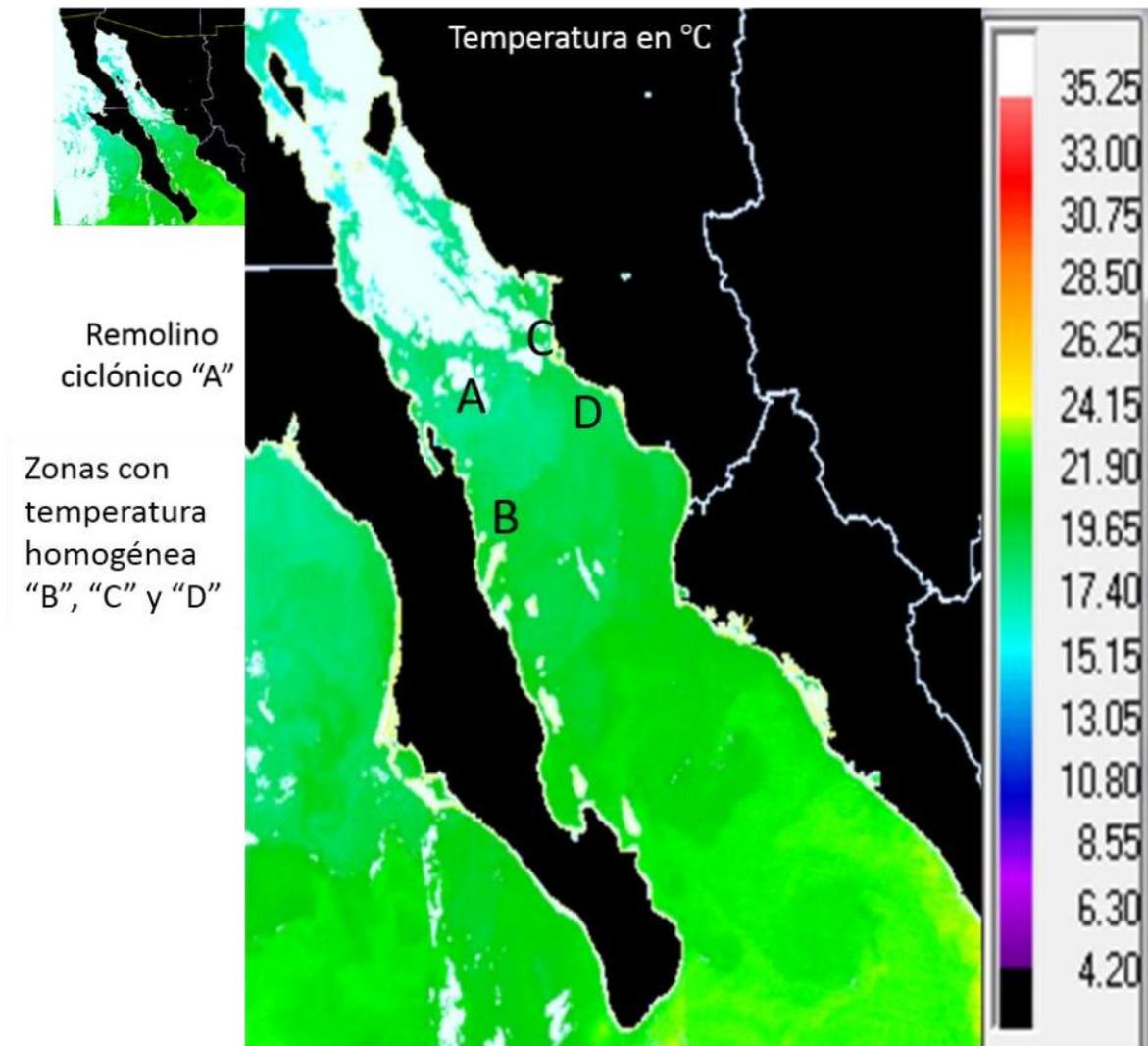


Figura 8. Imagen de TSM del 15 de febrero de 2005. Remolino ciclónico, temperatura de núcleo 18.7°C “A”. Zonas adyacentes al remolino “B”, “C” y “D”, temperatura 19°C.

La imagen del parámetro de Chlor “a” correspondiente al 15 de febrero de 2005, también se caracteriza por una considerable cobertura nubosa. El remolino ciclónico “A”, está representado por poseer un núcleo con una alta concentración de Chlor “a” de 2.4 mg/m³. Las zonas “B” y “C”, poseen valores de concentración muy diferentes entre ellas, la zona “B” 0.65 mg/m³ y “C” 1.44 mg/m³, la zona “D” se caracteriza por los menores niveles de concentración 0.43 mg/m³ (Fig. 9).

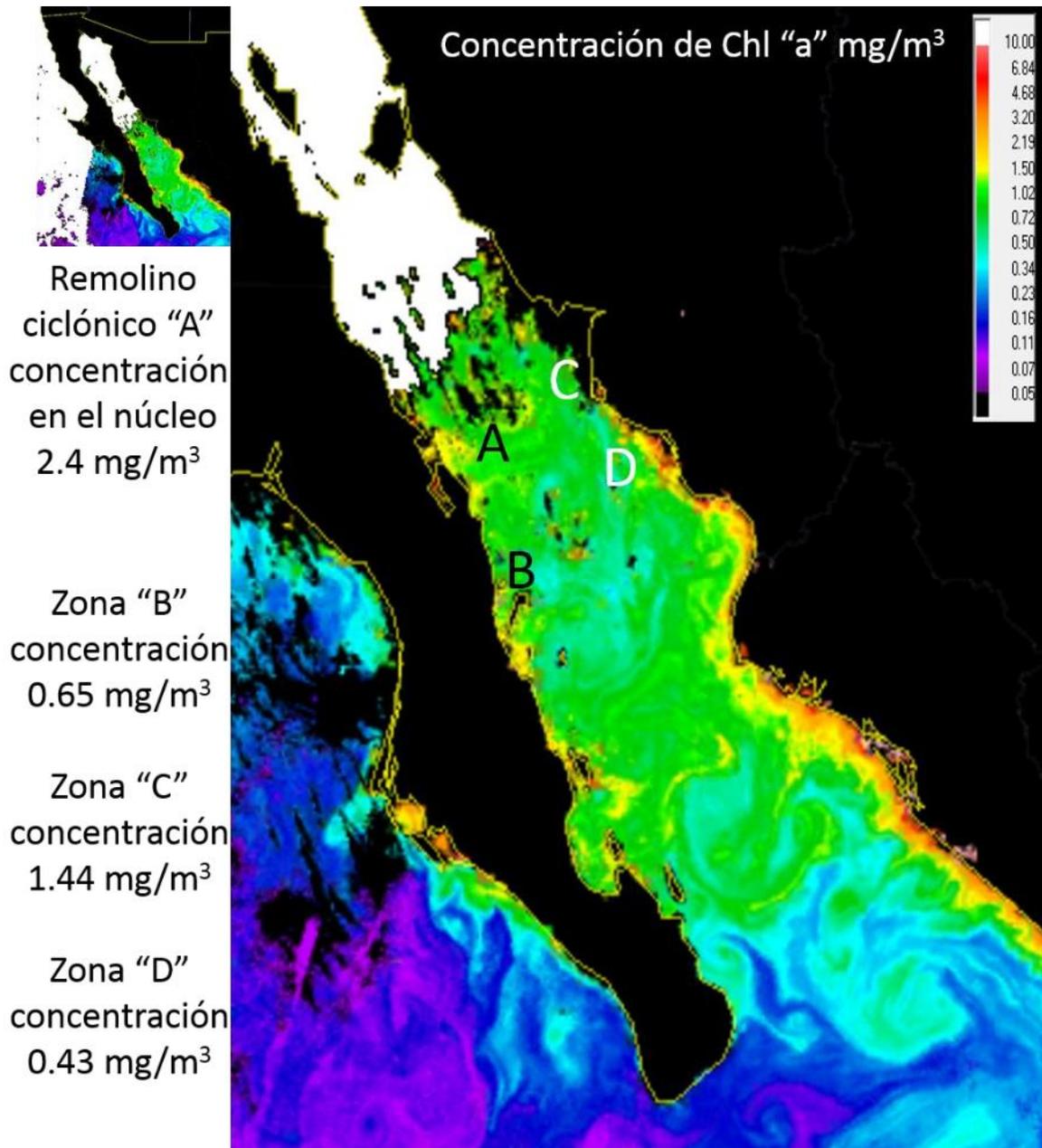


Figura 9. Imagen de Chlor "a" del 15 de febrero de 2005. Remolino ciclónico "A". Zonas adyacentes al remolino "B", "C" y "D".

En la superposición se observa una comparación de tres imágenes de izquierda a derecha, tenemos TSM, Chlor "a" y la imagen SAR. En particular en las imágenes pasivas el remolino "A", se encuentra en una posición semejante con respecto a la imagen SAR, en la que se observa que el remolino aún se encuentra por debajo de Bahía Concepción. La zona oscura "B" no muestra una relación entre

las tres imágenes, en comparación con la zona “C”, esta muestra una parcial relación mayor en la imagen de concentración de clorofila. En la zona “D”, se observa que los VR epatan con una zona con bajas concentraciones de clorofila “a” menores a 0.43 mg/m^3 (Fig. 10).

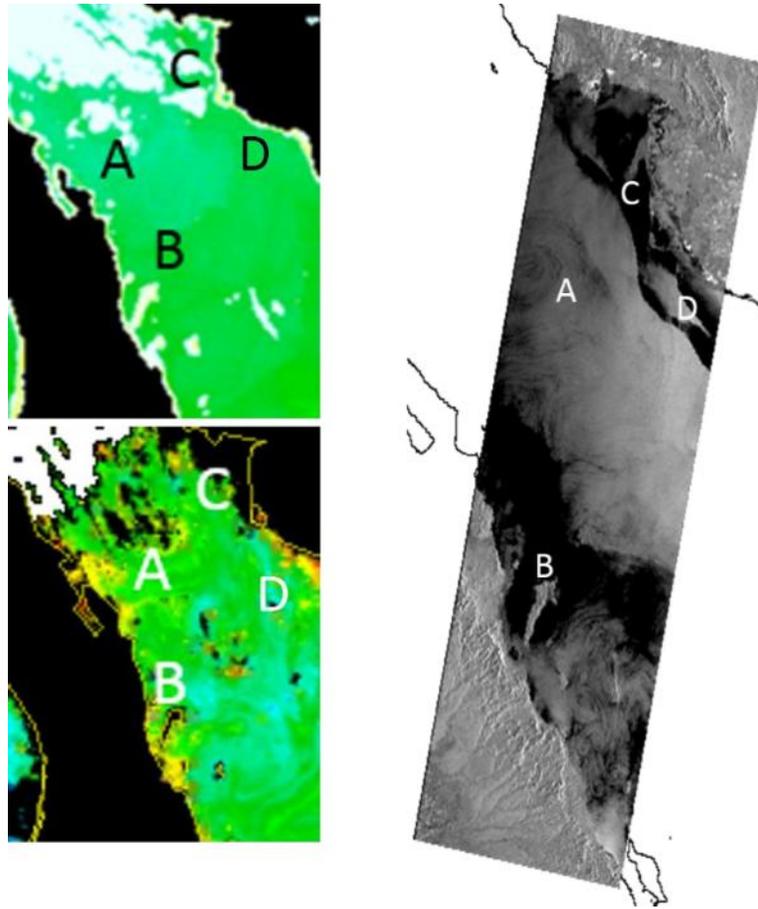


Figura 10. Imagen comparativa 15 de febrero de 2005 entre TSM, Chlor “a” y niveles de retrodispersión.

II.8.4 Imágenes del 25 de marzo del 2005.

Imagen del 25 de marzo de 2005 del satélite ENVISAT, se detectan 5 estructuras mesoescalares. La estructura “A”, es un remolino ciclónico con una dimensión aproximadamente de $60 \times 36 \text{ km}$, este rodeado de zonas donde los VR cambian constantemente de 200 a más de 400. La estructura “B”, es un remolino anticiclónico con una dimensión aproximadamente de $60 \times 65 \text{ km}$, caracterizado por cambios de VR de 200 a 300 en su núcleo. La estructura “C”, es la firma que corresponde a una corriente de talud que en sus bordes se observan líneas oscuras

que van de 120 a 200 VR. La estructura "D", se caracteriza por líneas oscuras en los bordes de remolino ciclónico (VR entre 60 y 120). La estructura "G", es un remolino anticiclónico con una dimensión aproximadamente de 100x70 km y con VR entre los 300-400 (Fig. 11).

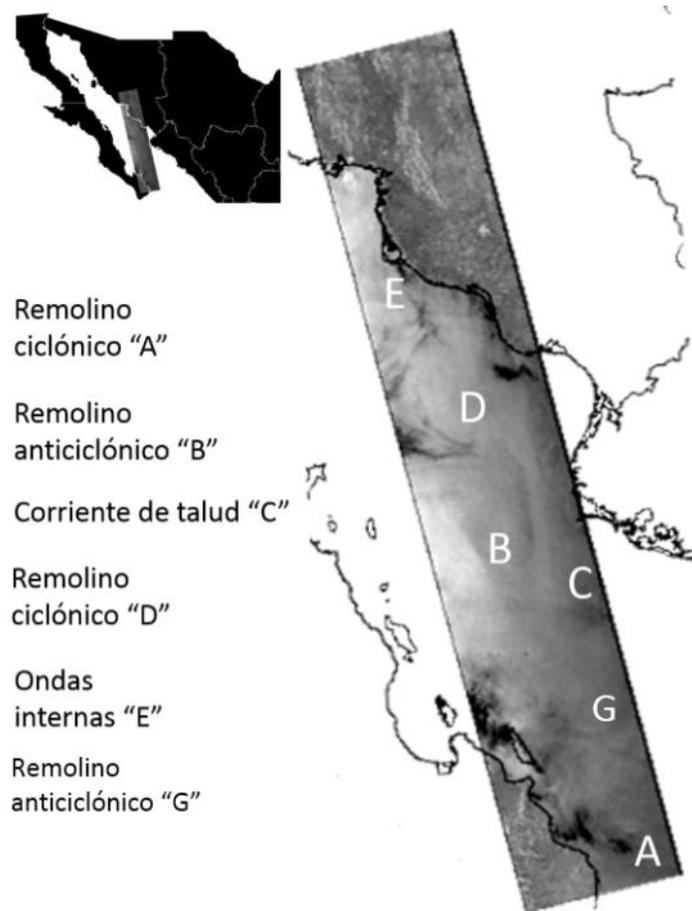


Figura 11. Imagen del 25 de marzo de 2005. A) Remolino ciclónico con una dimensión aproximada de 60x36 km. B) Remolino anticiclónico con una dimensión aproximada de 60x65 km. C) Corriente de talud. D) Líneas oscuras en los bordes de un remolino ciclónico. E) Tren de ondas internas de larga longitud 3 km. G). Remolino anticiclónico con una dimensión aproximada de 100x70 km.

Imagen del 25 de marzo de 2005 de TSM, esta se caracteriza inicialmente por una moderada cobertura nubosa. La estructura "A", es un remolino ciclónico con una temperatura en su núcleo de 20°C relativamente mas frio que las aguas a su alrededor. La estructura "B", es un remolino anticiclónico con una temperatura de 21°C en su núcleo y en sus bordes la temperatura es de 20.85°C. La estructura "C",

es la firma que corresponde a una corriente de talud con una temperatura que varían de 19 a 20°C. La estructura “D”, es un remolino ciclónico con una temperatura menor a 19°C en su núcleo. La estructura “E”, es un remolino anticiclónico con una temperatura de 22 °C (Fig. 12).

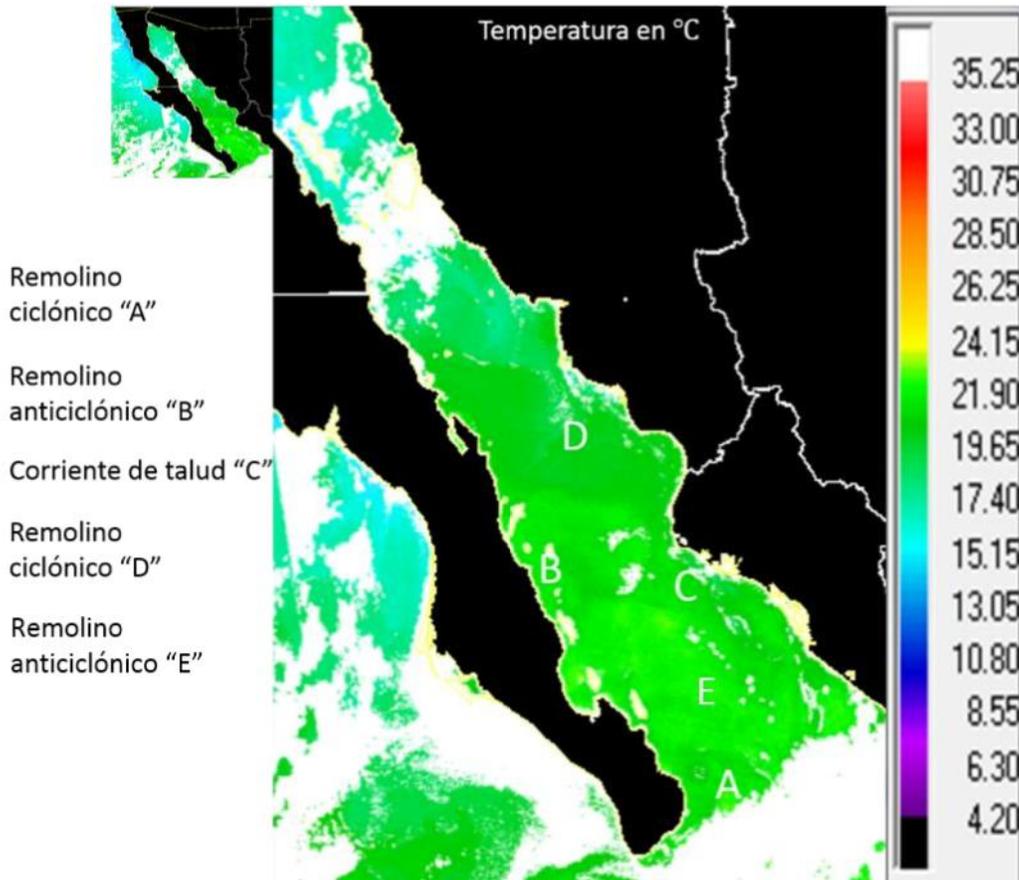


Figura 12. Imagen del 25 de marzo de 2005 de TSM. A) Remolino ciclónico 20°C en su núcleo. B) Remolino anticiclónico con una temperatura de 21°C en su núcleo. C) Corriente de talud con temperaturas que varían de 19 a 20°C. D) Remolino ciclónico con temperaturas menores a 19°C en su núcleo. E) Remolino anticiclónico con una temperatura de 22 °C.

Imagen del 25 de marzo de 2005 de Chlor “a”. La estructura “A”, remolino ciclónico con bajos niveles de concentración de clorofila “a” que varían de 0.56 a 0.72 mg/m³ en su núcleo. La estructura “B”, es un remolino anticiclónico con concentraciones de clorofila “a” de 0.67 mg/m³ en su núcleo y en sus bordes las concentraciones varían de 1.56 a 0.94 mg/m³. La estructura “C”, es la firma que corresponde a una corriente de talud con una concentración de clorofila “a” que

varía de 0.57 a 1.68 mg/m³. La estructura “D”, es un remolino ciclónico con altas concentraciones estas varían de 0.83 en su núcleo a 1.71 mg/m³ en sus bordes (Fig. 13).

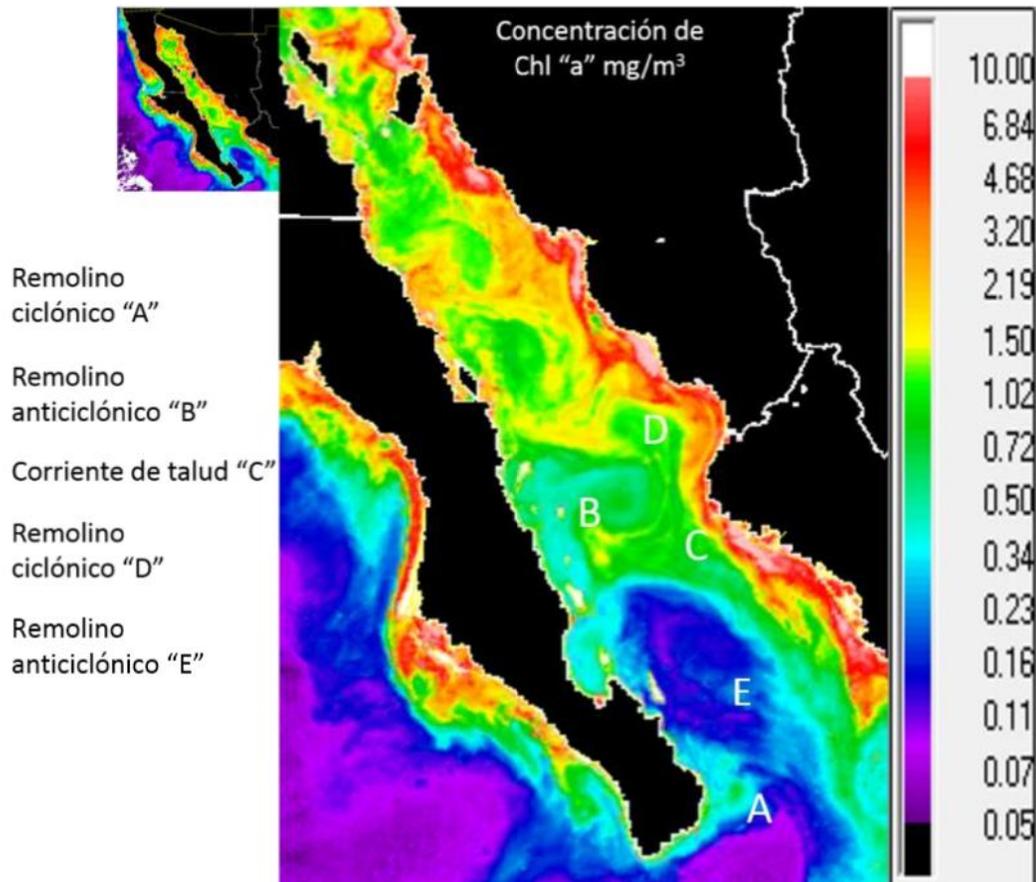


Figura 13. Imagen del 25 de marzo de 2005 de Chlor "a". A) remolino ciclónico con bajos niveles de concentración de Chlor "a" que varían de 0.56 a 0.72 mg/m³ en su núcleo. B) Remolino anticiclónico con concentraciones Chlor "a" 0.67 mg/m³ en su núcleo y en sus bordes concentraciones 1.56 a 0.94 mg/m³. C) Corriente de talud con concentración de clorofila "a" que varían de 0.57 a 1.68 mg/m³. D) Remolino ciclónico con altas concentraciones que varían de 0.83 a 1.71 mg/m³ en su núcleo. E) Remolino anticiclónico con aguas oligotróficas en su núcleo, niveles de concentración de clorofila 0.11 a 0.16 mg/m³

En la siguiente superposición se muestra una sobre posición de la imagen SAR sobre las imágenes pasivas (TSM y Chlor "a"), las firmas de retrodispersión empatan de manera considerable, con las firmas espectrales. Lo cual se observa de manera clara, como la continuidad de las firmas de los remolinos "A", "D" y "B",

la corriente de talud “C” de igual manera se ajusta adecuadamente, la estructura “A” por su parte dadas sus variaciones en retrodispersión, empata más en la imagen “b” (Fig. 14).

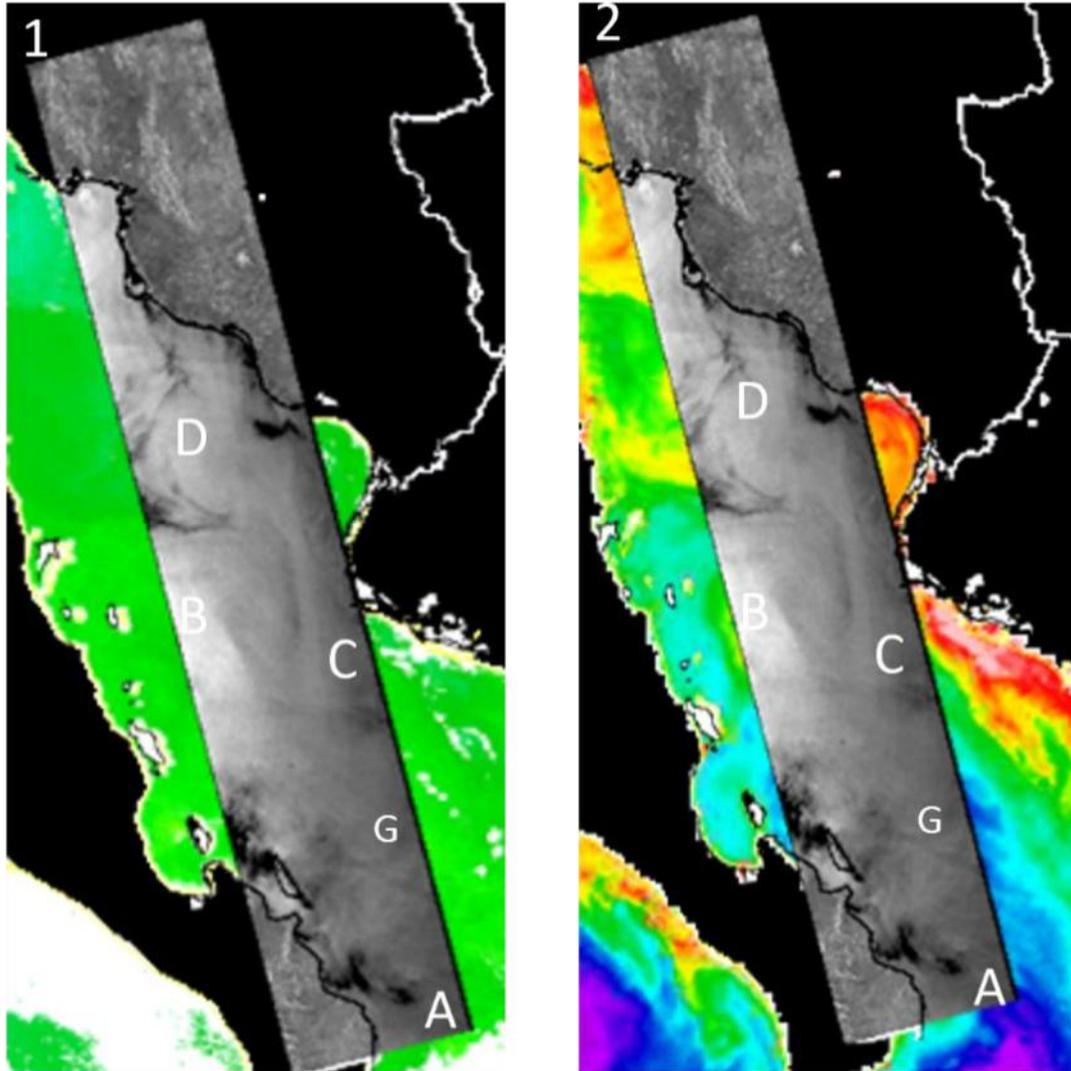


Figura 14. Sobre posición de la imagen SAR del 25 de marzo de 2005 en las imágenes pasivas. 1) Comparación de firma espectral de TSM, con los niveles de retrodispersión. 2) Comparación de firma espectral concentraciones de Chlor “a”, con los niveles de retrodispersión.

Se hace un acercamiento en la imagen SAR del 25 de marzo de 2005, para observar el tren de ondas internas, este posee longitudes de onda menores a 3 km y se propaga de la zona costera de Sonora hacia el sur del Golfo de California (Fig. 15).

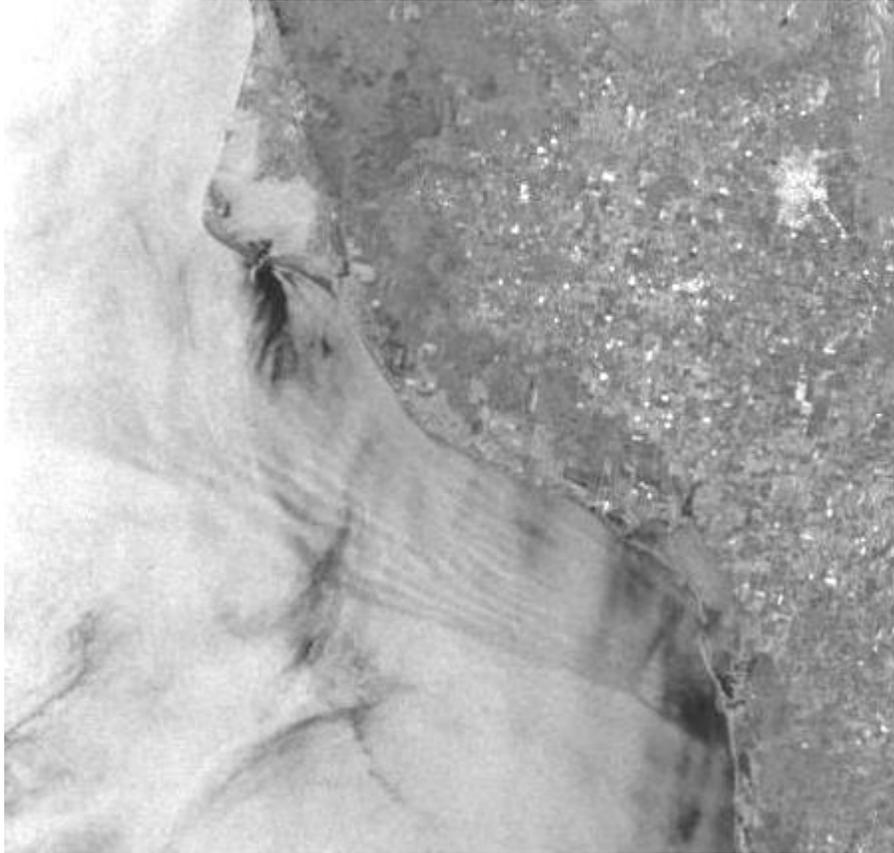


Figura 15. Tren de ondas internas de larga longitud 3 km, propagándose de la zona costera de Sonora, hacia el sur del Golfo de California.

II.9 DISCUSIÓN.

Partiendo de la idea, que el campo de ondas capilares que se forma en la superficie del océano, forma una pantalla en que se ven reflejados fenómenos oceanográficos superficiales y subsuperficiales, así como atmosféricos. Cambios en los VR permiten la detección y visualización de diferentes fenómenos de mesoescala como corrientes, frentes, remolinos, etc. Zonas brillantes (altos VR) u oscuras (bajos VR), son una expresión de la modulación de retrodispersión inducida por la interacción entre las ondas capilares y los fenómenos anteriormente mencionados (Lyzenga *et al.*, 2004).

El Golfo de California posee tres importantes características, la primera es su forma cónica, en segundo término, tenemos su irregular batimetría y por último su sistema de corrientes oceánicas. El fenómeno principalmente detectado fueron los remolinos mesoescalares (ciclónicos y anticiclónicos), Pegau *et al.* (2007), detectaron una serie de giros en imágenes de clorofila “a” del sensor SeaWiFS durante el periodo 1997 a 2001, concluyendo que el posible mecanismo de formación de estos giros, son las inestabilidades baroclínicas a lo largo de la costa continental, producida por las interacciones entre ondas atrapadas en la costa y las corrientes locales impulsadas por el viento.

Un año después Zamudio *et al.* (2008), realizan una modelación numérica de la época cálida, caracterizada principalmente por la presencia de remolinos ciclónicos y algunos anticiclónicos, que se generan, por la interacción de las salientes de la costa continental con la Corriente Costera Mexicana del Pacífico, que presenta un máximo en el verano-otoño y que intrusión al golfo, con aguas oligotróficas, que fluyen al interior del golfo en esta época.

Considerando los trabajos mencionados anteriormente, estos se relacionan con el primer y cuarto mecanismo de generación de remolinos oceánicos. El primero descrito por Kirby *et al.* (1997), el cual considera la interacción de los vientos locales canalizados por la geometría y la topografía costera, este se relaciona parcialmente con el estudio de Pegau *et al.* (2007). El cuarto mecanismo descrito por Swaters y Mysak (1985), se ajusta al estudio de Zamudio *et al.* (2008), ya que esta toma en cuenta la interacción de corrientes oceánicas con los cabos o salientes de un continente.

La detección de remolinos en imágenes SAR, utilizando su firma de retrodispersión es un método utilizado por ejemplo Martínez-Días de León *et al.* (1999) detectan un remolino anticiclónico (cálido) por medio de su firma de retrodispersión representada por un área brillante, donde la temperatura del agua es varios grados más alta que en sus alrededores (zonas oscuras), esto lo confirmo analizando imágenes AVHRR, detectando en la misma zona de la imagen SAR, un remolino de núcleo cálido.

La imagen de concentración de Chlor "a" correspondiente a la imagen SAR. Los remolinos detectados en la imagen SAR, poseen zonas brillantes u oscuras (los núcleos) y se relacionan con concentraciones de clorofila dentro de un rango de 0.50 a 0.70 mg/m³.

El remolino "B", como se muestra en la figura 5 es parcialmente visible y posee una concentración de Chlor "a" en su núcleo de 0.72 mg/m³, este en la imagen SAR es representado por una zona de menor brillo (VR entre 60 y 120), en comparación con el remolino "A" que es relacionado con una zona brillante (VR 300 a 400), debido a la concentración de Chlor "a" en su núcleo que es de 0.56 mg/m³.

El filamento con concentraciones mayores a 1.77 mg/m³ es el resultado del transporte de altas concentraciones de Chlor "a", generadas por un evento de surgencia en las costas de Sinaloa que interactuó con el remolino "A". El frente costero "C", al igual que el filamento es generado por el evento de surgencia, dadas las diferencias tanto en temperatura como en concentraciones de Chlor "a". Johannessen *et al.* (1991), determinan que los frentes costeros se generan en el límite entre masas de agua con diferentes propiedades (diferencias en temperatura o salinidad).

En la figura 6, se observa como las firmas de espectrales de TSM y Chlor "a", del mismo día de la imagen SAR, empatan con gran similitud, además se determina que las líneas oscuras que limitan los bordes de los remolinos, detectadas en la imagen SAR del 8 de enero de 2005, se pueden relacionar con la imagen de TSM, donde se observa la presencia aguas más cálidas provenientes del Océano Pacífico y en la imagen de concentración de Chlor "a", estas son relacionadas con altos niveles de Chlor "a" transportados por el filamento causado por el remolino "A", el cual como se mencionó antes interactúa con un evento de surgencia.

En cuanto a las estructuras mesoescalares detectadas en la imagen del 15 de febrero del satélite ENVISAT, el remolino ciclónico "A" que ocupa un área de 31x46 km, se caracteriza por líneas oscuras en los bordes del remolino (VR entre 60 y 120). Esto se debe a la presencia de material surfactante en la superficie que influenciado por el sentido de rotación del remolino se acumula en los bordes del

remolino, facilitando su detección y descripción, dada su peculiar firma de retrodispersión.

Los remolinos con este tipo de firma de retrodispersión han sido estudiados y descritos por Lyzenga y Wackerman (1997), quienes por medio de imágenes SAR ERS-1 detectaron 3 remolinos ciclónicos en la costa suroeste de Chipre, el material surfactante que se acumula en los bordes del remolino, amortigua la onda capilar y produce una disminución en la señal de retrodispersión, generando líneas oscuras o con bajos VR.

Ahora considerando lo observado en la imagen TSM correspondiente a la imagen SAR del 15 de febrero, el remolino ciclónico "A" en la figura 8 es parcialmente opacado por la cobertura de nubes, que causan pérdida de señal en las imágenes pasivas. El núcleo del remolino "A" es frío con una temperatura de 18.7°C, nuevamente la zona correspondiente al núcleo de este remolino en la imagen SAR se caracteriza por ser más oscura que su entorno (VR entre 60 a 120).

Analizando la imagen de concentración de Chlor "a" correspondiente al 15 de febrero, el remolino "A" también está parcialmente cubierto por nubes, pero a diferencia de su firma espectral en la imagen TSM, la cual es difícil de describir debido a los valores homogéneos de temperatura, este remolino en la figura 9 posee una firma espectral más descriptiva ya que en sus bordes hay zonas donde la presencia de Chlor "a" es mayor sirviendo como trazador. Pegau *et al.* (2007), concluye que la Chlor "a" sirve como trazadora de una variedad de estructuras mesoescalares como los son corrientes, remolinos, frentes, filamentos entre otros.

En la figura 10, se observa una comparación entre tres imágenes (TSM, Chlor "a" y SAR), lo sobresaliente en esta comparación es la posición del remolino "A" detectado en la imagen del 15 de febrero, se observa que en las imágenes pasivas el remolino se encuentra en una posición semejante en comparación, con la posición de este en la imagen SAR, en la que se encuentra a 35 km de la costa de Sonora, a la altura de Bahía Concepción.

Las zonas "B" y "C", en la imagen TSM muestran una relación clara con las zonas oscuras (VR entre 200 y 300) en la imagen SAR, la temperatura en ambas zonas es aproximadamente de 19°C, de acuerdo con Martínez-Días de León *et al.*

(1999), Las zonas oscuras en las imágenes SAR suelen relacionarse con temperaturas frías, aunque en este caso la diferencia de temperatura de las zonas “B” y “C” con su entorno sea de un grado, además que posiblemente que entre estas zonas se encuentre un segundo remolino anticiclónico en ambas imágenes (TSM y SAR) ya que se observa un área donde la temperatura es de 20°C, nuevamente 1 grado de diferencia con respecto a su entorno.

Ahora realizando una comparación entre la imagen SAR y lo observado en la de concentración de Chlor “a”, iniciamos con la zona “D” en la imagen SAR que se relaciona con la zona “D” donde las concentraciones de Chlor “a” son menores a 0.53 mg/m³. Con respecto a las zonas “B” y “C”, la zona “B” no muestra una considerable relación ya que los valores de concentración cambian constantemente de altas a bajas concentraciones, en cambio la zona “C” se relaciona correctamente con un aumento de la concentración de Chlor “a” la cual produce una zona oscura en la imagen SAR, como lo expresan Lyzenga y Wackerman (1997), este se puede deber a la mayor presencia de material surfactante, generado por el aumento de la concentración de Chlor “a”.

En la imagen del 25 de marzo de 2005, la estructura “A” corresponde a un remolino ciclónico el cual se caracteriza por la acumulación de material surfactante superficial en uno de sus bores y en su núcleo, esto como se ha mencionado antes causa una pérdida en la retrodispersión generando zonas oscuras en las imágenes SAR (VR de 200 a 300). Otro punto a considerar es la zona alrededor del remolino ciclónico “A”, esta zona es menos brillante que la zona donde se encuentra el remolino anticiclónico “B”.

Considerando lo observado en la imagen TSM el remolino ciclónico “A” este es de núcleo frío 20°C con respecto a su entorno donde la temperatura varía de 21 a 22°C, caso contrario al remolino anticiclónico “B” el cual es de núcleo cálido con una temperatura de 21°C pero su entorno donde la temperatura varía de 19 a 20°C. Estas variaciones de temperatura, influyen en los niveles de retrodispersión en la imagen SAR (VR 200 a 300), temperaturas frías generan zonas oscuras y temperaturas cálidas zonas brillantes, esto se debe a que las aguas con menor temperatura son menos susceptibles a la influencia del viento.

Esto es apoyado por Monaldo *et al.* (2002), quienes documentan este comportamiento, al analizar y comparar imágenes TSM del AVHRR e imágenes de rugosidad del mar del RADASAT-1 del Golfo de México en la costa este de Estados Unidos, donde relacionaron niveles de retrodispersión en la imagen SAR, con temperatura superficial, concluyendo que temperaturas de 10°C se relacionaban con zonas oscuras y temperaturas de 30°C con zonas brillantes.

Analizando la figura 13, imagen de concentración de Chlor “a” el remolino ciclónico “A” con bajos niveles de concentración de clorofila “a” estos varían de .56 a 0.72 mg/m³ en su núcleo, esta baja concentración puede estar relacionado por la intrusión de aguas oligotróficas (bajas en nutrientes) provenientes del Océano Pacífico, sus concentraciones de Chlor “a” van 0.06 a 0.10 mg/m³. Autores como Marinone (2003), Zamudio *et al.* (2008) y García-Morales (2008) han reportado la presencia de aguas oligotróficas en el Golfo de California, esta intrusión se presenta en la época cálida (verano-otoño).

Lo que se observa en la imagen posiblemente no sea un proceso de intrusión, debido a que el mes de marzo es parte de los meses que se catalogan como época fría (invierno-primavera). La presencia de agua oligotrófica en la boca del Golfo, se puede atribuir al remolino ciclónico “A” en la boca del Golfo de California, debido a su sentido de rotación (en contra de las manecillas del reloj, en el hemisferio norte) haya favorecido la parcial intrusión de estas aguas provenientes del Pacífico. Estas aguas oligotróficas que intrusióna al golfo, se observan en el remolino anticiclónico “E”, que debido al sentido de su rotación (a favor de las manecillas del reloj), este de igual manera favorece la intrusión de aguas del Pacífico, generada por el remolino ciclónico “A”.

La corriente de talud “C” que proviene del Pacífico, intrusióna por el talud continental, en la zona donde fue detectada en la imagen SAR, las concentraciones de clorofila varían de 0.57 a 1.68 mg/m³, el aumento en la concentración se debe a la interacción de la corriente de talud “C” con el remolino ciclónico “B”, el cual transporta moderadas concentraciones de Chlor “a” generadas por un evento de surgencia en las costas de Sonora, la cual a su vez interactúa con el remolino ciclónico “D”, este inicialmente traslada aguas con altos niveles de Chlor “a” que

varían de 0.83 a 1.71 mg/m³ en su núcleo que genera una menor concentración Chlor “a” en la zona oceánica, a diferencias de sus bordes donde aumenta de 1.5 a 3.5 mg/m³, generando una zona de mayor concentración en las costas de Sonora.

Es importante mencionar que la variación en la TSM del mar, así como las concentraciones de Chlor “a”, influyen en los niveles de retrodispersión en las imágenes SAR. Por ejemplo, si lo relacionamos con la TSM, podemos observar que las zonas donde se concentra las aguas oligotróficas en la imagen de TSM del 25 de marzo, día correspondiente a la imagen SAR, la TSM ronda entre 22 y 19 °C, este rango de temperatura, se puede considerar templado, como se ha observado anteriormente, las zonas donde las masas de agua son más cálidas (menos densas), generan zonas brillantes en las imágenes SAR, puesto que son más susceptibles al viento, caso contrario cuando las masas de agua son frías (mas densas), generan zonas oscuras en las imágenes SAR, puesto que no son tan susceptibles al viento. Ahora relacionáremos los niveles de retrodispersión con la concentración de Chlor “a”, podemos observar, que en la imagen SAR (25 de marzo), las mismas zonas donde se detecta la intrusión (aguas oligotróficas), son menos brillantes en comparación a las zonas donde las concentraciones de Chlor “a”, aumentan al interior del Golfo, lo cual bastante interesante puesto que en algunos casos la presencia de altas concentraciones de Chlor “a” generan zonas oscuras, debido al material surfactante presente en la superficie del océano. Por lo tanto, podemos suponer que el viento superficial fue probablemente el factor decisivo, siendo poco intenso en las zonas oscuras (velocidades menores de 2 m/s² no generan ondas capilares) e intenso o moderadamente intenso en las zonas brillantes (velocidades entre 4 a 10 m/s² son las ideales para la generación de ondas capilares, más de 10 m/s² puede causar saturación de la señal del SAR).

En la figura 14, se sobrepone la imagen SAR sobre las imágenes pasivas de tal manera que se observa una similitud entre las firmas espectrales y de retrodispersión, destacando la similitud en la imagen “2” confirmando la utilidad de las concentraciones de Chlor “a” como agente trazador de fenómenos mesoescalares.

El tren de ondas internas (OI) detectado es mostrado en la figura 15, se caracteriza por un grupo de OI con longitudes de onda de 2 a 3 km, las cuales se propagan de la zona norte de las Grandes Islas en el Golfo de California. Ondas internas con longitudes de 0.3 a 3 km son particularmente sensibles al viento, por ejemplo, vientos mayores a 11 m/s dificultan la correcta detección de OI con estas longitudes (Filonov *et al.*, 1996). Considerando lo anterior, también es importante mencionar que en esta zona la generación de OI está en función de intensas corrientes de marea. Las OI, son capaces de cambiar la estructura de la columna de agua de manera significativa, a profundidades > 20 m las concentraciones de nutrientes pueden aumentar hasta el doble, debido a su influencia, esto fue comprobado por Gaxiola-Castro *et al.* (2002), quienes realizaron un estudio del efecto de las OI en la producción primaria y la biomasa del fitoplancton, por medio de un experimento en la región de las Grandes Islas en el Golfo de California al final del otoño de 2002.

En la zona de las Grandes Islas, la mezcla intensa crea una situación similar a una surgencia periódica cuasi-continúa, alrededor de las islas. Por ello, en esta área la producción primaria es alta y sustenta altas abundancias de aves y mamíferos marinos. La presencia de las grandes islas aumenta las corrientes de marea estrechándolas, de tal manera que se reduce la sección transversal en los canales, dando como resultado la propagación de trenes de ondas internas que se originan sobre los umbrales entre las islas, así como entre los externos San Lorenzo y San Esteban (Fu & Holt, 1984). En el Golfo de California las OI, son más evidentes con mareas vivas en verano, cuando la columna de agua está más estratificada, pero se presentan todo el año.

Este tipo de OI generadas en flujos de dos capas, han sido estudiadas por Farmer y Armi (1988), quienes observan un comportamiento similar en el Estrecho de Gibraltar, donde el flujo proveniente del Mediterráneo interacciona con el flujo proveniente del Océano Atlántico, generando un flujo de dos capas que es influenciado por la batimetría del Estrecho de Gibraltar generando trenes de OI.

II.10 CONCLUSIONES.

1. El Radar de Apertura Sintética, como sensor activo es un instrumento eficaz en la detección de fenómenos oceanográficos y atmosféricos, sin embargo, la interpretación de las imágenes SAR es altamente compleja, por lo que se recomienda contar con información de otros sensores activos y pasivos, así como mediciones en campo, para su correcta interpretación.
2. Condiciones atmosféricas adversas, por ejemplo, la presencia de nubes en amplias zonas reduce la efectividad de la aplicación de sensores pasivos, debido a la pérdida de datos.
3. La aplicación en conjunto de sensores activos (SAR) y pasivos (ModisAqua/Terra y Meris SeaWiFS), al estudio de la dinámica oceánica es una técnica efectiva, que genera resultados satisfactorios.
4. Dada la forma cónica del Golfo de California y a su dinámica oceánica, el fenómeno o estructura de mesoescala mayormente detectada fueron los remolinos oceánicos.
5. Eventos de surgencia en interacción con remolinos tanto ciclónicos como anticiclónicos, generan filamentos que transportan nutrientes, por ejemplo, Chlor "a" a diferentes zonas del Golfo de California.
6. Las firmas espectrales generadas por concentraciones de Chlor "a" mostraron mayor similitud con las firmas de retrodispersión en las imágenes SAR, en comparación con las firmas generada por las variaciones de temperatura.
7. La intensidad de los niveles de retrodispersión en las imágenes SAR se ve influenciada por variaciones en la temperatura superficial del mar y en las concentraciones de Chlor "a".
8. La detección de ondas internas se incrementa aplicando el SAR, ya que este fenómeno difícilmente es detectado en imágenes pasivas.

III CASO DE ESTUDIO II.

ANÁLISIS DE LA VARIABILIDAD DE DETECCIÓN DE ONDAS INTERNAS EN EL GOLFO NORTE DE CALIFORNIA USANDO EL RADAR DE APERTURA SINTÉTICA.

III.1 RESUMEN.

El Golfo de California es un mar marginal con altas tasas de evaporación, dinámica compleja y alta productividad biológica. Las islas Ángel de la Guarda y Tiburón se localizan hacia el Norte del Golfo de California (NGC) y son comúnmente referidas como las grandes islas. Estas islas están rodeadas de canales y umbrales que al interactuar con las mareas propician las condiciones para una fuerte mezcla en la columna de agua y junto con la topografía y estratificación producen ondas internas (OI). El Radar de Apertura Sintética (SAR) ha demostrado su capacidad para detectar OI en zonas oceánicas importantes. En el presente estudio la variabilidad estacional e interanual de OI fue determinada por primera vez con imágenes SAR (IS) de vista rápida en el NGC, durante el periodo 2000-2006.

Palabras clave: Norte del Golfo de California, Ondas Internas, Radar de Apertura Sintética, Variabilidad Estacional e Interanual, Grandes Islas, Umbrales.

III.2 INTRODUCCIÓN.

Las ondas solitarias o solitones, son una clase de onda no senoidal, no lineales, más o menos aislada, observadas frecuentemente con una forma compleja en un medio marino. Una corriente de marea que fluye sobre estructuras topográficas, tales como umbrales y la plataforma continental en un océano estratificado pueden producir OI de frecuencia mareal. Estas ondas fueron por primera vez observadas a principios del siglo 20; fue evidente que estas ondas son generadas por la interacción entre las mareas y la topografía del fondo marino. Los primeros autores que describen las OI fueron Helland-Hansen y Nansen en 1909, pero el primero en dar una explicación teórica de estos procesos fue Zeilon en 1912.

Años después enfoques teóricos relacionados con la generación de ondas internas, en relación con zonas con batimetrías irregulares fueron abordados por Rattray (1960), Prinsenbergh y Rattray (1975), Baines (1982), Liu *et al.* (1985).

Adicionalmente, varios autores han mencionado que estas ondas se observan generalmente en verano, al estar atrapadas en una termoclina estacional fuerte y poco profunda (Apel *et al.*, 1995, 1997, 2006; Chapman *et al.*, 1997; Colosi *et al.*, 2001). Estas ondas tienen períodos del orden de 10 min y longitudes de onda que van desde 100 a 2000 m aproximadamente. Sus amplitudes son generalmente del orden de 10 m, pero puede ser tan grande como 100 m en ciertos lugares (Holbrook *et al.*, 1980).

Las OI pueden propagarse por varios cientos de kilómetros y transportar masa y momentum; con frecuencia son asociadas con un cambio en la estratificación. Su propagación, lleva consigo una considerable velocidad de cizalladura que puede producir importantes procesos de turbulencia y mezcla. La mezcla a menudo introduce nutrientes de aguas más profundas a la columna de agua, lo cual genera procesos de fertilización y modificar el ecosistema marino (Apel, 2002; Gaxiola-Castro *et al.*, 2002).

La primera detección a distancia de OI, se realizaron por medio de fotografías aéreas (Shand, 1953), en las imágenes Landsat (Apel *et al.*, 1975) y con sistemas SAR aerotransportados (Elachi & Apel, 1976). La alta capacidad de detección de OI de este sensor fue corroborada con el lanzamiento del SAR a bordo del Seasat en 1978. Algunas décadas después esta capacidad fue confirmada, con los sistemas SAR de los programas ERS (Agencia Espacial Europea), RADARSAT (Canadá) y Almaz (URSS).

Debido a que las OI no lineales, mantienen su coherencia durante varios días, los paquetes de ondas generados en varios ciclos sucesivos de marea, pueden ser visibles en imágenes SAR. A medida que el paquete se propaga lejos del sitio de generación, las ondas adicionales dentro de un paquete se generan a medida que la piconclina desplazada oscila a la frecuencia de Brunt-Väisälä local (Jackson *et al.*, 2013). La OI modula la superficie del océano ya que genera zonas de convergencia y divergencia, las cuales modifican la rugosidad de la superficie que

interactúa con la señal de radar, es decir, el campo de ondas capilares. En las imágenes SAR, la firma de retrodispersión de un paquete de ondas internas no lineales, normalmente aparece como un patrón alternante de bandas luminosas y oscuras, sobre un fondo gris. Las bandas luminosas representan zonas de convergencia, donde la señal de retrodispersión resultante es mayor, a diferencia de las bandas oscuras donde esta señal es menor debido a que son zonas de divergencia (Klemas, 2012; Jackson *et al.*, 2013).

Por lo que corresponde al Golfo de California (GC), se han realizado estudios muy escasos y limitados a un corto periodo de tiempo, con datos de satélites y mediciones *in situ*, a pesar de su importancia como un mar de alta productividad y los efectos que estas ondas producen para contribuir a dicha productividad (Fu & Holt, 1982; Gaxiola-Castro *et al.*, 2002; Filonov & Lavín, 2003). Por lo tanto, el presente estudio, el primero de su tipo en el GC, se centra en la descripción de la variabilidad anual y estacional de la detección de OI con imágenes SAR y en determinar el número de estas imágenes necesarias para detectar un tren de OI para este tipo de estudios, en función de la base de datos de imagen propiedad de la ESA.

III.3 ÁREA DE ESTUDIO.

El GC es un mar marginal con altas tasas de evaporación, por lo que es considerada la cuenca de evaporación más importante del Océano Pacífico (Bray, 1988). Este mar es de alto interés oceanográfico y meteorológico, dada su complejidad similar a otros mares como el Mar Rojo y el Mar Adriático, entre otros (Badan-Dangon *et al.*, 1991). Las dimensiones de GC, son cercanas a 150 km de ancho y 1,100 km de largo, con una profundidad que varía de aproximadamente 200 m en la cabeza a los 3,600 m en la boca. Muchos procesos físicos se producen continuamente en el GC como vientos estacionales, afloramientos, giros y mezcla de marea, además de la fuerte interacción con el Océano Pacífico, a través de su boca (Badan-Dangon *et al.*, 1985; Argote *et al.*, 1995).

La circulación general y la variabilidad estacional de la GC, resultan del forzamiento ejercido por el Océano Pacífico a través de su boca, tales como las

mareas, movimientos de baja frecuencia y en menor medida, por los vientos de superficie, con una pequeña contribución del flujo por flotabilidad (Ripa, 1997; Beier, 1997; Marinone, 2003). Toda esta dinámica hace que el GC, sea un cuerpo de agua marino complejo con una alta productividad biológica.

Las mareas del GC se producen por co-oscilación con las mareas del Océano Pacífico (Filloux, 1973; Ripa & Velázquez, 1993). Por lo tanto, los componentes semidiurnos muestran una amplificación en altura de la marea hacia la cabeza del golfo; para la componente M_2 es de 36 cm en la entrada del golfo, de 150 cm en la zona alta, con un mínimo en la parte central del golfo de 5 cm. La amplificación de las frecuencias semidiurnas se produce porque el GC es parcialmente resonante a las frecuencias en el Pacífico. En contraste, las componentes diurnas están básicamente en fase en todo el Golfo y la amplitud aumenta hacia la cabeza por continuidad. Como consecuencia de las diferentes características de los componentes diurnos y semidiurnos (principalmente semidiurnas en la zonas norte y sur, y diurnas en el golfo central), las mareas en el golfo son mixtas (Lavín & Marinone, 2003).

El Norte del Golfo de California (NGC), el sitio de estudio ($32^\circ \text{ N } -110^\circ \text{ W}$, $28^\circ \text{ N } -106^\circ \text{ W}$), es una cuenca poco profunda con una profundidad media de 200 m (Fig. 16). Una de las características topográficas más importantes de esta zona es la presencia de las Grandes Islas (GI), que incluye las islas Ángel de la Guarda y Tiburón. La zona de este archipiélago está caracterizada por una complejidad tanto batimétrica como en su dinámica marina. El Canal de Ballenas, situado entre la Península y la Isla Ángel de la Guarda, presenta una profundidad máxima de ~ 1600 m, a diferencia de la Cuenca del Tiburón situada entre las Islas Ángel de la Guarda y Tiburón, que presenta una profundidad máxima de ~ 500 (Shepard, 1950). El Canal de Ballenas, se encuentra asilado del golfo central por una cordillera submarina que alcanza una profundidad de ~450m (López *et al.*, 2006; Álvarez-Borrego, 2007;2012). Alrededor de estas islas, se localizan cuatro umbrales; San Lorenzo, San Esteban, Delfín y Canal de Ballenas.

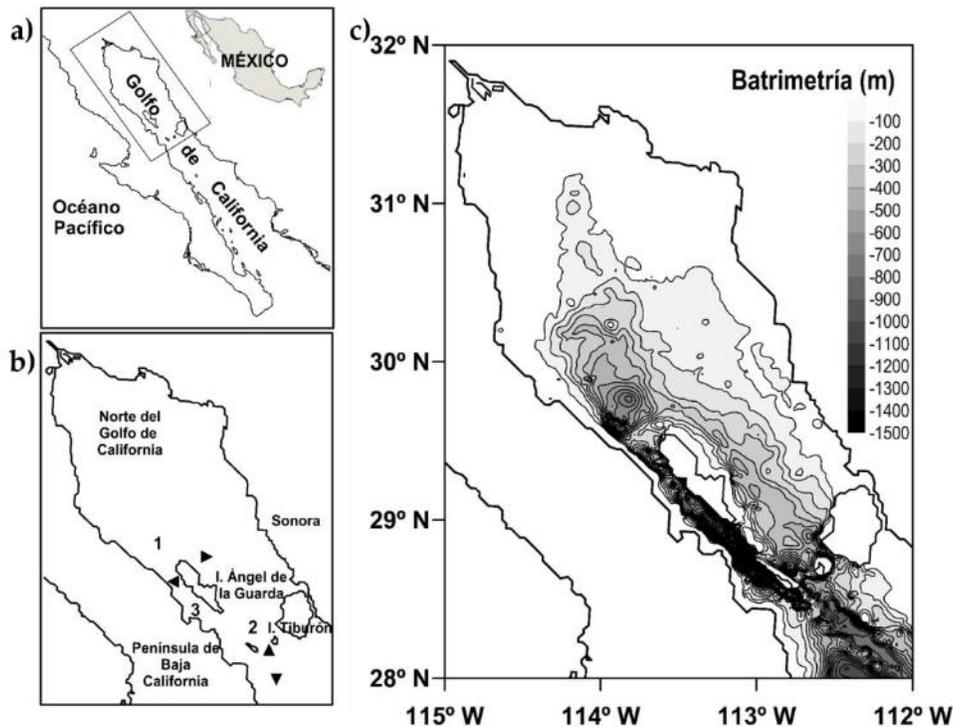


Figura 16. Área de estudio. A) Golfo de California. B) Norte del Golfo de California, con la localización de las Grandes Islas, cuencas y umbrales (1) Cuenca Delfin, (2) Cuenca Tiburon, (3) Canal de Ballenas, (◄) Canal de Ballenas, (►) Delfín, (▲) San Lorenzo y (▼) San Esteban. C) Batimetría del Golfo de California (m).

La longitud del GC, hace que sea casi resonante con los armónicos semidiurnos de la marea, lo cual provoca grandes rangos de marea (hasta 9 m) y fuertes corrientes marea (hasta 1 m/s) en la zona poco profunda en el extremo norte del Golfo (Hendershott & Speranza, 1971; Filloux, 1973). La presencia de los umbrales, intensifica las corrientes de marea (hasta 1,5 m/s), de tal forma que libera grandes cantidades de energía cinética turbulenta, que tiene un alto impacto en la física y la biología de esta zona. La mayor parte de esta energía turbulenta en la marea, es disipada en el GC por las mareas semidiurnas (especialmente M_2) y se produce principalmente en la región de las grandes islas, así como en las zonas poco profundas del NGC (Argote *et al.*, 1995; Filonov & Lavín 2003; García-Silva & Marinone, 2000). En la zona de los umbrales entre las islas, la mezcla vertical causada por la energía cinética turbulenta de la marea, produce un fuerte afloramiento de agua fría subsuperficiales rica en nutrientes.

En el GC los vientos son fuertes del noroeste durante el invierno, con velocidades de 8 a 12 m/s y generan una fuerte mezcla en la columna de agua. En el verano los vientos son débiles con frecuentes calmas, con velocidades de menos de 5 m/s del suroeste, lo que genera una estratificación (Santamaría-de-Ángel *et al.*, 1994; Badan-Dangon *et al.*, 1991; Marinone, 2007).

7.5 MATERIAL Y MÉTODOS.

Se analizaron 371 imágenes SAR en los formatos SAR_IM_0P (satélite ERS-2) y ASA_IM_0P (satélite ENVISAT) las cuales fueron proporcionadas por la ESA (Agencia Espacial Europea), para detectar OI (ondas internas) y describir sus características (dirección, número de trenes y sus longitudes de onda). Estas son de vista rápida por lo que poseen una baja resolución y están disponibles en el catálogo online de EOLI-SA de la ESA. A pesar de que carecen de alta precisión, por su baja resolución son muy útiles para la detección de fenómenos oceánicos y atmosféricos, en este caso OI. Cada imagen cuenta con datos relevantes o metadatos como el nombre de satélite, el número de orbita, el registro de pista y de identificación, el modo de paso del satélite, así como la fecha y hora de adquisición, entre otra información. El área de barrido varía de 300 a 400 km en azimut (a lo largo de la dirección de vuelo) con un alcance de 100 km (a lo largo de la dirección de visión del sensor).

Los datos obtenidos por diferentes satélites que cuentan con el sensor SAR carecen de una cobertura temporal y espacial constante a diferencia de los satélites de sensores pasivos (por ejemplo, AVHRR-NOAA17, MODIS-AQUA/TERRA y SEAWIFS-SEASTAR) e incluso algunos satélites de sensores activos (por ejemplo, NSCATT-ADEOS y SEAWINDS-QUIKSCAT). La adquisición de datos depende del número de proyectos científicos involucrados y de los períodos de exploración temporal requeridos. Esto hace que la base de datos de la agencia espacial sea discontinua tanto en el espacio como en el tiempo. Debido a la inconsistencia en la adquisición de IS en cada mes muestreado durante el período estudiado (siete años), se calcula la incidencia de OI en cada análisis realizado por escala de tiempo (mensual, estacional e interanual).

Para hacer frente a esta incoherencia se creó un método para calcular el número de IS necesario para detectar una imagen con OI para cada análisis de escala de tiempo. Primero se aplicó el índice de abundancia relativa para estimar el número de imágenes con OI en cada escala de tiempo. Este índice es utilizado por muchos autores como Lessios, H. A. (1996), Lira-Torres y Briones-Salas (2012) cuando el objeto de estudio es muestreado aleatoriamente de un conjunto indefinidamente grande de objetos. En este sentido Pielou (1997), Ludwig y Reynolds (1988), Gove *et al.* (1994) describen la abundancia relativa como el descriptor de balance de la población. En este caso particular, este índice de abundancia relativa se utilizó como un descriptor de la generación de ondas internas a través del tiempo. Posteriormente, se calculó el número de IS necesario para detectar una imagen que contenga OI (IS:IOI) usando la siguiente ecuación:

$$N = \frac{1}{\left(\frac{n_{io}}{n_{is}}\right)}$$

N =Al número de IS requeridas para encontrar una imagen con OI.

n_{io} = Al número de imágenes con OI.

n_{is} = Al número de IS obtenidas para el periodo de muestreo.

Para calcular la abundancia relativa de OI o la fracción del denominador en la ecuación mensual para cada uno de los meses muestreados, se utilizó el número de IS adquiridas y el número de IOI (imágenes con ondas internas); Eliminamos los meses en los que no se detectó ninguna IOI. El promedio y la moda también se determinaron a lo largo del periodo de estudio para obtener valores de referencia.

En el análisis estacional, se calculó la abundancia relativa OI utilizando el total de IS adquiridas y el número IOI para cada estación de cada año. Se obtuvo el valor promedio para cada estación durante el periodo de estudio, la ecuación se aplicó para cada valor promedio.

Asimismo, se calculó la abundancia relativa de OI de la ecuación interanual utilizando el número total de IS disponibles cada año, así como el número de IOI detectado en cada caso, aplicándose la ecuación para cada año. Los datos

obtenidos en las diferentes escalas de tiempo se utilizaron como valores de referencia para la presencia de OI en el área de estudio. Se consideraron valores más bajos para indicar una mayor incidencia de OI en IS; Los valores más altos correspondieron a una menor incidencia de OI.

III.5 Resultados Detección de Ondas Internas en el NGC.

La variabilidad mensual, se ve representada por dos series, la primera (línea continua corresponde al número de IS adquiridas) y la segunda (línea punteada) al número de IS donde se detectaron OI (Fig. 17). Las imágenes adquiridas definen claramente dos periodos: abril de 2000 a junio de 2003 (donde el número de imágenes disponibles osciló entre 1-6 con un promedio de 2 y una moda de 1) y en julio de 2003 a diciembre de 2006 (donde el número de imágenes disponibles varió desde 1-18 con un promedio de 9 y una media de 11). Considerando las diferencias en la disponibilidad de imágenes durante estos dos períodos, el número de IOI detectado durante todo el período de estudio no varió considerablemente dando como resultado dos periodos: El primer período varió de 0 a 4 imágenes con un promedio de 1 y una moda de 0; El segundo período varió de 0 a 5 imágenes con un promedio 2 y una moda de 0.

Como resultado final después de analizar todos los meses muestreados (59), 27 carecían de detecciones de OI y 12 (44%) corresponden al invierno, lo anterior se desglosa en dos periodos. En el primer período, el 70% carecían de imágenes IOI y el 31% en el segundo. Estos resultados revelan una dependencia en la detección de OI con respecto a la adquisición de IS, la cual a su vez no es directamente proporcional.

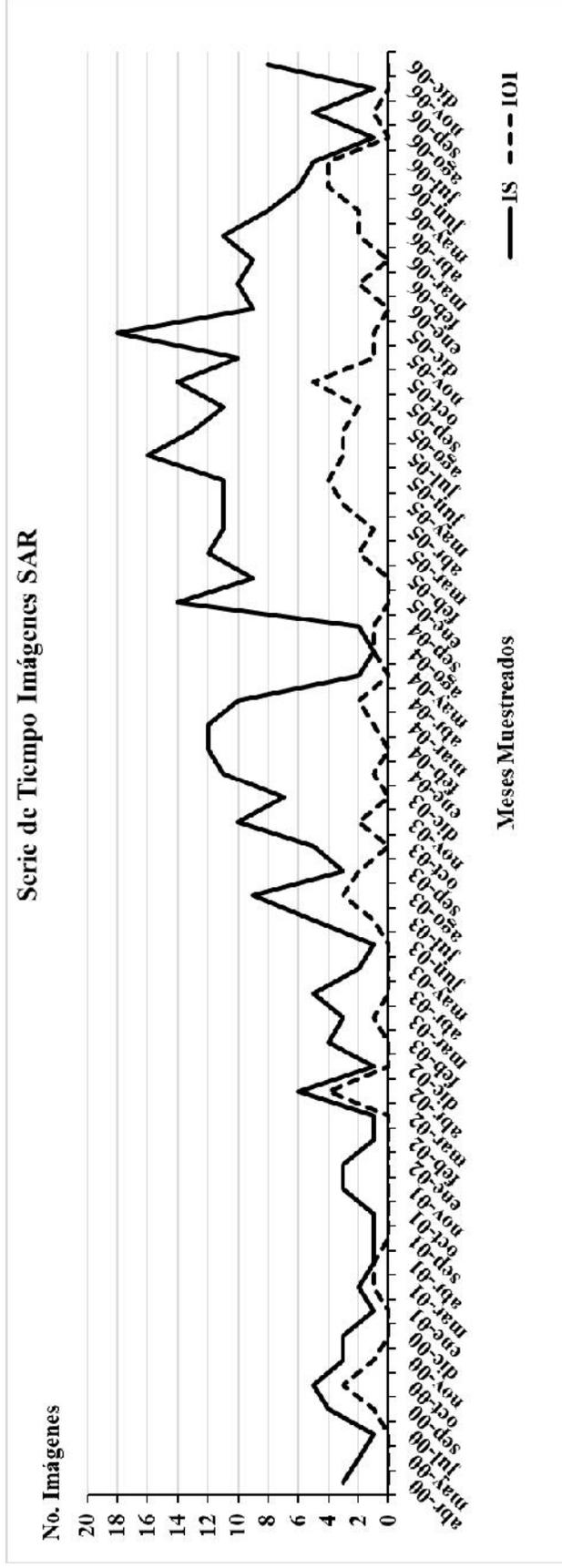


Figura 17. Serie temporal de 59 meses muestreados: serie uno IS (línea sólida), serie dos IOI (línea punteada) detectadas en los años 2000-2006 en el NGC.

Los resultados mensuales obtenidos aplicando la ecuación propuesta en la metodología, son útiles para determinar el número de IS requeridas para detectar un IOI mediante la relación IS:IOI. Se encontró que el promedio y la moda (línea punteada) comparten la misma proporción (5:1) durante todo el periodo de estudio. En diciembre de 2005, el promedio y la moda exhibieron la proporción más alta (18:1); Este mes presento la menor incidencia de IOI. Otros meses con baja incidencia de IOI fueron marzo de 2004 (12:1), enero de 2004 y abril de 2005 (11:1) y noviembre (10:1). Encontramos la mayor incidencia en IOI con una relación de 1:1 en abril de 2005, agosto de 2004 y julio de 2006. A su vez, hemos observado que durante el periodo de 2000-2003 la proporción permaneció por debajo del promedio y la moda, lo que indicó una alta incidencia de IOI. La situación opuesta persistió en gran medida durante 2004-2006 cuando la proporción fue mayor que el promedio y la moda, lo que indicó una menor incidencia IOI (Fig. 18)

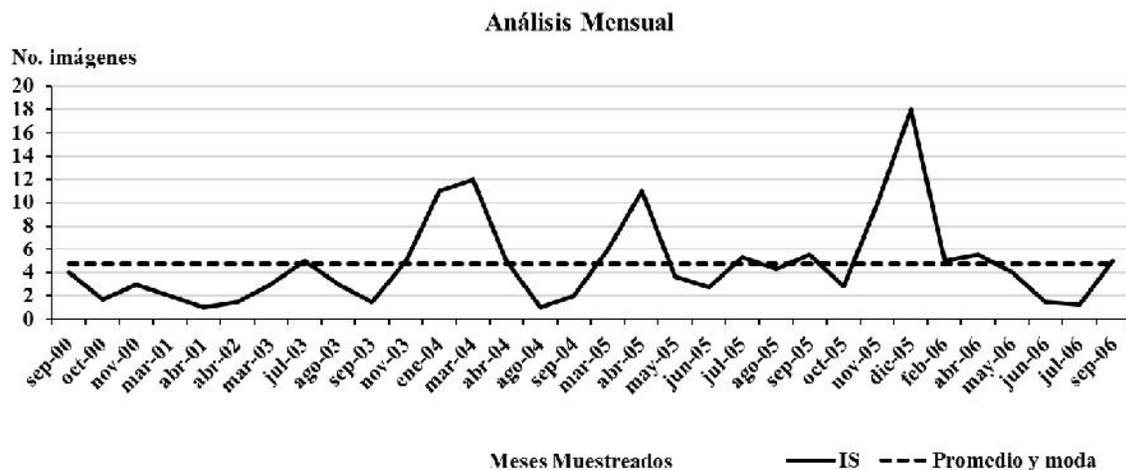


Figura 18. Serie mensual de la relación entre el número de IS adquiridas y número de IOI detectadas (IS:IOI) (línea continua), el promedio y la media (línea punteada) de 2000-2006 en el NGC.

Debido a la diferencia tanto en la disponibilidad de IS durante los dos periodos como en la gran diferencia en la relación de detección IOI (Figs. 29 y 30), se realizó un análisis de la tasa estacional de los 7 años muestreados. Los resultados de éste mostraron que el invierno tiene la menor incidencia de IOI con

una relación de 15:1; Por lo tanto, se encontró 1 IOI de cada 15 IS que se analizaron. Por el contrario, la primavera y el verano se caracterizaron por una mayor incidencia de IOI con una relación promedio de 4:1. Los datos del otoño tenía un promedio de 8:1 (Fig. 19).

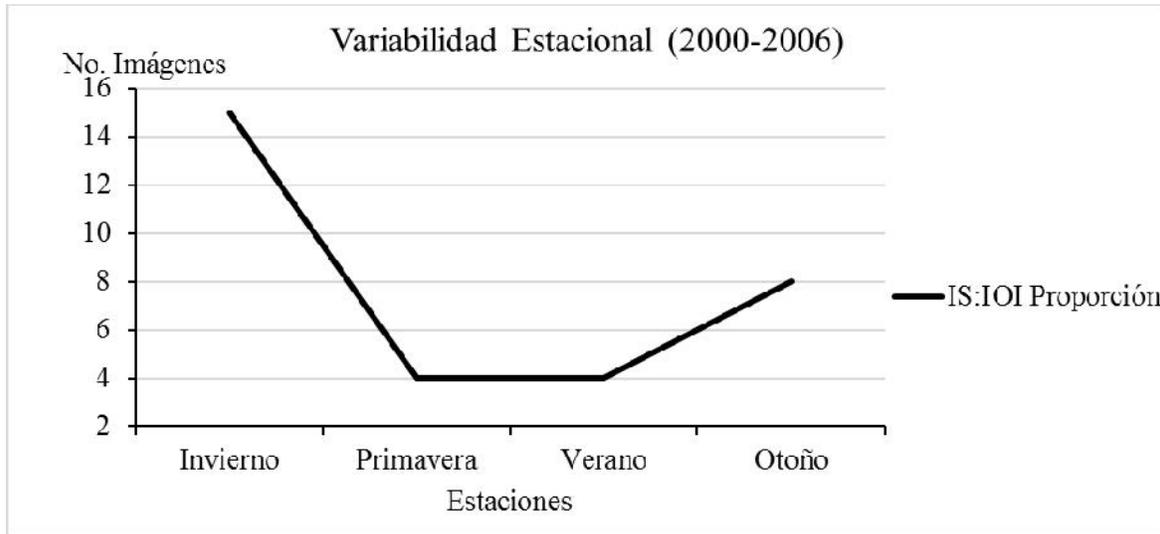


Figura 19. Relación estacional promedio del número de IS adquiridas y el número de IOI detectadas entre 2000 y 2006 en el NGC.

El análisis interanual reveló una gran variabilidad en la relación de detección de IOI; 2002 tuvo una proporción de 3:1, este año presentó la mayor cantidad de IOI. Por otra parte, el 2004 exhibió una proporción de 8:1, este año tuvo el menor número de IOI (Fig. 20).

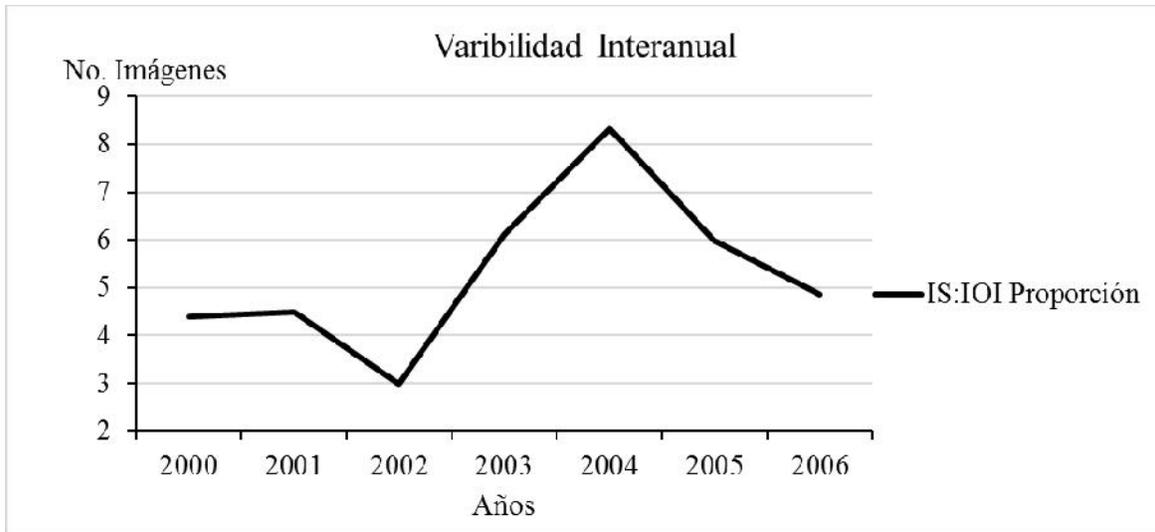


Figura 20. Relación interanual promedio del número de IS adquirido y del número de IOI detectados (IS:IOI) entre 2000 y 2006 en el NGC.

III.5.1 Sitios de Detección de Ondas Internas en Imágenes SAR.

III.5.1.1 Canal de Ballenas.

La imagen SAR del ERS-2 correspondiente al 18 de octubre de 2001 en el NGC. Se detectaron tres trenes de ondas internas (A-C), generados en el umbral de Canal de Ballenas con una dirección de propagación hacia el norte. Los trenes B-C, se observan deformados con una distancia entre los trenes A-B de 45 km y entre B-C de 41 km. Esto sugiere una variación en las velocidades de los trenes B-C (1,0 y 0,91 m/s, respectivamente) al considerar su generación cada 12.4 h de acuerdo al período de las mareas (Fig. 21).

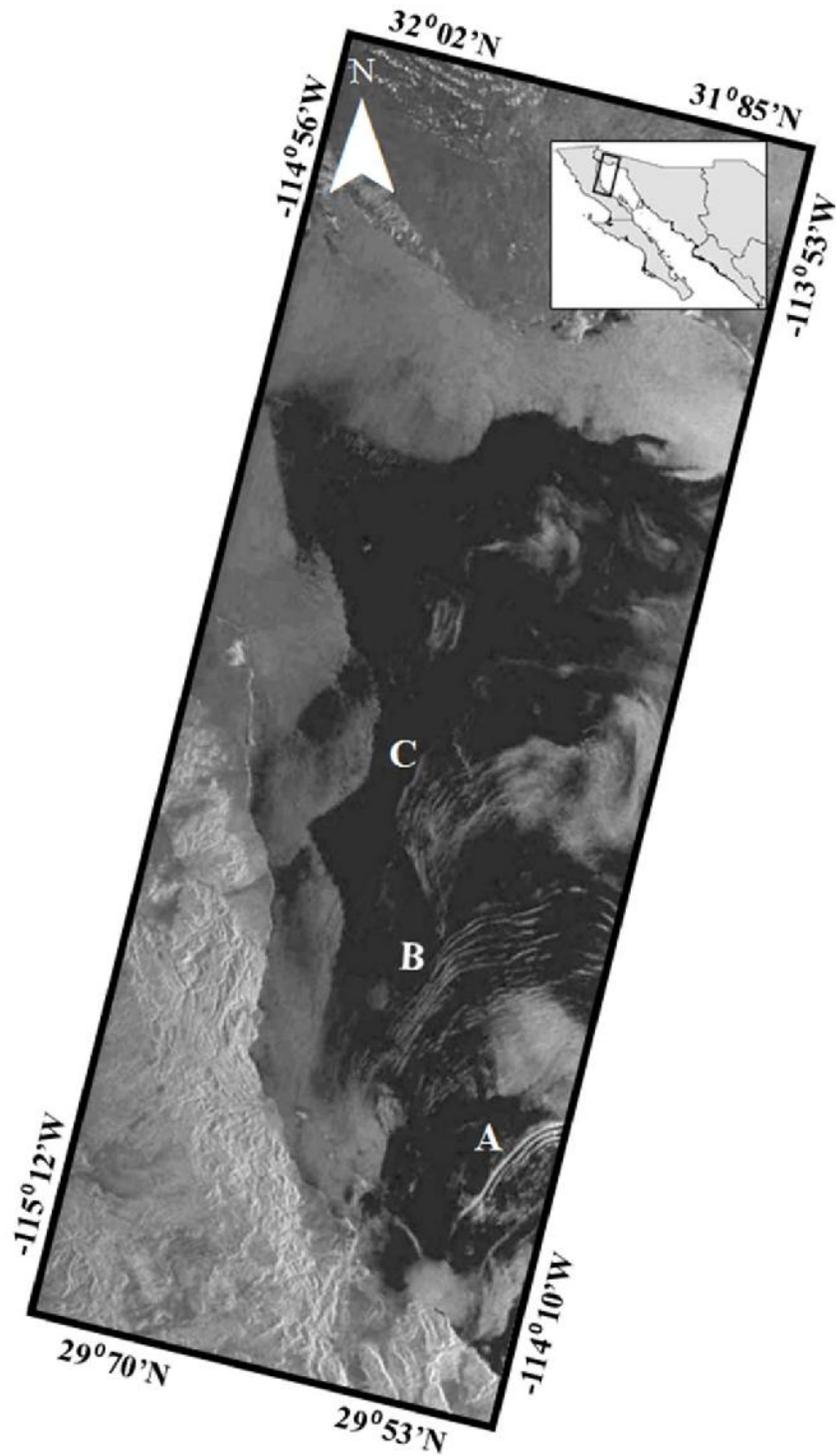


Figura 21. Imagen ERS-2 correspondiente al 18 de octubre de 2001, zona del Canal de Ballenas (NGC), se observan tres trenes de ondas internas (A-C), que se propagan hacia el norte. Orbits 33963, Track 41, ID 117 adquirida en el paso descendente a las 12:13 am (UTC 18:13 p.m.).

III.5.1.2 Zona de la Cuenca del Tiburón.

La imagen SAR del ENVISAT correspondiente al 8 de octubre de 2005 muestra, localizada en el NGC, en la cual se detectaron seis trenes de OI (A-F) en diferentes puntos de generación alrededor de las Grandes Islas y en las proximidades de los umbrales Delfín y San Lorenzo. Se observó una interferencia significativa entre las ondas en la parte norte de la imagen. Los trenes se propagan en diferentes direcciones, pero se estima que se originaron principalmente en los umbrales Delfín y San Lorenzo (Fig. 22).

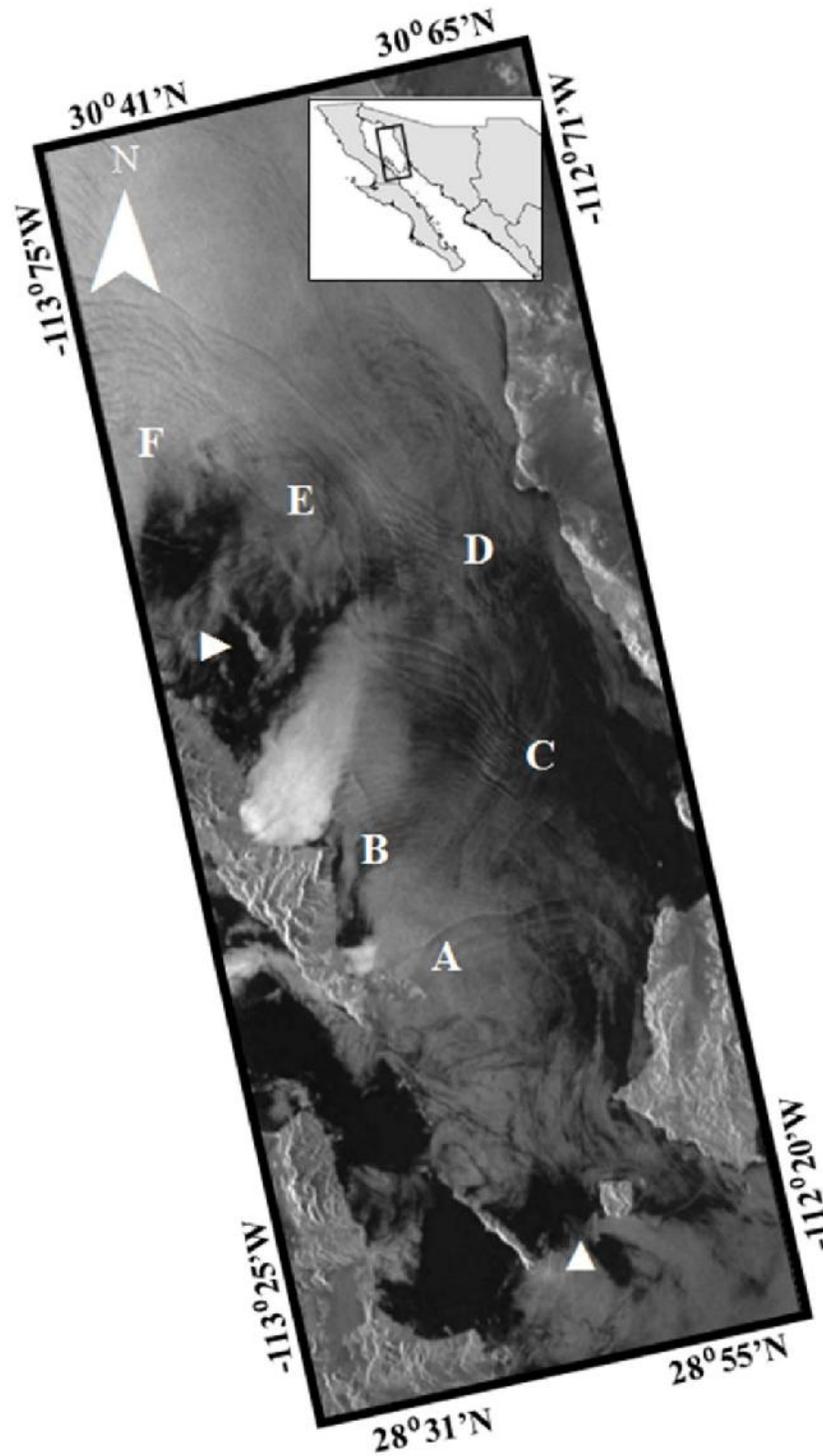


Figura 22. Imagen ENVISAT correspondiente al 8 de octubre de 2005, zona de la cuenca Tiburón (NGC) se detectaron seis trenes de OI (A-F), que se propagan en diferentes direcciones. Orbits 18854, Track 263, ID 45 adquirida en el paso ascendente a las 11:23 p.m. (UTC 05:23 a.m.).

III.5.1.3 Zona sur de las Grandes Islas.

La imagen SAR del ENVISAT correspondiente al 30 de agosto de 2004, en la cual se detectaron aproximadamente cinco trenes de OI (A-E). Tres de los trenes A-D parecen haber sido generados en el umbral de San Lorenzo; los otros dos trenes C-E aparentemente fueron generados en el umbral San Esteban. Todos los trenes se propagan hacia el este. El tren A, presento una mayor deformación de onda; D-E mostraron una considerable atenuación (Fig. 23).

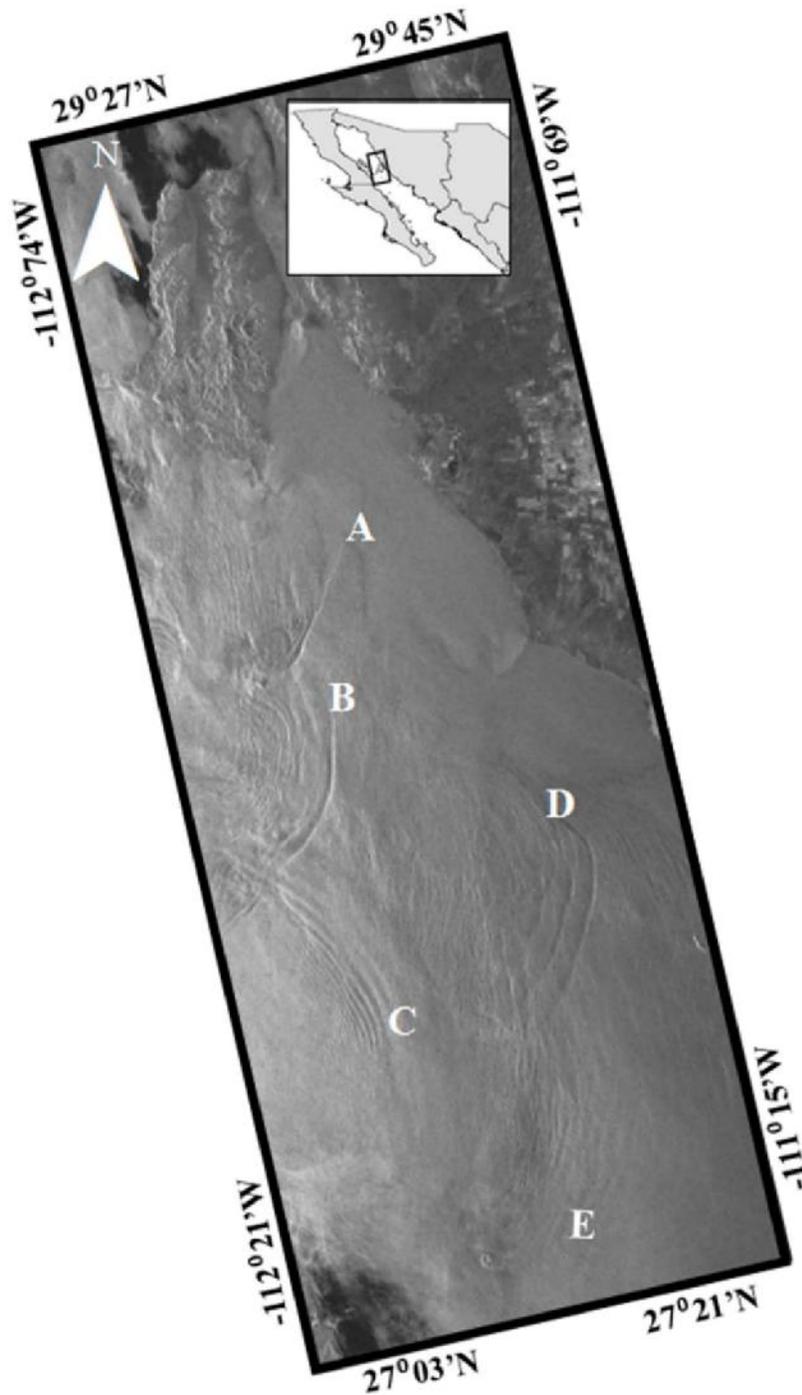


Figura 23. Imagen ENVISAT correspondiente al 30 de agosto de 2004, zona sur de las Grandes Islas (NGC), se detectaron cinco trenes de Oi (A-E), que se propagan hacia el este. Orbits 13017, Track 492, ID 63 adquirida en el paso ascendente a las 11:19 p.m. (UTC 05:19 a.m.).

III.6 DISCUSIÓN.

La generación de OI en el NGC, se atribuyen a la interacción de las características topográficas y de marea del GC. Varios autores han informado de que estas ondas se originan en una frecuencia con la marea, en los canales donde se encuentran los umbrales (Weigand *et al.*, 1969; Fu & Holt, 1984; Brandt *et al.*, 1996b; Apel, 2002).

El presente estudio, es el primero en describir la variabilidad temporal de la detección de OI en el GC, utilizando IS de vista rápida, de tal manera que se logró identificar la presencia de OI en todas las estaciones durante un período de 7 años en el mencionado golfo. Adicionalmente, se confirmó por medio de la detección de OI, que el área alrededor de los umbrales localizados en el NGC, son zonas donde se generan OI. Lo anterior, permitió determinar la variabilidad mensual, estacional e interanual de la detección de IO, la cual fue inferida en un estudio previo realizado por Gaxiola-Castro *et al.* (2002) donde informaron la presencia de IO durante todo el año en el GC, sin embargo, esta declaración no fue apoyada por ninguna investigación previa o referencia.

La variabilidad observada en el número de IS adquiridas y el número de IOI detectada durante la serie temporal, indica que el número de imágenes analizadas en cada mes afecta de alguna manera a la detección de OI, sin embargo, este efecto no siempre es proporcional. Por lo tanto, la variabilidad en la detección de OI por IS depende de la frecuencia con que este fenómeno ocurre en el área de estudio durante cada mes del año y no en el número de imágenes adquiridas. Este hecho sugiere que pueden existir otros factores que influyen en la detección de OI por IS.

El número de IS en que se detectaron trenes OI en relación con el total de imágenes disponibles permitió determinar que según el promedio y la moda (5:1) calculados en el análisis mensual, 5 IS son la cantidad mínima requerida para detectar este tipo de fenómeno (OI) en el GC.

El análisis mensual de la relación IS:IOI también demostró la existencia de períodos con relaciones más altas o más bajas, por lo tanto, períodos con menor o mayor detección de OI, respectivamente. La metodología propuesta en este estudio evita la dependencia entre la detección de IOI y el número de IS adquiridas como

ocurrió en el estudio de Brandt *et al.* (1996a). Estos autores describieron la variabilidad mensual de OI en el estrecho de Messina mediante el uso de IS, donde fue posible observar una dependencia significativa de la detección de OI en la variabilidad de muestreo por satélite.

La variabilidad encontrada en el análisis mensual confirma que las variaciones marinas que ocurren a lo largo del año en el área de estudio determinan la generación y, por tanto, la detección de estas OI. Esta variación ha sido observada por Filonov y Lavín (2003) durante el verano e invierno donde describen una capa de mezcla más delgada y una estratificación más alta de la capa superior en el verano. Este hecho es claramente observable en el análisis estacional de IS:IOI (Fig. 19) en el que los datos de invierno presentaron el mayor valor, lo que significa que esta temporada se asoció con menos detección de IOI que en primavera, verano u otoño. Adicionalmente, los resultados obtenidos mostraron que primavera y verano se caracterizaron por una alta incidencia de IOI, en contraste con Gaxiola-Castro *et al.* (2002) donde encontraron que el verano, con su columna de agua estratificada, es la estación más favorable para la generación OI en el NGC.

Además, estos resultados son consistentes con las condiciones hidrográficas en el GC para la generación de OI donde la primavera se caracteriza por la presencia de una capa de mezcla poco profunda y una termoclina bien formada. El verano también tiene una capa mezcla poco profunda y una termoclina fuerte. Durante el otoño, la capa de mezcla aumenta en profundidad, y la termoclina es pronunciada. El invierno es el menos favorable para la generación de OI; las condiciones con bajas temperaturas dan como resultado una capa de mezcla no bien definida y la casi ausencia de una termoclina (Lavín & Marinone, 2003; Castro *et al.*, 2006).

Por último, análisis interanual de IS:IOI nos permitió determinar un hecho importante: a pesar de cambios inexistentes en la batimetría del área, la tasa de detección de OI varió cada año. Se observaron variaciones extremas de año en año (por ejemplo, 2004 con una relación de detección de 8:1 y 2002 con una relación de detección de 3:1 (IS:IOI) respectivamente). Estos resultados indican que el número de IS requerido para un análisis de detección de OI varía cada año. La variabilidad

en la detección de OI con respecto a las IS analizadas en todas las escalas de tiempo en esta investigación indica que las fluctuaciones ambientales tienen una marcada influencia en el GC. Estas fluctuaciones pueden ser generadas por fenómenos de gran escala que ocurren en el Océano Pacífico tales como la Oscilación Decadal del Pacífico, la Oscilación del Sur de El Niño, la Oscilación del Norte, el Patrón del Pacífico Norteamericano y el Patrón del Pacífico Norte. Estos fenómenos afectan las condiciones hidrográficas y atmosféricas del GC, tales como la presencia, prevalencia y variaciones de profundidad de la capa de mezcla, el gradiente de la termoclina y las condiciones del campo eólico, entre otros (Robles & Marinone, 1987; Guevara-Guillén *et al.*, 2015). Estas fluctuaciones a gran escala deberían influir tanto en la generación como en la detección de OI en IS.

III.7 CONCLUSIONES.

1. Como se observa en las imágenes SAR presentadas en el presente estudio, la generación de OI, se produjo alrededor de todos los umbrales localizados en el NGC.
2. Los trenes de OI presentaron diferentes direcciones de propagación, número de OI en cada tren, tamaño y en la mayoría de los casos, con una interferencia considerable entre ellos, estos hallazgos deben considerarse en estudios *in situ*.
3. A pesar de que las condiciones batimétricas se mantienen sin cambios, la probabilidad de detectar OI en las imágenes SAR variaron cada año y durante las estaciones.
4. Aunque el porcentaje de disponibilidad de imágenes fue diferente para cada estación del año, fue posible determinar la variabilidad estacional en la detección de OI.
5. Las OI detectadas en las imágenes SAR, revelaron la presencia de este fenómeno en más zonas que las reportadas por otros autores, así como su presencia en todas las estaciones del año.

6. Las mareas y las OI están estrechamente relacionadas, sin embargo, existen otros factores oceánicos y/o atmosféricos que influyen en la detección de este fenómeno por medio de imágenes SAR.
7. Las imágenes SAR de vista rápida, son una herramienta eficaz para la detección de OI en el Golfo de California.

IV. ANEXOS.

IV.1 TEORÍA DE RADAR DE APERTURA SINTÉTICA (SAR)

IV.1.1 Funcionamiento y Operación del SAR.

El RADAR (término derivado del acrónimo en inglés Radio Detection and Ranging, “Detección y Medición de Distancias por Ondas de Radio”) es un sistema que usa ondas electromagnéticas para medir distancias, altitudes, direcciones y velocidades de objetos estáticos o móviles como aeronaves, barcos, vehículos motorizados, formaciones meteorológicas y el propio terreno. Su funcionamiento se basa en emitir una onda electromagnética con una frecuencia en el rango de las microondas, la cual al incidir en el objetivo es reflejada y recibida por el emisor (antena) (Skolnik, 1980; 2008).

A partir de la señal recibida por el sensor o "eco" se puede extraer gran cantidad de información. El uso de ondas electromagnética con diversas longitudes de onda permite detectar objetos más allá del rango de otro tipo de emisiones (luz visible, sonido, etc.). La mayoría de los radares transportados en aeronaves o en plataformas satelitales, se les denomina radares de vista lateral. De acuerdo con el tamaño de la antena, los radares también pueden dividirse en dos grandes grupos: El Radar de Apertura Real (RAR “Real Aperture Radar”) y el Radar de Apertura Sintética (SAR “Synthetic Aperture Radar”) (Curlander & McDonough, 1991; <http://www.fao.org> 20/06/2014).

Los sensores RAR son instrumentos donde el tamaño de la antena es controlado por la longitud física de la antena. También son conocidos como radares no coherentes. La ventaja de los equipos RAR está en su diseño simple y en el

procesamiento de los datos. Sin embargo, su resolución es pobre para el rango cercano, misiones de baja altitud y longitudes de onda baja. El uso de estos datos estaría limitado para longitudes de onda más corta y sería difícil aplicarlos a estudios atmosféricos o de dispersión, debido a que las misiones vuelan a baja altitud y su cobertura es pequeña. La resolución de la imagen es limitada por la longitud de la antena. La antena necesita tener varias veces el tamaño de la longitud de onda para reducir el ancho de banda de la señal emitida. Sin embargo, es impráctico diseñar una antena suficientemente grande como para producir datos de alta resolución (<http://earth.esa.int> 20/05/2014; <https://www.oas.org> 20/05/2014).

En el caso de los SAR, el concepto de Apertura Sintética, está relacionado directamente con la antena del radar, cuya apertura está definida como el área efectiva de recepción o transmisión de una onda electromagnética, la cual depende directamente de las dimensiones de la antena, de la señal empleada (Chirped pulse), la fase de la señal recibida, del efecto Doppler y de la eficiencia de su apertura (Steinberg, 1976).

Un sistema SAR, tiene dos características que lo distinguen de otros sistemas de radar:

1. Crea una imagen en dos dimensiones. La primera en la dirección de vuelo (acimut) ya que cuenta con una plataforma para el sistema que se mueve en línea recta durante la recolección de datos. La segunda se obtiene al medir el tiempo de retraso en el pulso recibido, en la dirección perpendicular a la de vuelo (rango).
2. Obtiene una resolución alta en la dirección del movimiento (acimut) al enfocar o comprimir la energía asociada a un desplazamiento Doppler (cambio de frecuencia) que surge por el movimiento de la plataforma.

Además, el SAR es un sistema coherente, debido a que toma en cuenta la fase, es decir, el periodo que transcurre durante la emisión y recepción de la señal electromagnética, este proceso se realiza mediante el uso de números complejos. Otra característica del SAR, es el control de la frecuencia de repetición del pulso la cual usualmente se mantiene baja, para que el ancho del área iluminada pueda ser

más amplio. Inicialmente el proceso de la señal se realizaba a través de cintas magnéticas, pero actualmente se realiza de manera digital, de tal manera que el enfoque y la calidad de la imagen es mucho mayor (Steinberg, 1979; Curlander & McDonough, 1991). La antena del SAR a bordo de una plataforma espacial puede transmitir varios centenares de pulsos electromagnéticos a una velocidad de 300,000 km/s, mientras sobrevuela un objetivo a una velocidad aproximada de 27,000 km/h (Way & Smith, 1991).

Posteriormente, se obtiene la señal de retorno (eco, retrodispersión o backscattering) proveniente del objetivo, la cual es manipulada y procesada de tal manera que la imagen resultante se observe con mayor resolución espacial. La apertura sintética en este caso, se refiere al uso de una antena de menor tamaño de la requerida (10 m), en lugar de una de grandes dimensiones (4,000 m). Lo anterior al aprovechar la distancia recorrida por la plataforma mientras el SAR (antena) recolecta información del objetivo y a las señales electromagnéticas utilizadas y el efecto Doppler (Curlander & McDonough, 1991).

El SAR del satélite ERS-1 enviaba/emitió 1,700 pulsos por segundo y recolectaba mil respuestas provenientes de un solo objetivo, al sobrevolarlo. La imagen procesada digitalmente posee una resolución entre 10 y 30 m (esto depende del tipo de imagen) y se estimaba que la plataforma espacial viajaba 4 kilómetros mientras mantenía un objetivo "a la vista". Por lo tanto, equivale a una antena de apertura real de aproximadamente 4,000 m de largo (Fig. 24) (<http://www.gep.uchile.cl> 20/06/2014).

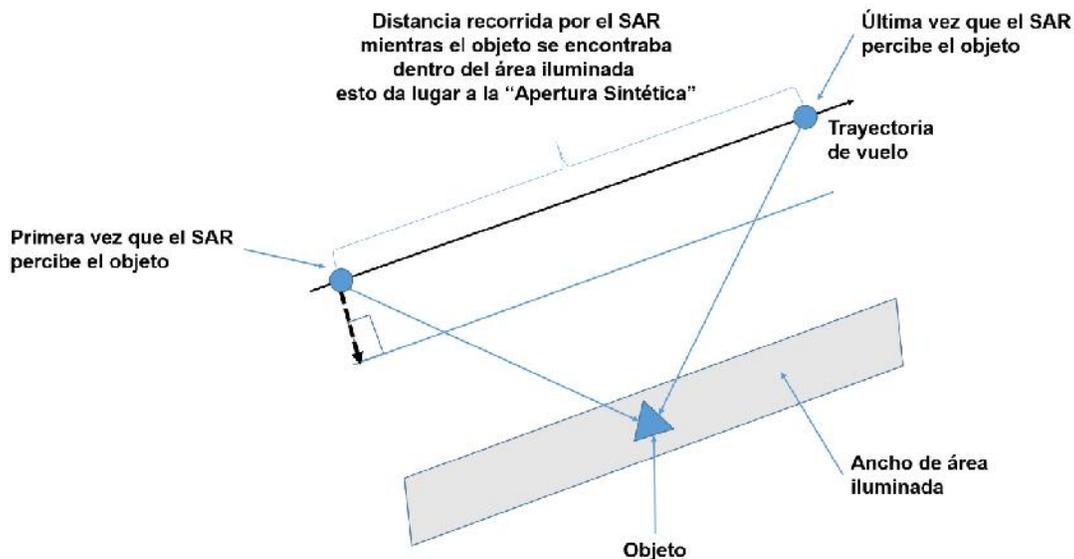


Figura 24. Concepto de Apertura Sintética (<http://www.ccrs.nrcan.gc.ca> 20/06/2014).

IV.1.2 Componentes Fundamentales del Sistema SAR.

Jordan (1980), describió los componentes que conforman el sistema SAR, en el siguiente orden:

1. El oscilador coherente (COHO), es un reloj que controla el tiempo para la generación de una frecuencia (señal) muy estable, en el cual se emplean contadores para crear los tiempos de generación de pulsaciones (transmisión) y se forma la ventana de muestreo, así como la conversión analógica a digital.
2. El generador del pulso, genera una señal modulada en frecuencia con el ancho de banda deseado, por ejemplo 20 MHz (SAR/ERS-2 15.55 MHz) en este punto el pulso (modulado en frecuencia) es multiplicado por el oscilador coherente para elevar la frecuencia de su centro a la usada por el radar, ejemplo 5.3 GHz (frecuencia en la banda C SAR/ERS-1 y 2). Esta débil señal de radio frecuencia, es entonces amplificada a una potencia de kW (SAR/ERS-2 4.8 kW) por el amplificador de poder y es enviada a la antena, vía el circulador.
3. El circulador, es un conmutador que genera un ciclo en el trayecto a la antena entre el lado del transmisor y el lado del receptor de un sistema de radar. El ciclo de transmisión dura 30 μ sec, aproximadamente, mientras

que el ciclo de recepción dura $600 \mu\text{sec}$, aproximadamente. Este también desempeña la importante función de proteger el sensible receptor de la alta potencia del transmisor.

4. La antena, es un transductor que recibe el débil eco de la superficie de la Tierra y el amplificador de bajo nivel de ruido, lo amplifica por unos 120 dB, de tal manera que la electrónica analógica y digital siguiente pueda manejarlo. Debido a que el amplificador de bajo nivel de ruido, tiene que procesar está débil señal recibida, la cual tiene una cantidad de Ruido de Johnson (ruido térmico) muy bajo para mantener la relación señal-ruido de la señal recibida en un nivel razonable.
5. El demodulador coherente, convierte la señal a una banda de base (o a una frecuencia intermedia) de tal manera que el muestreo debe operar a la velocidad de Nyquist apropiada para el ancho de banda de la señal, finalmente el convertidor análogo digital procesa la señal demodulada y crear la imagen.

Los componentes de un sistema SAR y su orden de procesamiento se muestran en la figura 25.

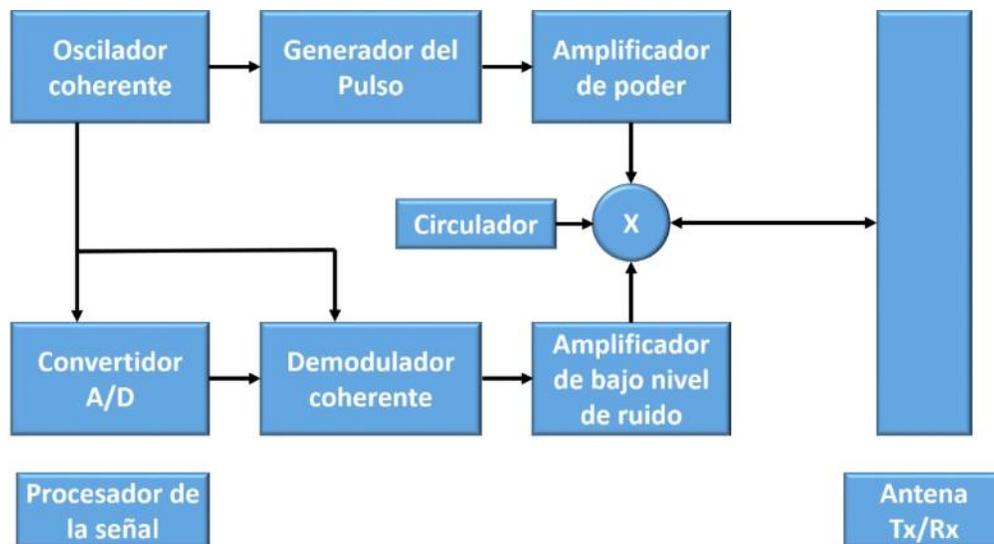


Figura 25. Esquema gráfico de los componentes del sistema SAR. A/D (Análogo/Digital) y Tx/Rx (Transmitir/Recibir) (<http://www.ccrs.nrcan.gc.ca> 20/06/2014).

IV.1.3 Señal Electromagnética, Pulso Comprimido (Chirped Pulse).

Chan y Lim (2008b), establecieron que el primer paso en el proceso de generación de una señal SAR, consiste en generar un pulso modulado en frecuencia con un ancho de banda alrededor de 20 MHz (SAR/ERS-2 15.55 MHz). El tiempo de inicio del pulso es controlado de manera precisa por un contador desde el oscilador coherente (COHO).

Los inicios de los pulsos son separados por la razón de repetición (1 pulso por la frecuencia de repetición del pulso) de tal manera que cada pulso posea exactamente una idéntica forma, además de la misma fase inicial, para lograr esta igualdad, el pulso es multiplicado por la frecuencia portadora, de tal manera que la señal resultante tenga la frecuencia central deseada, la cual es, como se mencionó anteriormente de 5.3 GHz. Esta frecuencia, se encuentra en la banda C del espectro electromagnético de las microondas, la cual es ampliamente usada en sistemas SAR (Chan & Lim, 2009).

La señal portadora del pulso es la misma que la del COHO (oscilador coherente), o se deriva de él. La señal consiguiente del multiplicador es filtrada, de tal manera que sólo se mantiene la señal alrededor de la frecuencia portadora. La señal resultante es el pulso, que es enviado al amplificador de potencia para ser transmitido. La señal del COHO, es una onda senoidal, así como el pulso transmitido, ya que su ancho de banda fraccionario (relación del ancho de banda con respecto a una frecuencia) es muy pequeño, ejemplo 0.3% (Klauder *et al.*, 1960).

El demodulador coherente, es esencialmente lo contrario al modulador que genera la señal, por lo tanto, la señal recibida es la misma que la señal transmitida excepto por un cambio de ganancia y una demora en el tiempo. La señal demodulada, es el pulso Chirped generado originalmente como banda de base. La fase resultante es cuadrática en tiempo, la cual tienen una derivada lineal. A dicha codificación se le llama a menudo modulación lineal de frecuencia. Sin embargo, la señal demodulada tiene dos propiedades importantes, tiene un retraso de tiempo dado por el tiempo necesario para que la señal regrese y cuenta con un cambio de fase proporcional al retraso del tiempo (Chan & Lim, 2008a).

A continuación, se muestra un esquema gráfico de la generación de la señal SAR (Figs. 26 y 27). La señal es un pulso lineal de frecuencia modulada impuesta sobre una portadora con frecuencia f_0 Hz. Para el ERS, ENVISAT y RADASAT, la frecuencia portadora es de banda C de 5.3 GHz (<http://www.ccrs.nrcan.gc.ca> 20/06/2014).

Generación de la señal SAR

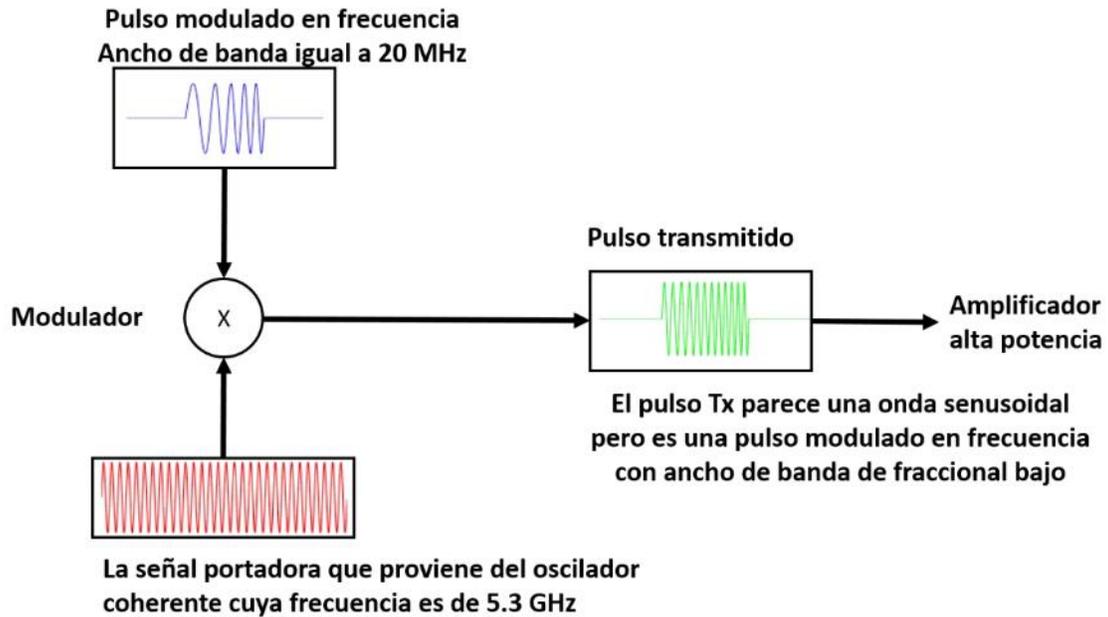


Figura 26. Generación de la señal SAR (<http://www.ccrs.nrcan.gc.ca> 20/06/2014).

Demodulación Coherente

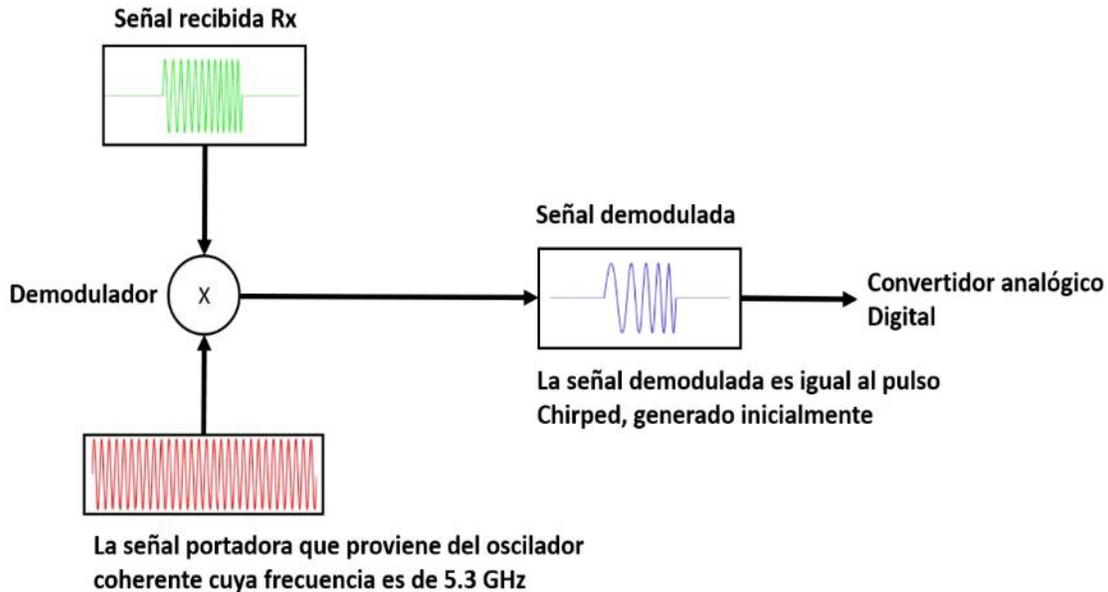


Figura 27. Demodulación Coherente (<http://www.ccrs.nrcan.gc.ca> 20/06/2014).

IV.1.4 Geometría del SAR.

Un gran número de satélites polares meteorológicos, se desplaza sobre la superficie de la Tierra a una velocidad de 27,000 km/h y a una altitud aproximada de 800 km. En su trayecto, la antena ilumina un área de interés por medio de la emisión de pulsos de radiación electromagnética, los cuales, al hacer contacto con una superficie rugosa, crea un efecto de dispersión. La señal dispersada y de regreso al satélite denomina retrodispersión (backscattering) es amplificada en la superficie del océano por un efecto de resonancia, generado por la interacción de la señal del satélite y las ondas capilares del océano generadas por el viento. A este fenómeno resonante se le denomina resonancia Bragg y la retrodispersión o ecos son parcialmente recibidos por la antena SAR (McCandless, 1989; Buemi, 2012).

En la figura 28, se muestra un esquema gráfico de la geometría del SAR, el radar se desplaza a una velocidad “*v*” y a una altura “*h*”. La dirección de avance o trayectoria de vuelo se denomina “*acimut*” y a la dirección perpendicular a ésta se nombra “*rango*”. La dirección perpendicular al plano de la tierra, que representa la altura, se nombra “*nadir*”.

El ancho de la zona iluminada o zona de barrido, se denomina “swath”, L_x y L_y son las longitudes de la antena en la dirección de la altura (1 m) y en la dirección del acimut (10 m). La energía electromagnética se concentra principalmente en el lóbulo central del diagrama y en instantes ilumina una zona del terreno, representado por la elipse.

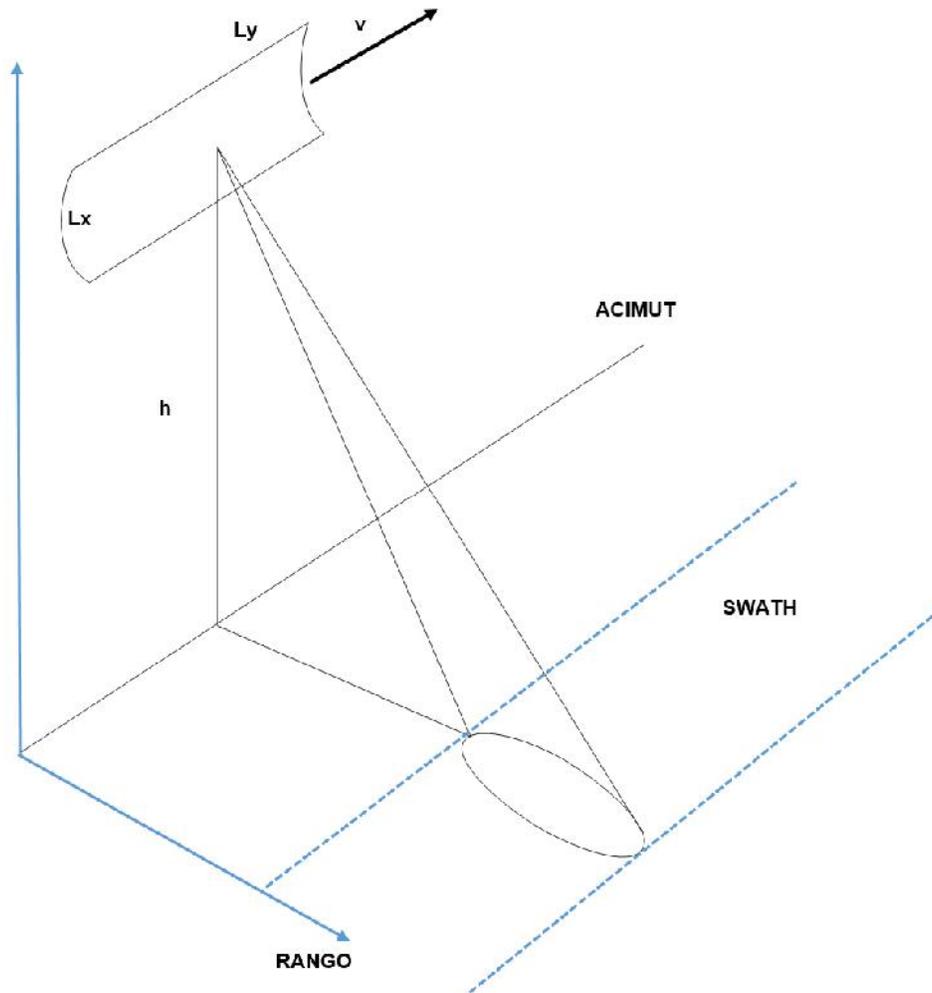


Figura 28. Geometría del SAR. SAR (McCandless & Jackson, 2004).

En la geometría del SAR existen dos distancias importantes y bien definidas entre el blanco (objetivo) y el radar (emisor/receptor), el rango de inclinación R_s (slant range) y el rango en tierra R_g (ground range).

- Rango de inclinación (R_s) es la distancia entre el punto de intersección del nadir con la línea longitudinal del radar y el blanco.

- Rango en tierra (R_g) es la distancia entre el punto de intersección del nadir con la horizontal y el blanco.

El rango de inclinación (R_s) es calculado a partir del tiempo transcurrido desde la emisión del pulso hasta su regreso a la antena (Fig. 41).

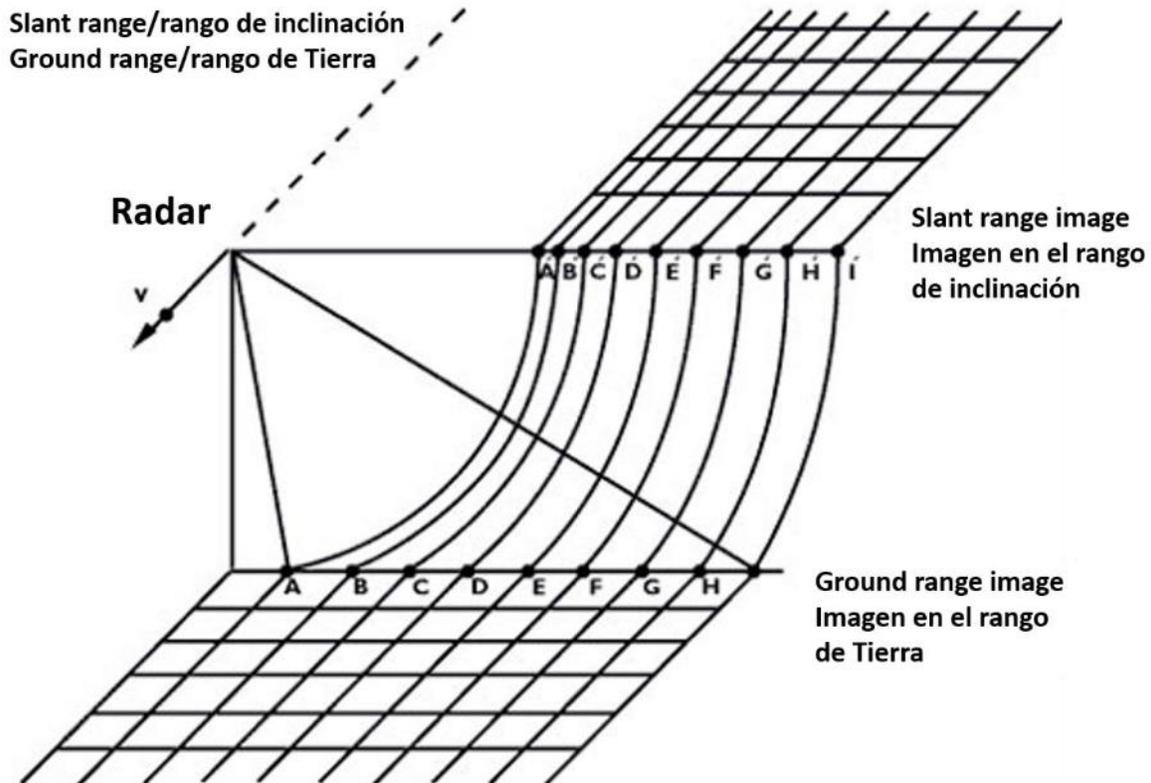


Figura 29. Distancias importantes en la geometría del SAR (<http://earth.esa.int> 20/05/2014).

La figura muestra dos tipos de datos que suministra el radar:

1. Imagen en el rango de inclinación: Son las imágenes en donde las distancias se miden entre la antena y el blanco.
2. Imagen en el alcance sobre el terreno: Son aquellas imágenes en donde las distancias se colocan en la posición correcta en el plano de referencia elegido, ya que estas se miden entre la pista de tierra de la plataforma y el blanco.

La adquisición de datos en rango de inclinación, son las más comunes de las mediciones de alcance del radar, sin embargo, para la transformación al rango de tierra se requiere una corrección en cada punto de datos o píxeles (unidad elemental de visualización) para la pendiente y elevación del terreno local (Curlander & McDonough, 1991). Las distorsiones geométricas presentes en una imagen de radar se pueden dividir en:

1. Rango de distorsiones: las mediciones del radar varían en inclinación, pero para una imagen que representa correctamente la superficie debe ser corregida o convertida a rango de tierra.
2. Elevación de distorsiones: esto ocurre en los casos en que los puntos tienen una altura diferente a la elevación del terreno medio.

IV.1.5 Cambio en la Fase Inducido por el Movimiento del Sensor (Efecto Doppler).

El Radar de Apertura Sintética, hace uso de una técnica que permite simular una antena por medio de la sucesión de señales recibidas por una antena real. Esta técnica se basa en el efecto Doppler, el cual consiste en el cambio de fase de una señal debido a un cambio de distancia y que afecta a la observación en el momento que ocurre un movimiento relativo entre el objeto muestreado (censado) y el sensor (Gambini, 2006).

Posteriormente, se procesan los pulsos “crudos” obtenidos por el radar, de manera que la resolución en la trayectoria de vuelo (acimut) resulta independiente de la altura. Mediante la apertura sintética, esta resolución depende únicamente de la longitud (L_y), que corresponde a la longitud de la antena en la dirección asociada al acimut. Esto significa que, entre los radares capaces de generar imágenes, el SAR posee la particularidad de que su resolución espacial en el acimut, no depende de la distancia a la zona muestreada, sino que sólo depende de la longitud de la antena (Curlander & McDonough, 1991; Gambini, 2006; Panozzo-Zénere, 2012), la cual está dada por:

$$\frac{Ly}{2}$$

El ser independiente de la resolución en el acimut con respecto a la distancia a la zona muestreada, permite el uso de Radares de Apertura Sintética a bordo de satélites, sin pérdida en la resolución espacial, ya que la dirección de rango (alcance) es perpendicular al acimut. El rango de un punto sobre la tierra, se define como la distancia del mismo a la trayectoria de vuelo (rango oblicuo) o como la proyección de esta distancia sobre la tierra (Gambini, 2006).

El radar emite pulsos de duración τ , la resolución en el rango oblicuo Δr queda determinada por la ecuación:

$$\Delta r = \frac{c\tau}{2}$$

Donde c es la velocidad de la luz. La resolución en el rango de tierra es:

$$R_r = \frac{\Delta r}{\sin\theta} = \frac{c\tau}{2} \frac{1}{\sin\theta}$$

Al considerar que la resolución en rango es independiente de la altura h .

IV.1.6 Procesamiento de Datos SAR.

El SAR es un sistema (sensor) muy avanzado y complejo, capaz de generar imágenes de alta resolución espacial y radiométrica. Sus componentes permiten que la señal (pulsos de energía electromagnética) emitida por la antena sea estable y con una relativa potencia, lo anterior debido a que la energía eléctrica de un satélite es limitada (Curlander & McDonough, 1991).

El SAR posee una antena de observación lateral, de tal manera que los retornos provenientes de puntos del terreno con diferentes distancias en rango lleguen en distintos tiempos, lo cual permite distinguirlos al calcular la distancia de un punto al radar en la dirección de rango (Harger, 1965; 1970).

El haz de iluminación del SAR considera la rugosidad y geometría de una zona, como factores que influyen directamente en la señal “emitida” por el SAR, al pasar sobre un punto. Por lo cual, toda la información que es retrodispersada a partir

de ese punto se adquiere y se almacena en función del tiempo, como una “fase variable bidimensional” (en función de la distancia en la dirección de alcance “rango” y en la trayectoria de vuelo “acimut”) (Curlander & McDonough, 1991).

En la ausencia de saturación de la “señal” del radar, la “fase” de la señal proveniente de todos los puntos de la imagen, se combinan linealmente en una serie de tiempo para formar los datos de la “señal SAR” (Fig. 30).

ECO DE UN OBJETO PUNTUAL EN UN SISTEMA DE RADAR DE APERTURA SINTÉTICA

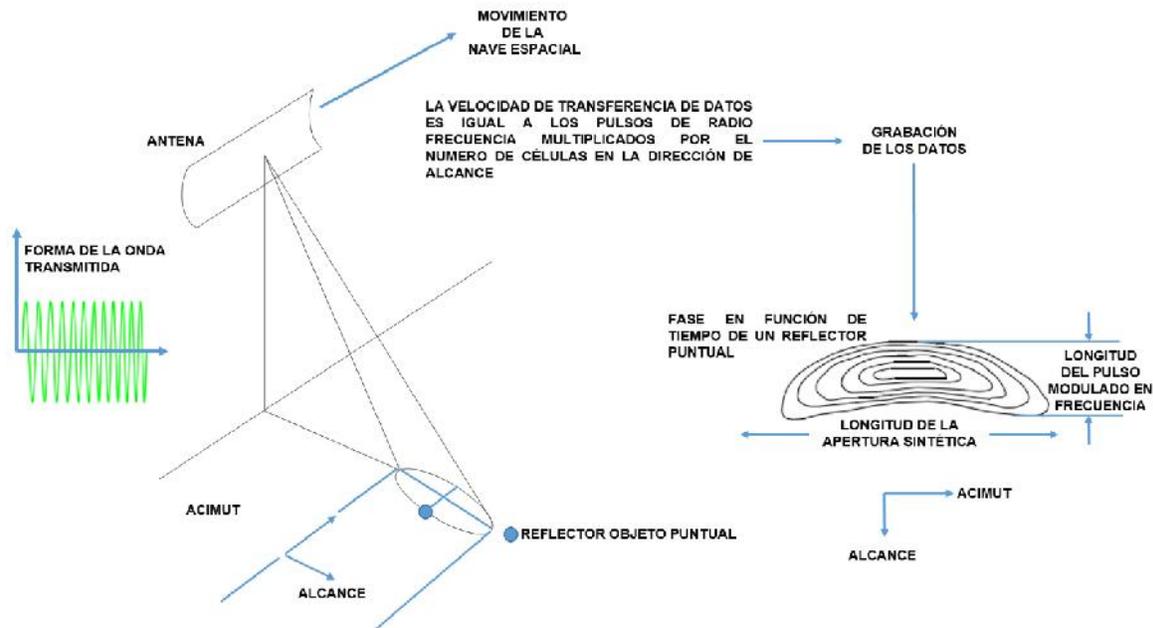


Figura 30. Eco de un objeto puntual en un sistema SAR (<http://www.ccrs.nrcan.gc.ca> 20/06/2014).

El procesamiento interno del SAR decodifica la señal de la fase para cada punto en la dirección del alcance y acimut, al enfocar la información hacia una función de respuesta de tipo impulso. El ancho de la función de respuesta, representa la resolución en esas direcciones (alcance y acimut). El teorema de Nyquist, requiere que se obtengan por lo menos dos muestras (“píxeles” en las imágenes del radar) por cada ancho de la función de respuesta de tipo impulso, a partir del procesamiento de los datos (Jackson, 2004; Gámez-Soto, 2012).

Las coordenadas naturales de los datos, en función de la dirección del alcance y del acimut, no son separables, porque en las etapas del procesamiento

están acopladas en torno a esas direcciones (<http://www.ccrs.nrcan.gc.ca> 20/06/2014).

El desplazamiento en la dirección del alcance y la curvatura en esa dirección toman en cuenta los siguientes 3 puntos:

1. Resolución contra ancho del haz.
2. Estrabismo del haz (antena orientada con un ángulo β_{SQ} referido al cero Doppler).
3. Rotación de la Tierra.

El procesamiento se realiza en el sistema natural de coordenadas del radar, en el plano asociado a la dirección del alcance. La representación de una imagen de radar sobre la superficie de la Tierra requiere que los arcos de alcance constante sean proyectados sobre la elevación de la superficie de la Tierra en cada punto (Fig. 31) (<http://www.ccrs.nrcan.gc.ca> 20/06/2014).

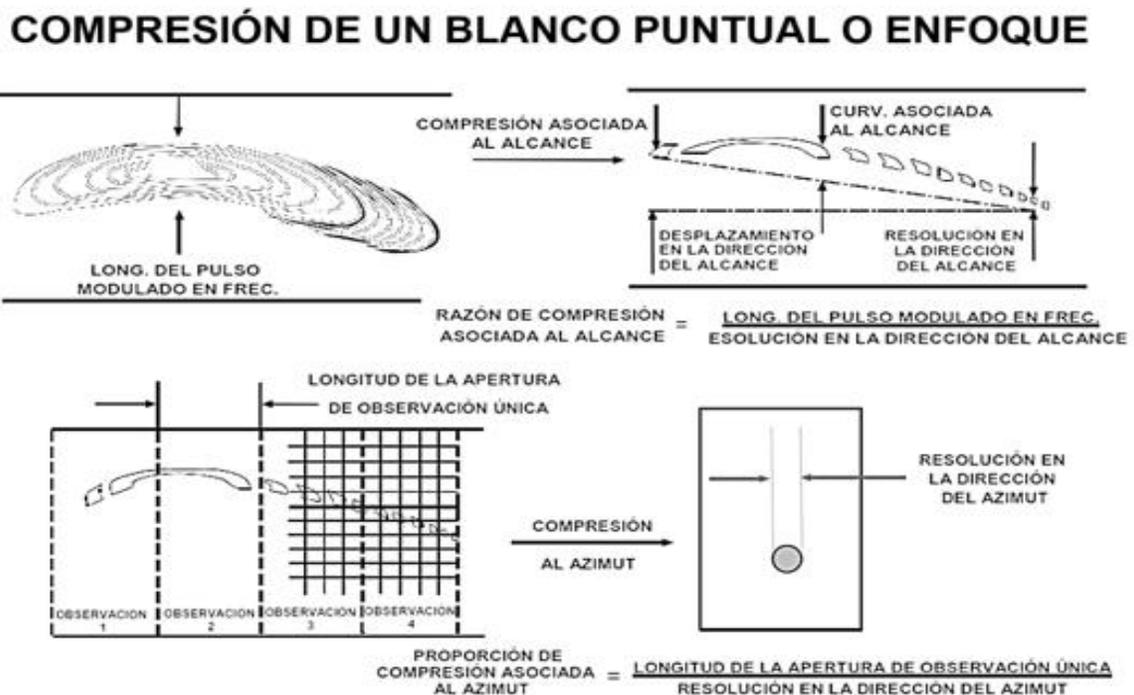


Figura 31. Compresión de un Reflector Puntual o Enfoque (<http://www.ccrs.nrcan.gc.ca> 20/06/2014).

Como ejemplo, podemos mencionar que los datos de RADARSAT (satélite canadiense), se presentan comúnmente proyectados sobre un modelo elipsoidal del nivel del mar (<http://www.ccrs.nrcan.gc.ca> 20/06/2014). Mediante la inversión de la ecuación del radar y a través del proceso de calibración de los datos, se puede separar la información cruda (RAW) de la geometría de la imagen, de la información relativa a la imagen del radar (Ahmed *et al.*, 1990).

Otro aspecto a tener en cuenta en el procesamiento del SAR es la polarización, es decir, la orientación del campo eléctrico de la radiación transmitida y recibida. Si el vector correspondiente al campo eléctrico está en dirección horizontal con respecto al plano de la tierra, se dice que la polarización es horizontal, en el caso contrario, la polarización es vertical. Por lo tanto, en la interacción sobre el terreno, la radiación sufre una rotación del vector que corresponde al campo eléctrico y puede resultar que la señal recibida tenga una componente vertical y otra horizontal (Marzialetti, 2011).

Existen cuatro combinaciones de polarización de emisión y recepción: HH, HV, VH y VV todas ellas pertenecen al tipo lineal. Las combinaciones normalmente usadas por un sistema SAR son la VV y HH. Es importante mencionar que el uso de diferentes modos de polarización garantiza una mayor adquisición de datos y una mejor resolución espacial (Fig. 32) (Zebker *et al.*, 1991; Marzialetti, 2011).

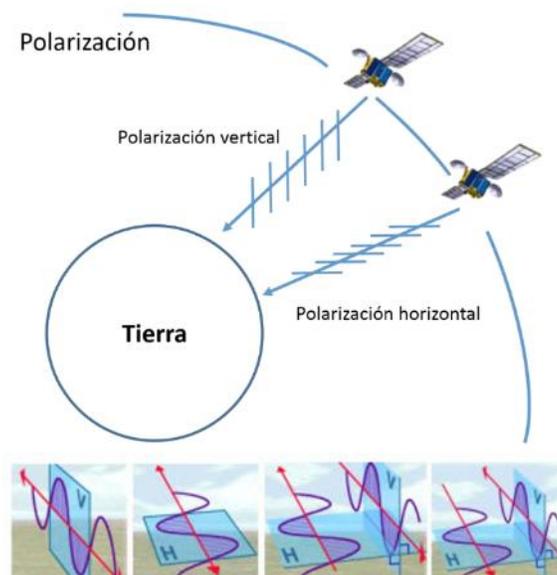


Figura 32. Tipos de polarización VV, HH, VH, HV (Marzialetti, 2011).

IV.1.7 Ruido Speckle.

La imagen generada por el sistema SAR, se ve afectada por la interferencia de las señales incidentes y reflejadas por la superficie. El ruido o moteado Speckle, proviene de la adición coherente de los retornos individuales, producidos por los elementos presentados en cada celda de resolución. Dentro de cada píxel, existen muchos elementos dispersos y la suma de la respuesta de cada uno de ellos determina el valor de gris del píxel (Marzialetti, 2011).

El alto nivel de ruido Speckle causa que las imágenes del SAR se vean granuladas, como puede verse en la figura 33. Esto es por lo cual son muy difíciles de analizar e interpretar (Goodman, 1976).

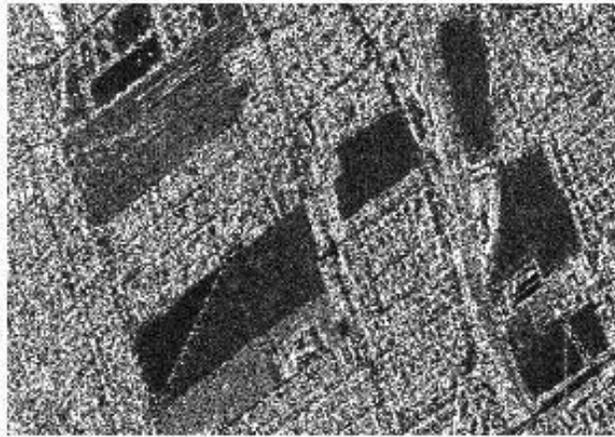


Figura 33. Imagen sin filtrar, obtenida por el sensor E-SAR los alrededores de Múnich, Alemania (Goodman, 1976).

El moteado o ruido Speckle es una característica inherente a las imágenes SAR y éste determina la existencia de dos tipos de texturas, una propia de la escena y otra correspondiente a la varianza de la imagen, que corresponde al mencionado moteado Speckle. Este ruido aparece por la interferencia constructiva y destructiva de las señales emitidas por el sensor que genera píxeles claros y oscuros (Raney, 1998). El Speckle se reduce a través de la técnica multivista (*Multilook*) y por medio de la implementación de filtros adaptativos (Marzialetti, 2011).

Por lo tanto, se debe de distinguir entre la textura de la escena que debe ser contemplada como la variación espacial de los patrones de reflectividad y la textura

de la imagen, que representa la variación espacial de la radiometría captada por un sistema parcialmente coherente como el SAR (López *et al.*, 1993).

IV.1.8 Concepto de Vistas Múltiples.

El método mayormente usado para reducir este ruido, es la generación de múltiples “vistas” o “looks” a partir del mismo conjunto de pulsos crudos durante el proceso de generación de la imagen. Esta técnica se denomina *Proceso Multilook*, consiste en separar la muestra utilizada para la apertura sintética completa en varios subconjuntos adyacentes, cada uno de estos conjuntos se utiliza para formar una imagen separada llamada “*vista*” (McCandless & Jackson, 2004).

Cada *vista* (n) representa una observación independiente de la misma escena (I), que se promedia píxel a píxel, de tal manera que se genera una imagen *Multilook* ($I_{n1}+I_{n2}+I_{n3}$) que posee menor ruido *Speckle*, al reducir la resolución espacial, lo cual se ilustra en la siguiente fórmula (Chirs & Quegan, 1998):

$$I = \frac{I_1 + \dots + I_n}{n}$$

Como se ve en el siguiente modelo estadístico definido para el ruido *Speckle*, este depende del número de *looks*. Si esta información no está disponible, puede aproximarse por el *número equivalente de looks* (ENL) que se define como:

$$ENL = \frac{m^2}{v}$$

Dónde m y v corresponden a la media y a la varianza calculadas con los valores de intensidad de una muestra de píxeles sobre un área uniforme de la imagen (Oliver & Quegan, 1998).

El equipo GLOBE SAR del Centro Canadiense de Percepción Remota, posee su propio concepto de observaciones múltiples, el cual en realidad se basa en una sola observación. Por lo tanto, se utilizan todas las reflexiones recibidas desde un cierto punto en el terreno (o una región en particular) para crear una sola imagen, que contiene moteado, pero tendrá la mejor resolución posible. Asimismo, se pueden formar sub-imágenes independientes (observaciones) de la misma área mediante el procesamiento digital de los datos del SAR (<http://www.ccrs.nrcan.gc.ca> 20/06/2014).

Para esto se utilizan sub-conjuntos de las señales reflejadas, estas sub-imágenes se promedian entre sí para crear una sola imagen multi-observación (*Multilooks*), por lo tanto, la imagen resultante tiene menor resolución, pero también tiene menos moteado. El número de vistas en el sistema SAR del ERS-2, puede variar de 3 a 4 según el usuario (Gambini, 2006).

IV.2 Aplicaciones del Imágenes SAR en el Océano.

La imagen finamente detallada de la superficie del océano generada por el SAR, es el conjunto de datos más complejo y menos comprendido que actualmente suministra un instrumento de teledetección (percepción remota). Dado lo anterior, se considera que los sistemas SAR, son capaces de detectar cualquier cambio en la rugosidad del mar, es decir, en el campo de las ondas capilares, causado por procesos oceanográficos y atmosféricos (Fu & Holt, 1982; Alpers, 1985; Shirasago-Germán, 1996; Gámez-Soto, 2012).

Las corrientes oceánicas y otras estructuras de mesoescala, son fenómenos detectables por el SAR, ya que en sus límites o bordes van constantemente acompañadas por cambios de rugosidad causados por tres procesos fundamentales (Lyzenga, 1998; Font *et al.*, 2002; Gámez-Soto, 2012):

1. La acumulación de materiales tenso-activos de origen natural biogénico (natural film), los cuales influyen en la tensión superficial del mar, al atenuar a las ondas capilares.

2. Por medio de la interacción de las ondas superficiales directamente con los fenómenos marinos, que se manifiestan como procesos turbulentos en la superficie, los cuales disminuyen la rugosidad superficial.

3. Los efectos de la estabilidad de la capa límite atmósfera-océano, que interactúa con los gradientes de temperatura superficial, que con frecuencia acompañan a los sistemas de corrientes oceánicas, mismos que, dada la inestabilidad convectiva que presentan, producen regiones donde la temperatura del aire es más baja que la temperatura del agua. El aire en contacto con el agua sufre un calentamiento sobre la superficie del mar, que provoca un incremento en el esfuerzo del viento y por lo tanto un aumento en la señal de retrodispersión.

IV.2.1 Corrientes Oceánicas.

Font *et al.* (2002), realizaron un estudio sobre la variabilidad de fenómenos de mesoescala en el Mar de Alborán. Estos autores encontraron la presencia de estructuras de mesoescala a lo largo de este mar, mediante el análisis de una serie de imágenes generadas por el SAR a bordo del ESR-1 en 1992. Las estructuras detectadas incluyeron meandros, remolinos, frentes y corrientes marinas.

En la figura 34 se muestran dos conjuntos de imágenes del citado estudio, donde se observa la Corriente Argelina, la cual fue detectada por medio de líneas oscuras (bajos valores de backscattering o retrodispersión "VR").

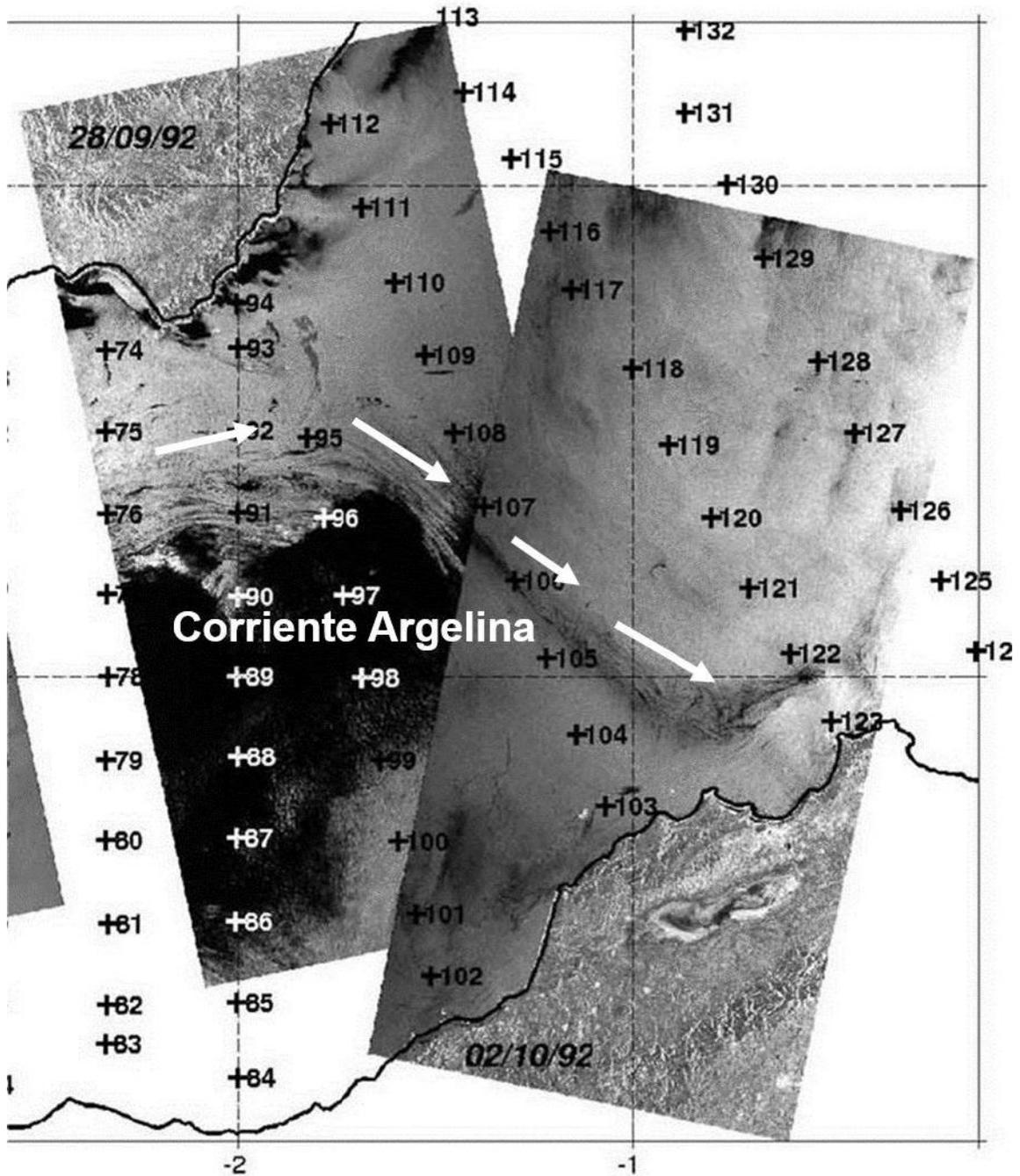


Figura 34. Detección de la Corriente Argelina al este del Mar de Alborán (Font *et al.*, 2002).

IV.2.2 Frentes por Corrientes Oceánicas.

Nilsson y Tildesley (1995), analizaron frentes generados por la Corriente del Este de Australia, con una imagen SAR ERS-1 del 26 de enero de 1993 (Fig. 35). Ellos concluyeron que existen 4 mecanismos fundamentales, para que estos (frentes) sean visibles en las imágenes de SAR:

1. La cizalladura generada por dos masas de agua con diferentes velocidades, modula el campo de ondas capilares y, por consiguiente, la señal de retrodispersión que llega al sensor.

2. Las diferencias térmicas causadas por un esfuerzo del viento poco intenso producen zonas donde la rugosidad superficial del mar es total o parcialmente reducida. En el momento en que éste interacciona con una zona donde la superficie del mar es más fría, es decir más estable, causa una pérdida total o parcial en la señal de retrodispersión (zonas o líneas con bajos valores).

3. Bajo la influencia de un campo de viento uniforme, la velocidad del aire en relación con la superficie del mar puede generar diferencias en el esfuerzo del viento en los extremos de una corriente, por lo que se generan zonas con altos o bajos VR.

4. El material surfactante, en la superficie del mar el cual a menudo se acumula en la parte frontal de una corriente, modifica la rugosidad de la superficie marina.

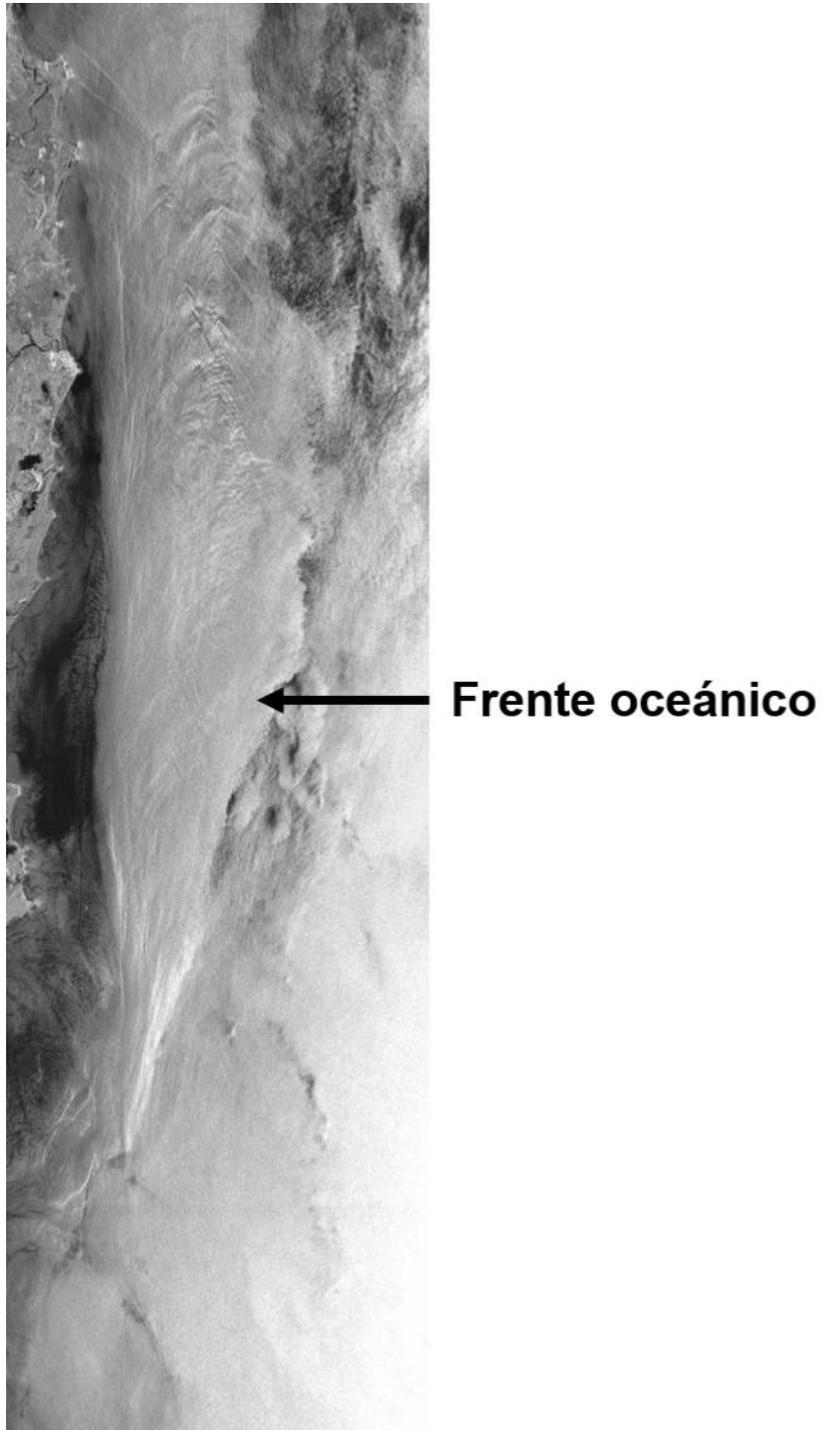


Figura 35. Imagen SAR (ERS-1 del 26 de enero de 1993), detección de un frente oceánico causado por la Corriente del Este de Australia (Nilsson & Tildesley, 1995).

IV.2.3 Frentes Costeros.

Los frentes se generan en el límite entre masas de agua con diferentes propiedades o características (temperatura, salinidad u otros), que, al entrar en contacto, generan zonas de convergencia en la superficie del mar. Estos pueden ser detectados en las imágenes SAR, por formar líneas con altos VR (brillantes) (Johannessen *et al.*, 1991). Esto como resultado de la disminución de la longitud de la onda capilar, en la zona de convergencia y causa una mayor retrodispersión. Otra manera de detección de estos frentes es a través del material surfactante en la superficie del mar, que se acumula en la zona de convergencia y amortigua la onda capilar, esto genera líneas con bajos VR (zonas oscuras).

Los Frentes Costeros se generan, como su nombre lo indica, cerca de la costa, en diferentes escenarios. Pero, los frentes de límite de plataforma se forman en donde las masas de aguas de regiones poco profundas se unen con aguas profundas del océano. Otra zona de generación de frentes es en los estuarios, donde las aguas marinas se encuentran con aguas que presentan bajos valores de salinidad debido a la afluencia de agua dulce provenientes de las descargas de ríos.

Johannessen *et al.* (1996) analizaron imágenes del SAR del ERS-1 del 14 de noviembre de 1993 y del 3 de abril de 1996, con las cuales detectaron y describieron frentes costeros. La técnica de detección se basó en la descripción de la firma de retrodispersión (caracterizada por líneas brillantes u oscuras) (Fig. 36).

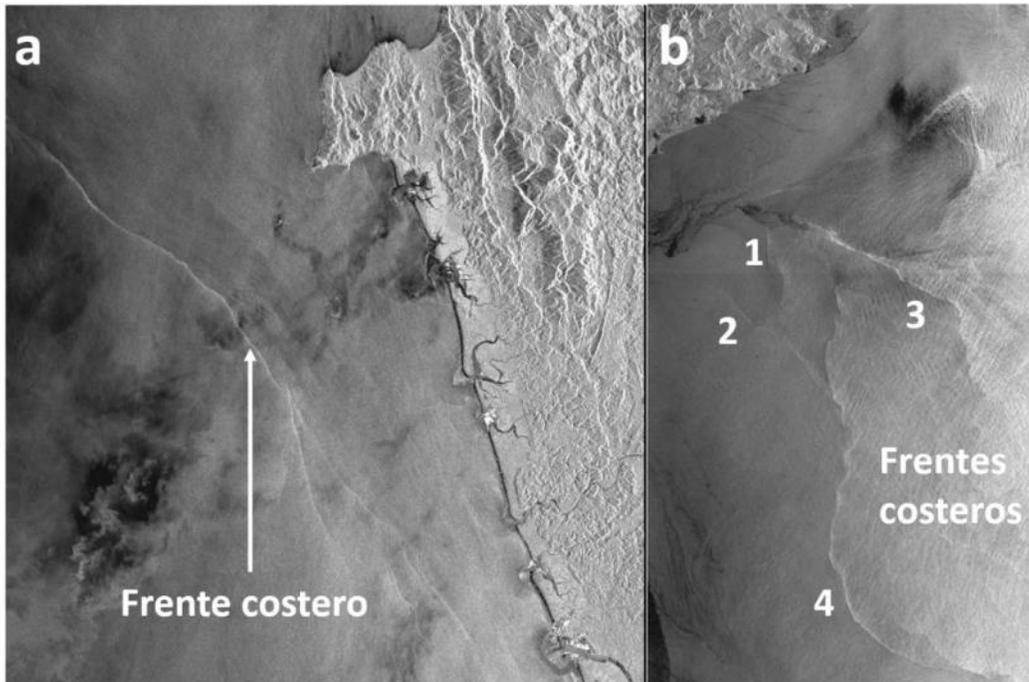


Figura 36. a) Imagen SAR (14 de noviembre de 1993), donde se un frente costero, descrito por una línea brillante, en costas de Colombia en el Océano Pacífico. b) Imagen SAR (3 de abril de 1996), donde se detectan 4 frentes costeros en aguas del Océano Pacífico cercas de las costas de México (Johannessen *et al.*, 1996).

11.4 Remolinos Oceánicos.

Los remolinos oceánicos son generados por una variedad de mecanismos, entre los que se encuentran:

1. La interacción de los vientos locales que se canalizan por la geometría y la topografía costera (Kirby *et al.*, 1997).
2. Por vientos intensos que inducen vorticidad en el océano (Martinez-Diaz de León & Robinson, 1997).
3. Por la inestabilidad de los frentes oceánicos en una zona determinada (Hsu *et al.*, 1997).
4. Por las corrientes oceánicas que interactúan con cabos o salientes (Nilsson *et al.*, 1982; Swaters & Mysak, 1985; Zamudio *et al.*, 2008).
5. Por el intercambio de masas de agua a través de estrechos (Liu *et al.*, 1994).

El primer reporte de remolinos oceánicos con imágenes de alta resolución tomadas desde satélites y transbordadores fue realizado por el astronauta Scully-Power (1986). Este astronauta utilizó una cámara de mano para fotodocumentar remolinos costeros, a bordo del Challenger durante la misión del transbordador 41G en octubre de 1984. Estas imágenes sorprendieron a los oceanógrafos al evidenciar, que remolinos mesoescalares frecuentemente ocurren en regiones costeras. Sin embargo, tales imágenes ópticas (pasivas) sólo pueden ser adquiridas durante el día y sin cobertura de nubes, ya que dependen de la luz solar en un ángulo favorable de elevación con respecto al acimut del sol (Scully-Power, 1986).

En el caso del SAR, la detección de remolinos está en función de los cambios de rugosidad del mar. Estos son causados por la presencia de material surfactante acumulado en zonas convergentes, el cual es conducido por el flujo asociado al remolino. De esta manera se reduce la rugosidad de la superficie del mar, de tal manera que se utilizan como trazadores (Arestegui *et al.*, 1997). Mediante el análisis de imágenes satelitales (SAR), Martínez-Días de León *et al.* (1999) detectaron el gran remolino anticiclónico cálido del Golfo de Tehuantepec en las costas del Pacífico Mexicano. La firma de retrodispersión está representada por un área brillante, donde la temperatura del mar es varios grados más alta que en su entorno (zona color negro en la imagen) (Fig. 37). La detección de remolino fue confirmada por medio de imágenes AVHRR adquiridas el 12 y 14 de marzo de 1996, en donde se registró asimismo el remolino con un núcleo cálido.

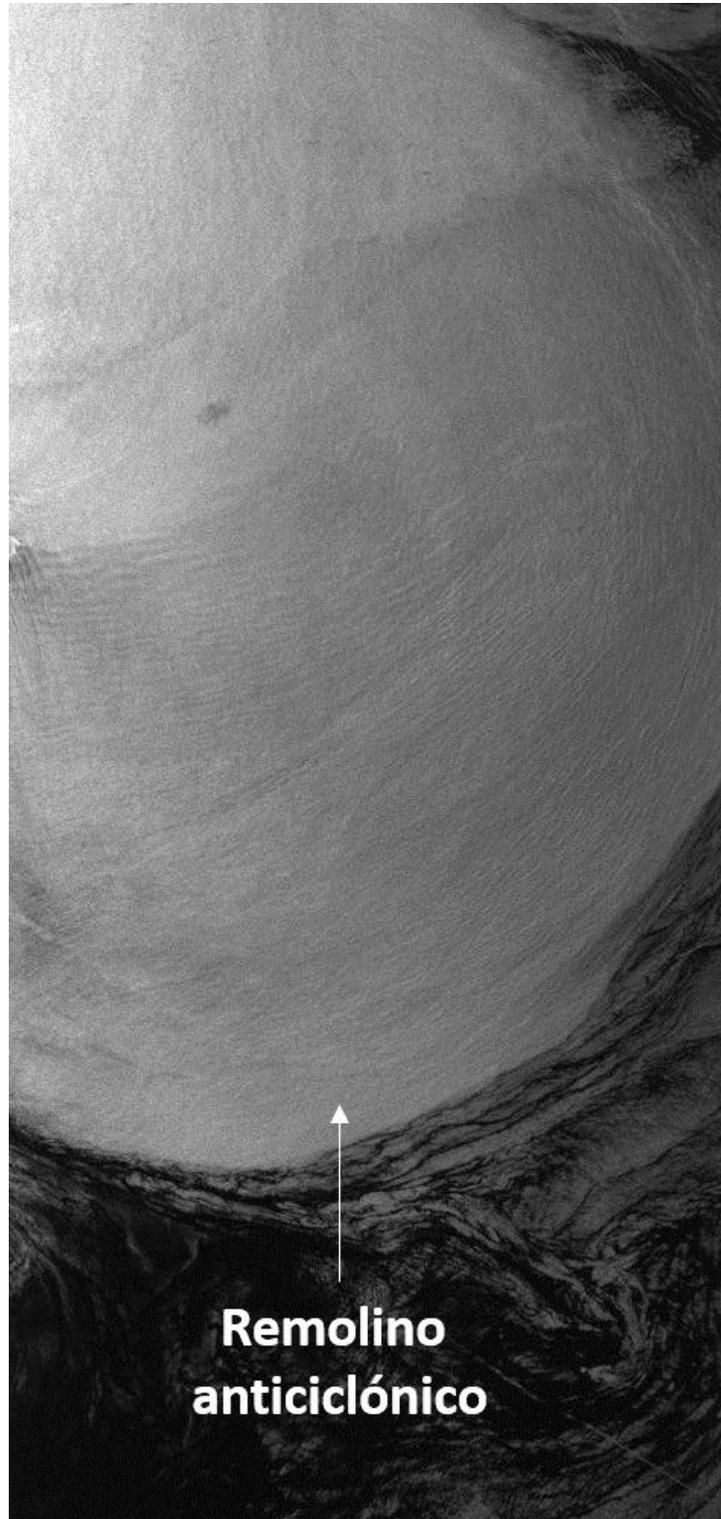


Figura 37. Imagen SAR (ERS-2 del 14 de marzo 1996). Se muestra parcialmente un remolino anticiclónico de grandes dimensiones detectado en el Golfo de Tehuantepec (Martínez-Días de León *et al.*, 1999).

Trasviña *et al.* (1995) describieron que este remolino, normalmente posee un diámetro de alrededor de 200 km y que su formación está relacionada con los fuertes vientos que provienen del Golfo de México, denominados “Tehuano”.

Lyzenga y Wackerman en 1997, realizaron un trabajo de detección y clasificación de 3 eddies ciclónicas por medio de imágenes del SAR (ERS-1) en la costa suroeste de Chipre, en el Mar Mediterráneo (Fig. 38).

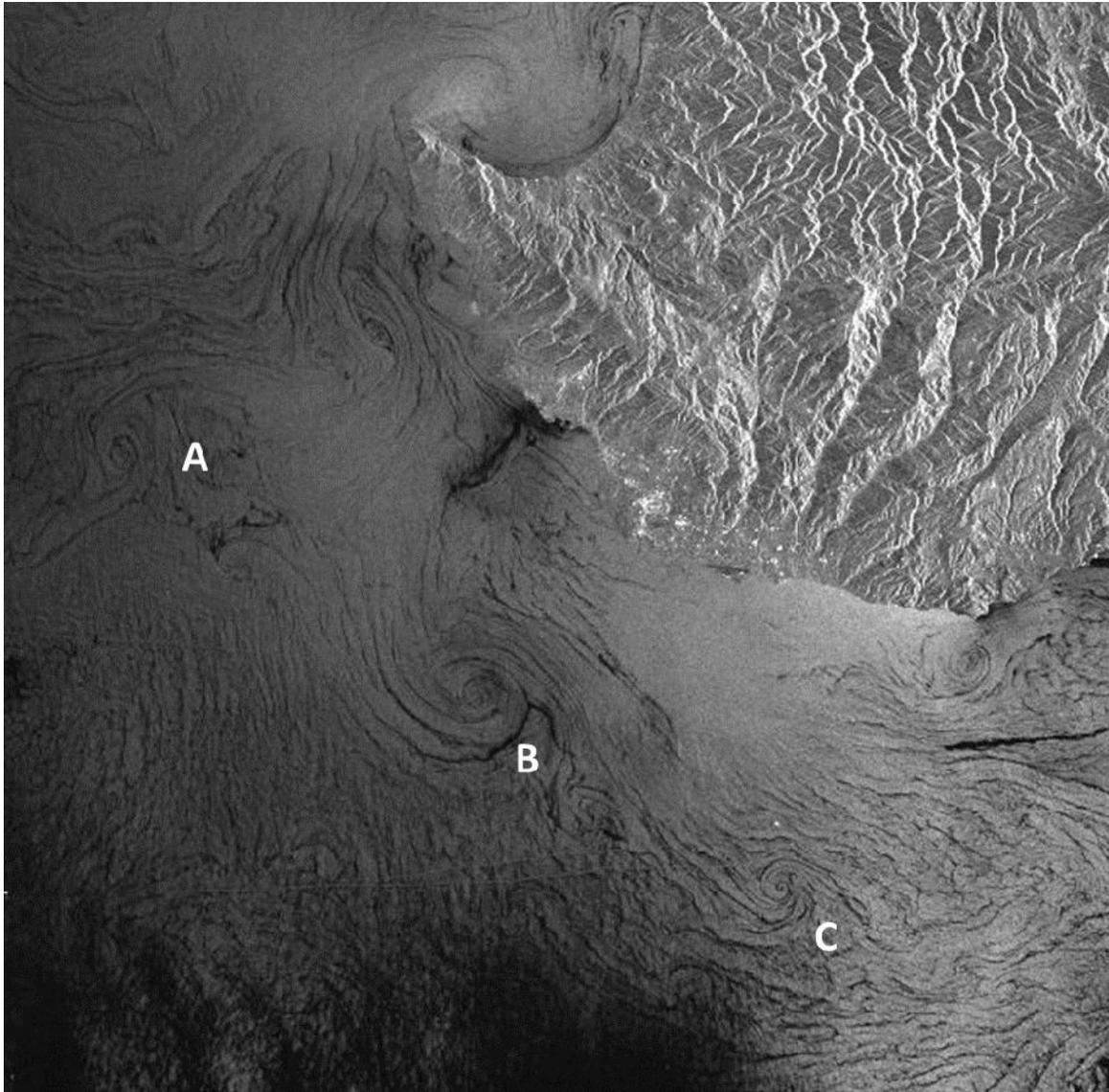


Figura 38. Imagen SAR (ERS-1 del 6 de octubre de 1994). Son visibles 3 eddies ciclónicas por la acumulación de material surfactante (líneas oscuras) (Lyzenga & Wackerman en 1997).

IV.2.5 Surgencias.

Las surgencias ocurren comúnmente en zonas cercanas a la costa donde el viento es paralelo a la costa y genera la capa de Ekman (Smith, 1968). Las aguas de capas profundas poseen una mayor concentración de nutrientes (fosfatos, nitratos, silicatos, etc.), con respecto a las capas superficiales. Por tanto, las zonas de surgencia son zonas de alta productividad biológica, lo cual incrementa el efecto de material surfactante natural producido por plantas y animales marinos. Esto, causa un efecto de amortiguamiento en la rugosidad superficial del mar y generan zonas oscuras en las imágenes SAR (Clemente-Colon & Yan, 1999;2000). Al respecto, algunos estudios han mostrado que los patrones de afloramiento se obtienen por medio de dos mecanismos: (1) La reducción de la rugosidad de la superficie del mar, debido a una menor temperatura superficial genera un menor esfuerzo del viento. El menor estrés producido por el viento aumenta la estabilidad, debido a la presencia de agua más fría, por lo tanto, existe un amortiguamiento constante de las ondas capilares, esto contribuye a la reducción de la señal de retrodispersión, lo cual crea zonas oscuras en las imágenes SAR. (2) Las manchas de material biogénico (surfactantes), causados por la actividad biológica, amortiguan la rugosidad de la superficie del mar, lo cual crea así mismo, zonas oscuras en las imágenes SAR.

Hsu *et al.* (1995), mediante una comparación visual entre imágenes SAR y AVHRR, describieron la presencia de una surgencia al noreste de Taiwán. La firma de retrodispersión, se representa por una vasta zona con bajos VR (Fig. 39).

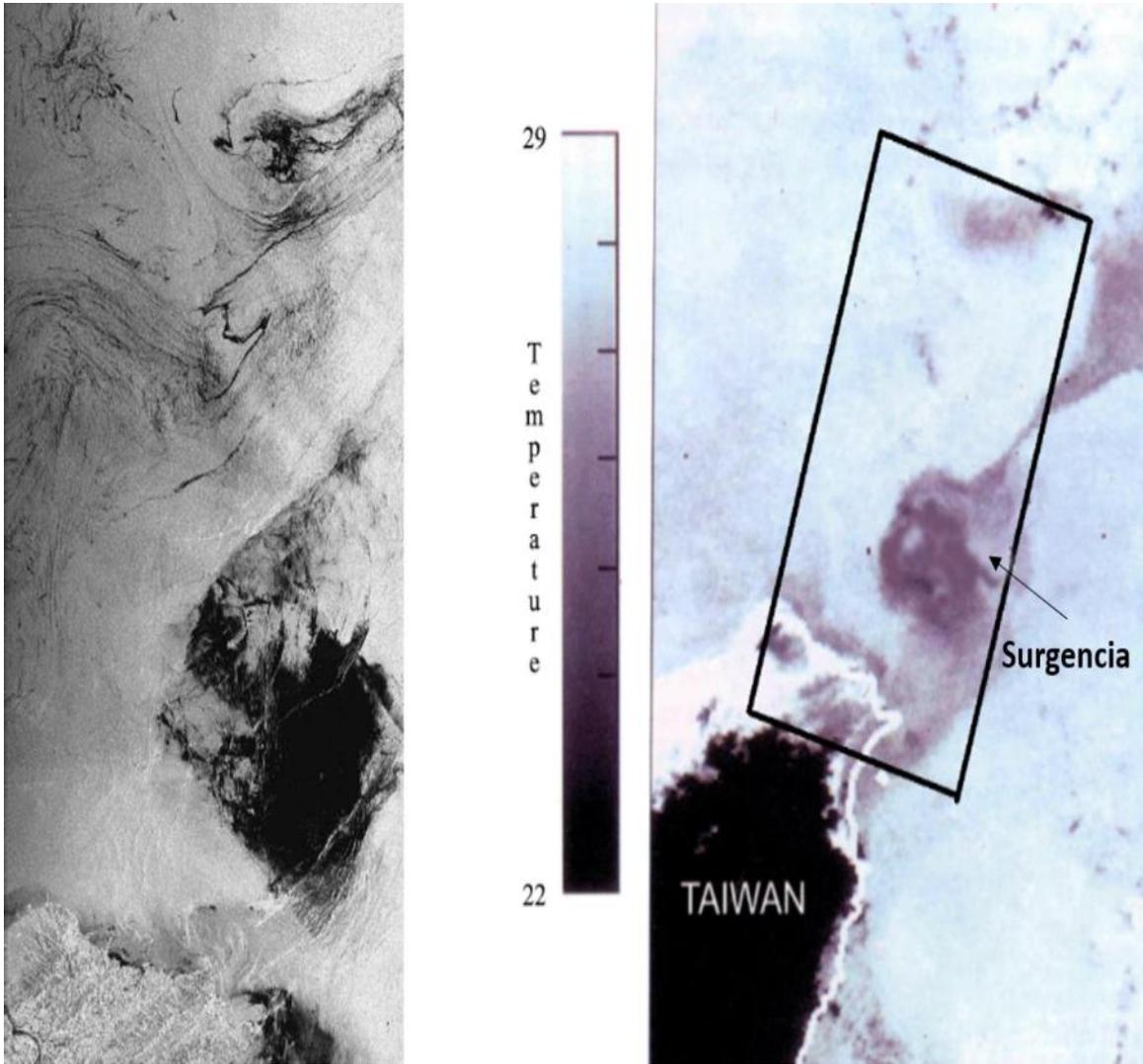


Figura 39. Imagen SAR del 23 de julio de 1994 (izquierda) y NOAA-11 AVHRR SST en °C (derecha) del 22 de julio de 1994 (Hsu *et al.*, 1995).

Shillington (1998), analizó procesos de surgencias con imágenes del SAR/ERS-2 y observó fenómenos oceanográficos que ocurrían simultáneamente. En la figura 40, se muestra un fenómeno de surgencia en las costas de Namibia (África) y ondas internas en la parte baja de la imagen.



Figura 40. Imagen SAR (16 de diciembre de 1995), detección de un fenómeno de surgencia y, trenes de ondas internas en la parte inferior de la imagen (Shillington, 1998).

IV.2.6 Ondas Oceánicas (oleaje y ondas internas).

En análisis de imágenes SAR, fue aplicado para detección de oleaje de gravedad por González *et al.* (1979), quienes analizaron en detalle la capacidad del SAR (SEASAT) en la detección de oleaje. De acuerdo a los resultados de estos autores, se desarrollaron métodos de detección y espectros de ondas con base a los cambios de rugosidad que dieron origen a algoritmos de detección. Recientemente, Beal *et al.* (2012) han dedicado considerables esfuerzos en la medición y evolución espacial de los espectros de ondas, al este de EE.UU.

En la figura 41 se muestran algunos ejemplos de detección de oleaje de gravedad.

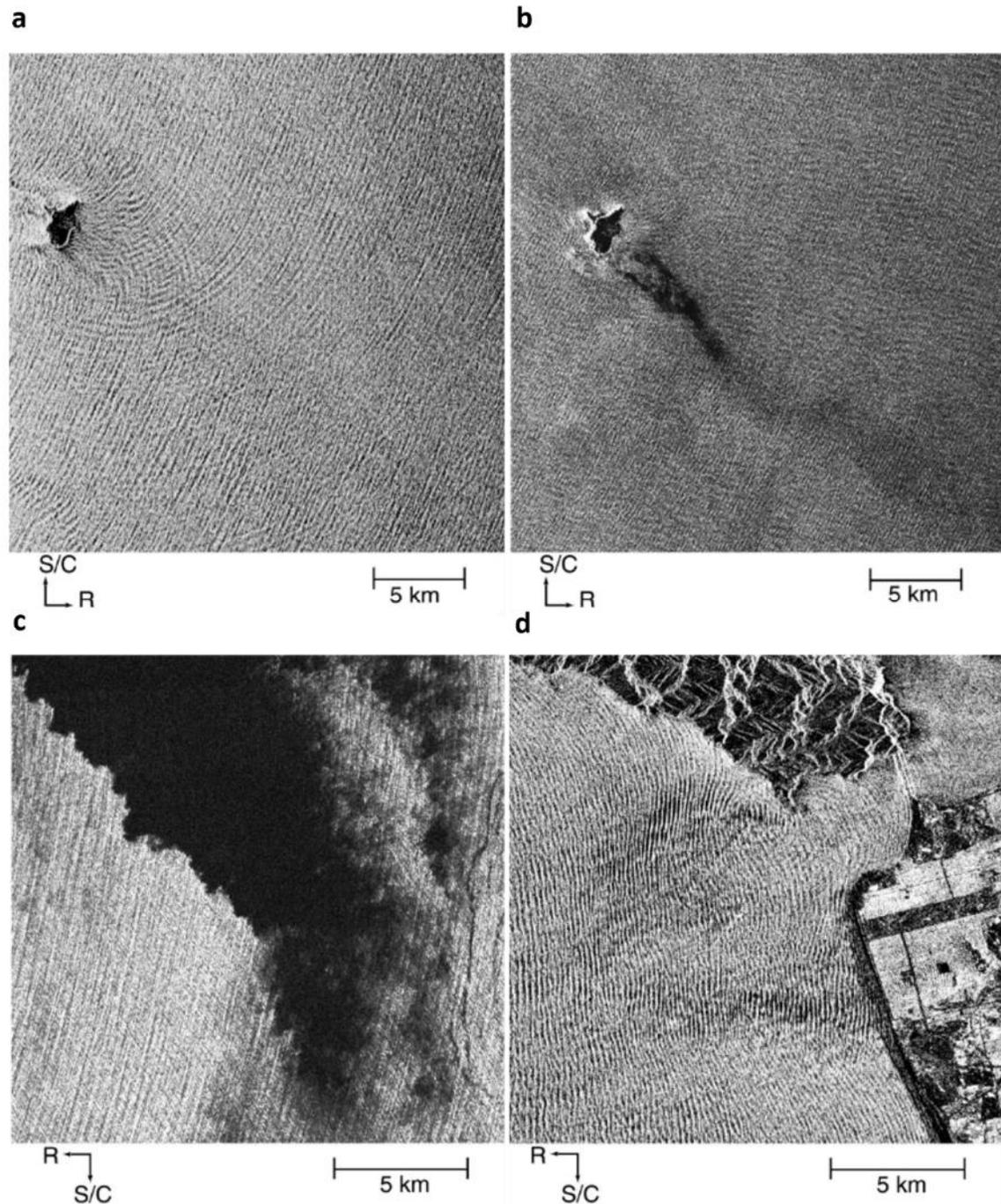


Figura 41. Detección de oleaje de gravedad en imágenes SAR. a) Cambio de dirección de oleaje alrededor de la Isla Santa Bárbara, 25 de noviembre 1998. b) Oleaje cercano a la Isla Santa Bárbara, 9 de noviembre 2001. c) Oleaje producido por condiciones de poco viento cercas de Isla San Clemente, 2 de diciembre 1998. d) Patrones complejos de ondas cercas de la Bahía de San Francisco, 22 de noviembre 2001 (Imágenes RADASAT ©CSA1998, 2001).

El primer reconocimiento de ondas internas, se le atribuye a Russell (1838; 1844), quien informó sobre la formación de una protuberancia única o montículo en aguas poco profundas del Canal de Escocia. Posteriormente, Korteweg y De Vries (1895) derivaron algunas de las propiedades matemáticas de dicha onda y produjeron el método de soluciones para solitones (ondas internas en estrechos). Actualmente, se conoce que las ondas internas contribuyen enérgicamente a la mezcla vertical que enriquece la columna de agua (Fu & Holt, 1982). Éstas, se originan en el océano, usualmente en dos capas estratificadas, también es importante la presencia de flujos encontrados y umbrales (Apel *et al.*, 2000).

El balance hidrostático, es la fuerza de gravedad que se ejerce continuamente para mantener las capas de agua más densas por debajo de las menos densas. Esto produce una estratificación estable en toda la columna de agua. Sin embargo, es relevante mencionar que existen zonas donde se han detectado ondas internas en columnas de agua total o parcialmente mezcladas (sin presencia de termoclina) (Fu & Holt, 1984).

La firma de retrodispersión que caracteriza a las ondas internas en las imágenes SAR, consiste en un tren de ondulaciones brillantes y oscuras (Alpers, 1985; Mercier *et al.*, 2012) (Fig. 42). Las brillantes están asociadas con zonas de convergencia que afectan a las ondas capilares y disminuyen su longitud de onda, mientras que las oscuras se asocian a zonas de divergencia donde aumentan su longitud de onda de tal manera que generan onda (Fig. 43).

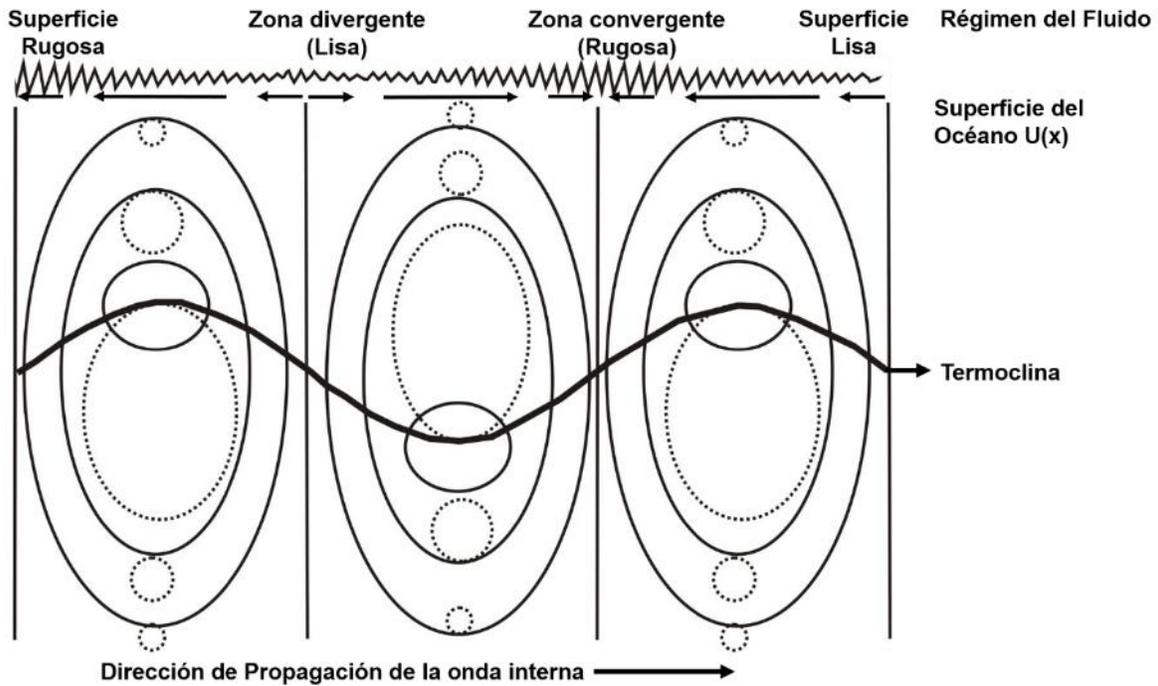


Figura 42. Diagrama de los procesos asociados al paso de una onda interna oceánica. La deformación de la termoclina (línea continua gruesa), movimientos orbitales de las parcelas de agua (líneas punteadas), zonas del campo de velocidades (líneas continuas), vectores superficiales actuales de velocidad (flechas en la parte superior de la imagen), y variación de la amplitud y de la longitud de onda de las ondas capilares (línea ondulada en la superficie).

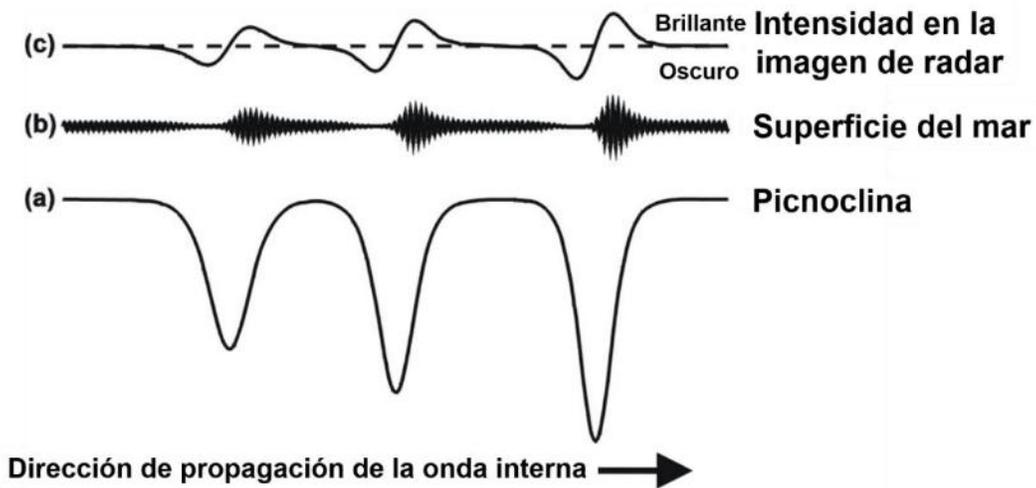


Figura 43. Forma de la picnoclina (a), patrón de rugosidad de la superficie del mar (b), y la intensidad de la imagen de SAR (c) asociada con un tren de ondas internas.

La velocidad de los trenes puede ser estimada por la distancia entre los grupos de onda dividida por el periodo de marea. Los trenes poseen longitudes de onda ente 0.3 y 3 km, su detección es, particularmente sensible al viento, por ejemplo, vientos mayores a 11 m/s impiden la correcta detección de estas ondas (Fu & Holt, 1984).

Ejemplos de ondas internas se muestran en la figura 44.

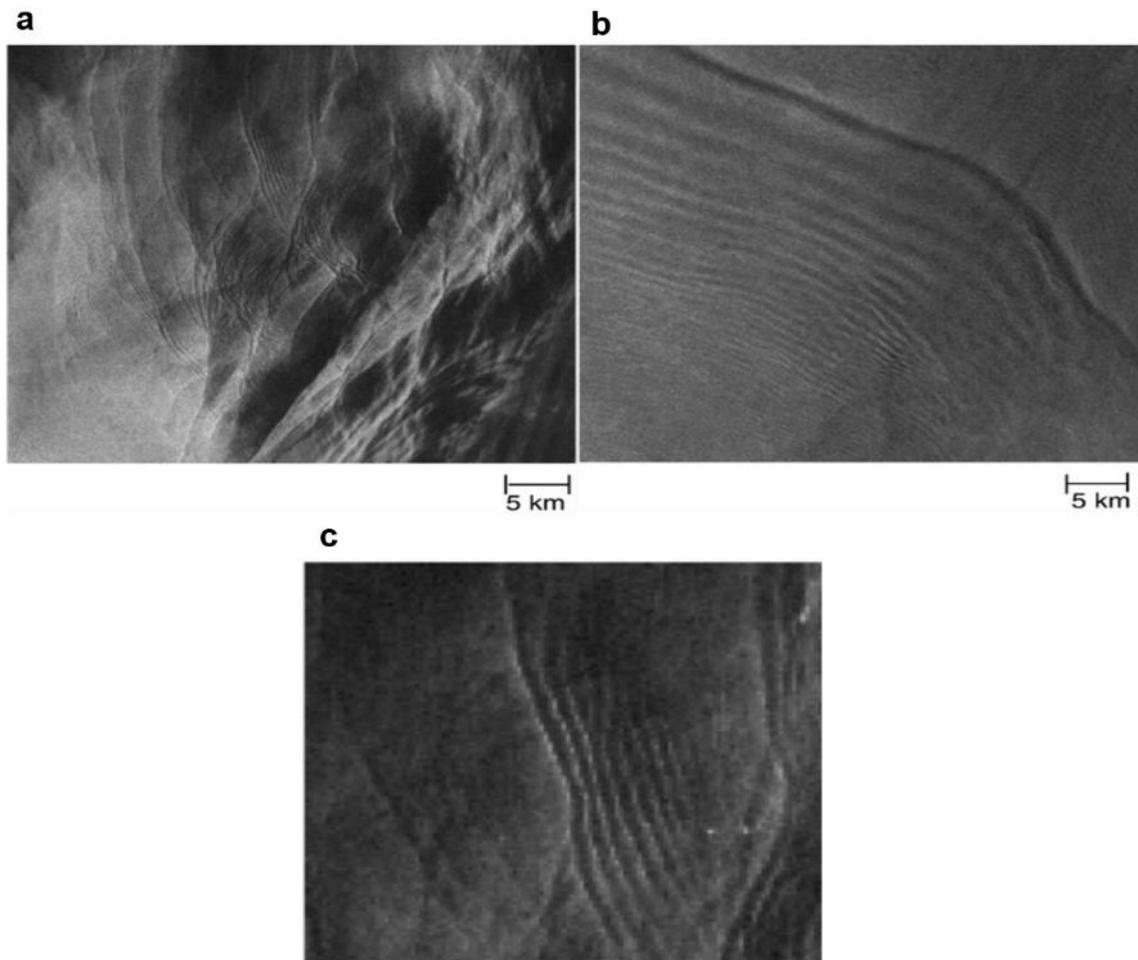


Figura 44. Imágenes de ondas internas SAR SEASAT. a) Trenes de longitud corta a lo largo de la plataforma de Cabo Cañaveral (25 julio 1978). b) Trenes de ondas internas de longitud larga dentro del Golfo de California (29 de septiembre 1978). c) Imagen de ampliación de un tren de ondas donde se observan ondulaciones (brillantes y oscuras).

Alpers *et al.*, (1997), utilizando datos del ERS-2 detectan ondas internas en el mar de Andamán en una imagen del 11 de febrero de 1997, determinando que estas son de gran longitud (iguales o mayores a 3 km) y consideran su interacción con la batimetría, además realizan una comparación de sus resultados con observaciones realizadas por Mauray desde buques en los accesos occidentales del Estrecho de Malaca en 1861 (Fig. 45).

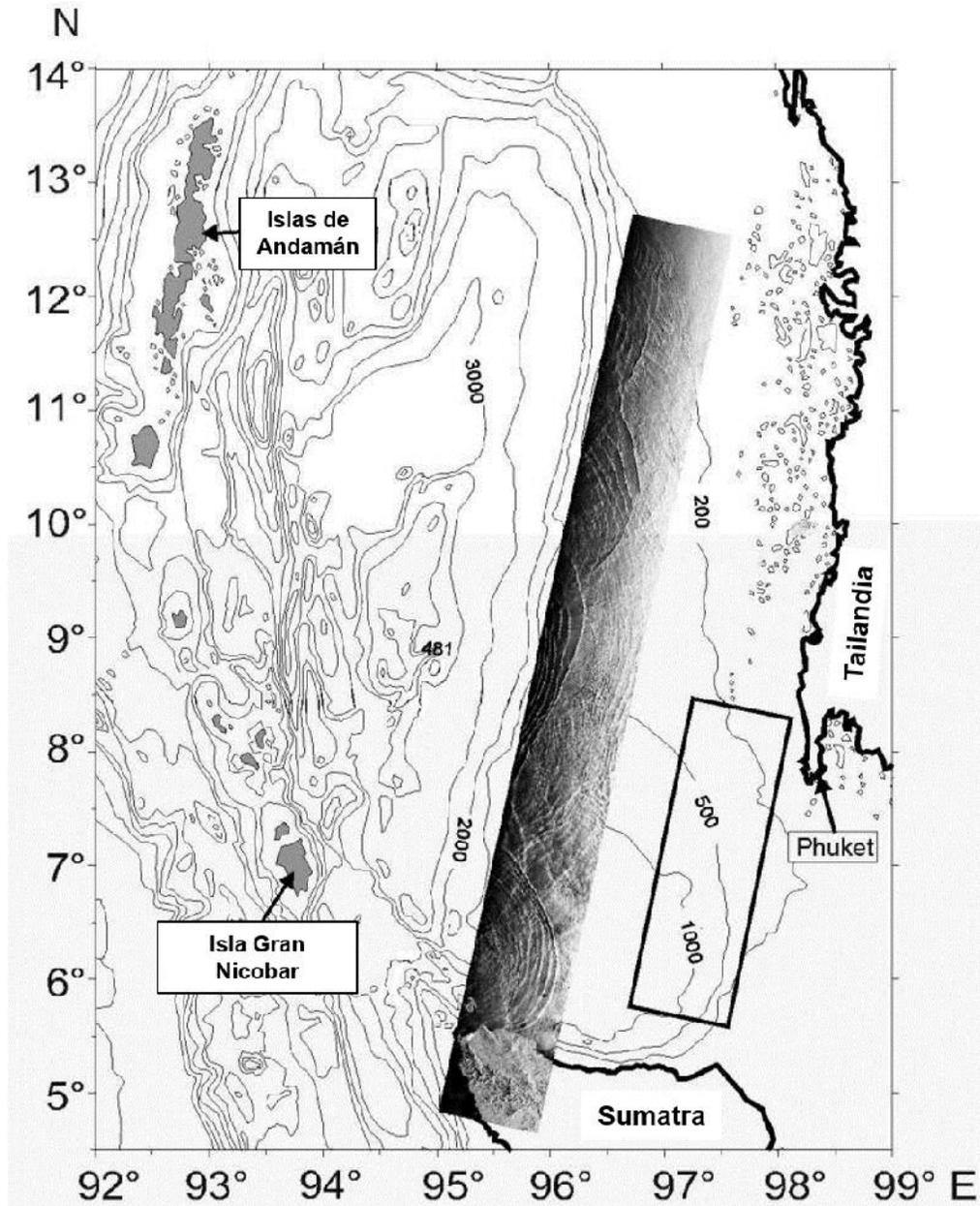


Figura 45. Ondas Internas de gran longitud en el mar de Andamán 11 de febrero de 1997.

V BIBLIOGRAFÍA Y SITIOS DE INTERÉS.

- Aguirre-Gómez, R. 2002. Los mares mexicanos a través de la percepción remota (pp. 85-93) Eds., UNAM-Plaza & Valdez. México.
- Ahmed, S., H.R. Warren, M.D. Symonds & R.P. Cox. 1990. The radarsat system. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 28(4): 598-602 pp. ISSN 0196-2892.
- Alpers, W. 1985. Theory of radar imaging of internal waves, *Nature*, 314: 245-247 pp.
- Alpers, W., W. C. Heng & L. Hock. 1997. Observation of internal waves in the Andaman Sea by ERS SAR. Proc. 3rd ERS Symposium, Florence, Italy, 17-21 March 1997, ESA publication SP-414, 1287-1291 pp.
- Álvarez-Borrego, S. 1983. *Gulf of California, ecosystems of the world 26. Estuaries and enclosed areas* (pp. 427-450). In: Ketchum, B. K. (Eds.). *Elsevier, Amsterdam*.
- Álvarez-Borrego, S. 2002. *Physical oceanography, island biogeography of the Gulf of California* (pp. 1-25). In: Case, T., M. Cody & E. Ezcurra (Eds.). Oxford University Press.
- Álvarez-Borrego, S. 2007. *Oceanografía de la región de las grandes islas Cap., 2* (pp. 45-65). *Bahía de los Ángeles: Recursos naturales y comunidad, Línea base 2007* (pp. 737). In. Gustavo D. Danemann and Exequiel Ezcurra (Eds.). San Diego California.
- Álvarez-Borrego, S. 2012. Phytoplankton biomass and production in the Gulf of California: a review. *Botánica Marina*, 55(2): 119-128 pp. doi:10.1515/bot.2011.105.
- Apel, J.R. 2002. Oceanic internal waves and solitons. An atlas of oceanic internal solitary waves. *Global Ocean Associates*. Prepared for Office of Naval Research-Code 322 PO.
- Apel, J.R., & P.F. Worcester. 2000. Internal solitons near Gibraltar: A longitudinal study using ERS-1 and 2 SAR imagery. *Proc. ERS-Envisat Symposium*. Looking Down to Earth in the New Millennium, Gothenburg, Sweden, and European Space Agency.

- Apel, J.R., J.R. Holbrook, A.K. Liu & J. Tsai. 1985: The Sulu Sea Internal Soliton Experiment. *Journal of Physical Oceanography*, 15: 1625-1651 pp.
- Apel, J.R., J.R. Proni, H.M. Byrne & R.L. Sellers. 1975. Near-simultaneous observations of intermittent internal waves on the continental shelf from ship and spacecraft. *Geophysical Research Letters*, 2: 128-131 pp, doi: 10.1029/GL002i004p00128.
- Apel, J.R., L.A. Ostrovsky & Y. Stepanyants. 1995. Internal solitons in the ocean. Report MERCIRA0695, Milton S. Eisenhower Research Center, *Johns Hopkins APL Technical Digest*. The Johns Hopkins University, Baltimore, Maryland, US, 69 pp.
- Apel, J.R., L.A. Ostrovsky, Y. Stepanyants & J.F., Lynch. 2006. Internal solitons in the ocean. Report MERCIRA0695, Milton S. Eisenhower Research Center, *Johns Hopkins APL Technical Digest*. The Johns Hopkins University, Baltimore, Maryland, US, 69 pp.
- Apel, J.R., M. Badiey, C. Ching-Sang, S. Finette, R. Headrick, J. Kemp, J.F. Lynch, A. Newhall, M.H. Orr, B. H. Pasewark, D. Tielbuerger, A. Turgut, K. von der Heydt & S. Wolf. 1997. An overview of the 1995 SWARM shallow water internal wave acoustic scattering experiment. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 22: 465-500 pp.
- Arestegui, J., P. Tett, A.H. Guerra, G. Basterretxea, M.F. Montero, K. Wild, S.H. León, P. Sangrá, M. Cantón, J.A. García-Braun, M. Pacheco & E.D. Barton. 1997. The influence of island-generated eddies on Chlorophyll distribution: study of mesoscale variation around Gran Canaria, *Deep-Sea Research*, 44: 71-96 pp.
- Argote, M.L., A. Amador, M.F. Lavín & J.H. Hunter. 1995. Tidal dissipation and stratification in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 100: 16,103-16,118 pp.
- Badan-Dangon, A., C.E. Dorman, M.A. Merrifield & C.D. Winant. 1991. The lower atmosphere over the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 96: 16,877-16,896 pp.

- Badan-Dangon, A., D.J. Koblinsky & T. Baumgartner. 1985. Spring and summer in the Gulf of California: observations of surface thermal patterns. *Oceanologica Acta*, 8: 13-22 pp.
- Baines, P.G. 1982. On internal tide generation models. Deep Sea Research Part A. *Oceanographic Research Papers*. 29(3): 307-338 pp.
- Beal, R. C., P. S. DeLeonibus & I. Katz. 1981. Spaceborne synthetic aperture radar for oceanography. *Johns Hopkins University Press. Baltimore, Maryland*, 215 pp.
- Beal, R.C., T.W. Gerling, D.E. Irvine, F.M. Monaldo & D.G. Tilley. 2012. Spatial variations of ocean wave directional from the seasat synthetic aperture radar. *Journal of Geophysical Research; Oceans*, 91: 2433-2449 pp.
- Beier, E. 1997. A numerical investigation of the annual variability in the Gulf of California. *Journal of Physical Oceanography*, 27: 615-632 pp.
- Brandt, P., A. Rubino & W. Alpers. 1996a. Internal waves in the Strait of Messina observed by the ERS 1/2 synthetic aperture radar. In Geoscience and Remote Sensing Symposium, 1996. IGARSS'96. "Remote Sensing for a Sustainable Future", International. *IEEE Geoscience and Remote Sensing*, 3: 1487-1489 pp. doi:10.1109/IGARSS.1996.516706.
- Brandt, P., W. Alpers, & J.O. Backhaus. 1996b. Study of the generation and propagation of internal waves in the Strait of Gibraltar using a numerical model and synthetic aperture radar images of the European ERS 1 satellite. *Journal of Geophysical Research*, 101(14): 237-252 pp. doi:10.1109/IGARSS.1996.516706.
- Bray, N.A. 1988. Thermohaline circulation in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 93(C5): 4993-5020 pp. doi:10.1029/JC093iC05p04993.
- Carrillo, L., M.F. Lavín & E. Palacios-Hernández. 2002. Seasonal evolution of the geostrophic circulation in the northern Gulf of California. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 54: 157-173 pp.
- Chan, Y.K. & S.Y. Lim. 2008a. An Introduction to synthetic aperture radar (SAR). *Progress in Electromagnetics Research B*, 2: 27-60 pp.

- Chan, Y.K. & S.Y. Lim. 2008b. Synthetic aperture radar (SAR) Signal Generation. *Progress in Electromagnetics Research B*, 1: 269-290 pp.
- Chan, Y.K. & S.Y. Lim. 2009. Design and development of a low cost chirp generator for airborne synthetic aperture radar. *Progress in Electromagnetics Research B ONLINE*, 5(3): 1419-1422 pp.
- Chapman, R.D., N.N. Golenko, V.T. Paka, K. Sabinin & V.I. Vlasenko. 1997. Dynamics of Baroclinic Tides on the US Shelf. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 33: 702-714 pp.
- Chirs, O. & S. Quegan. 1998. *Understanding synthetic aperture radar images*. Artech House Remote Sensing Library, 479 pp.
- Chiuvieco, E. 2002. *Teledetección ambiental: La observación de la Tierra desde el espacio*. Ed. Ariel Ciencia. Barcelona, España, 592 pp.
- Christopher, R. J. 2004. *Synthetic aperture radar marine user's manual*. Washington, DC. Editors Christopher R. Jackson & John R. Apel, 207 pp.
- Clemente-Colon, P. & X.H. Yan. 1999. Observations of east coast upwelling conditions in synthetic aperture radar imagery, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 37: 2239-2248 pp.
- Clemente-Colon, P. & X.H. Yan. 2000. Low backscatter features in SAR imagery, *Johns Hopkins APL Technical Digest*, 21(1): 116-121 pp.
- Colosi, J.A., R.C., Beardsley, J.F., Lynch, G. Gawarkiewicz, C. Ching-Sang & A. Scotti. 2001. Observations of nonlinear internal waves on the outer New England continental shelf during the summer Shelfbreak Primer study (1978–2012). *Journal of Geophysical Research; Coastal*, 106(C5): 9587-9601 pp.
- Curlander, J.C. & R.N. McDonough. 1991. Synthetic aperture radar: systems and signal processing. *Wiley Series in Remote Sensing and Image Processing*. Vol. 5. ISBN: 978-0-471-85770-9, 672 pp.
- Duxbury, A.C., A.B. Duxbury & K.A. Sverdrup. 2000. *An introduction to the world's oceans* (pp. 528). In: McGraw-Hill 6a. Edición.
- Elachi, C. & J.R. Apel. 1976. Internal wave observations made with an airborne synthetic aperture imaging radar. *Geophysical Research Letters*, 3: 647-650. doi:10.1029/GL003i011p00647.

- Emilsson, I. & M.A. Alatorre. 1997. *Evidencias de un remolino ciclónico de mesoescala en la parte sur del Golfo de California*. Contribuciones a la oceanografía física en México. Unión Geofísica Mexicana, Monografía, 3: 113-139 pp.
- Fiedler, P.C. 2002. Seasonal climatologies and variability of eastern tropical pacific surface waters. *NOAA Technical Report NMFS 109*. U.S Department of Commerce, 1992: 65 pp.
- Filloux, J.H. 1973. Tidal patterns and energy balance in the Gulf of California. *Nature*, 243: 217-221 pp.
- Filonov, A.E. & M.F. Lavín. 2003. Internal tides in the northern Gulf of California. *Journal of Geophysical Research; Costal*, 108(C5): 3151-X pp.
- Filonov, A.E., C.O. Monzón & I.E. Tereshchenko. 1996. A technique for fast conductivity temperature-depth oceanographic surveys. *Geofísica Internacional*, 35(4): 415-420 pp.
- Font J., S. Rousseau, B. Shirasago, E. García-Górriz & R.L Haney. 2002. Mesoscale variability in the Alboran Sea: Synthetic aperture radar imaging of frontal eddies. *Journal of Geophysical Research*, 107. No. C6.3059, 10.1029/2001JC000835.
- Fu, L.L. & B. Holt. 1982. *Seasat views oceans and sea ice with synthetic aperture radar*. Jet Propulsion Laboratory Publication 81-120, Pasadena CA. 200 pp.
- Fu, L.L. & B. Holt. 1984. Internal waves in the Gulf of California: observations from a space-borne radar. *Journal of Geophysical Research*, 89: 2053-2060 pp.
- Gambini, M.J. 2006. *Modelos de segmentación basados en regiones y contornos activos aplicados a imágenes de radar de apertura sintética*. Tesis de Doctorado. Universidad de Buenos Aires Facultad de Ciencias Exactas y Naturales Departamento de Computación, Buenos Aires. 172 pp.
- Gámez-Soto, D. 2012. *Aplicación del radar de apertura sintética del ers-2 en el suroeste del Golfo de México*. Tesis de maestría. Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas, Instituto Politécnico Nacional (CICIMAR-IPN). 170 pp.
- García-Morales, R. 2008. *Análisis de la variabilidad superficial de mesoescala en el Golfo de California y su relación con la distribución y abundancia relativa de*

- misticetos (2005-2006)*. Tesis de maestría. Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas, Instituto Politécnico Nacional (CICIMAR-IPN). 137 pp.
- García-Silva, G.M. & S.G. Marinone. 2000. Caracterización dinámica y energética de la marea en el Golfo de California. *Ciencias Marinas*, 26(2): 323-353 pp. (PA: CPOFA20007-2000).
- Gaxiola-Castro, G., S. Álvarez-Borrego, S. Nájera-Martínez & A.R. Zirino. 2002. Internal waves effect on the Gulf of California phytoplankton. *Ciencias Marinas*, 28(3): 297-309 pp.
- González, F.I., R.C. Beal, W.E. Brown, P.S. Deleonibus, J.W. Sherman III, J.F.R. Gower, D.D. B. Ross, C.L. Rufenach & R.A. Shuchman. 1979. Seasat synthetic aperture radar: ocean wave detection capabilities. *Science*, 29(204): 1418-1421 pp. doi:10.1126/science.204.4400.14.18.
- Goodman, J.W. 1976. Some fundamental properties of speckle. *Journal of the Optical Society of America*, 66(12): 1145-1150 pp.
- Gove, I.H., Patil, G.P., Swindel, B.F. & Taille, C. 1994. "Ecological diversity and forest management". In G.P. Patil & C.R. Rao (Eds.), *Handbook of statistics* 12 (pp. 409-462). Amsterdam, London, New York, Tokyo: Elsevier Science B.V., North-Holland.
- Gurova, E., & A. Lehmann, A. Ivanov. 2013. Upwelling dynamics in the Baltic Sea studied by a combined SAR/infrared satellite data and circulation model analysis. *Oceanología*, 55(3): 687-707 pp.
- Harger, R.O. 1965. An optimum design of ambiguity function, antenna and signal for side-looking radars. *Military Electronics, IEEE Transactions*, 9: 264-278 pp.
- Harger, R.O. 1970. Synthetic aperture radar systems. (New York: Academic).
- Helland-Hansen, B. & F. Nansen. 1909: The Norwegian Sea. *Rep Norway Fish Mar Invest*, 2: 1-359 pp.
- Hendershott, M.C. & Speranza A. 1971. Co-oscillating in long, narrow bays; the Taylor problem revisited. *Deep-Sea Research*, 18: 959-980 pp.
- Holbrook, J.R., Apel, J.R., & Tsai, J.J. 1980. The Sulu Sea Internal Soliton Experiment, Part B: Observations of large-amplitude nonlinear waves. *EOS*, 61: 1009-X pp.

- Hsu, M.K., L.M. Mitnik & C.T. Liu. 1995. Upwelling area northeast of Taiwán on ERS-1 SAR images. *Acta Ocenographica Taiwánica*, 34(3); 27-38 pp.
- Hsu, M.K., L.M. Mitnik, V.B. Lobanov, C.T. Liu & N. Bulatov. 1997. Kuroshio front and oceanic phenomena near Taiwán and in the Southern Okhotsk Sea from ERS SAR data, Proc. 3rd ERS Symposium, Florence, Italy, 17-21 March 1997, *ESA publication* SP-414. 1259-1266 pp.
- Jackson, C.R., J.C. da Silva, G. Jeans, W. Alpers & M.J. Caruso. 2013. Nonlinear internal waves in synthetic aperture radar imagery. *Oceanography*, 26(2): 68-79 pp.
- Johannessen, J.A., R.A. Shuchman, G. Digranes, D. Lyzenga, C. Wackerman, O. M. Johannessen & P. W. Vachon. 1996. Coastal oceans fronts and eddies imaged with ERS-1 SAR. *Journal of Geophysical Research*, 101(6): 651–668 pp.
- Johannessen, J.A., R.A. Shuchman, O.M. Johannessen, K.L. Davidson & D.R. Lyzenga. 1991. Synthetic aperture radar imaging of upper ocean circulation features and wind fronts. *Journal of Geophysical Research*, 96(C6): 10411-19422 pp.
- Jones, C.T., T.D. Sikora, P.W. Vachon & J. Wolfe. 2012. Towards automated identification of sea-surface temperature front signatures in RADARSAT-2 images. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 29: 89-102 pp.
- Jordan, R.L. 1980. The Seasat: A synthetic aperture radar system. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 5:154-164 pp. doi.org/10.1109/JOE.1980.1145451.
- Kirby, D.S., E.D. Barton, E.G. Mitchelson-Jacob & A. Trasviña. 1997. Synthetic aperture radar (SAR) remote sensing of wind-driven circulation in the Gulf of Tehuantepec, Mexico, Proc. 3rd ERS Symposium, Florence, Italy, 17-21 March 1997, *ESA publication* SP-414: 1273-1277 pp.
- Klauder, J.R., S. Price-Darlington & W.J. Albersheim. 1960. The theory and design of chirp radars. *Bell System Technical Journal*, 39: 745-808 pp.
- Klemas, V. 2012. Remote sensing of ocean internal waves: An overview. *Journal of Coastal Research*, 28(3): 540-546 pp.

- Korteweg, D.J. & G. de Vries. 1895. On the change of form of long waves advancing in a rectangular canal, and on a new type of long stationary wave. *Philosophical Magazine*, 39(5): 422-443 pp.
- Lavín, M.F. & S.G. Marinone. 2003. An overview of the physical oceanography of the Gulf of California (pp. 173-204). In: Velasco Fuentes, O. U., J. Sheinbaum y J. Ochoa (Eds.,). *Nonlinear Process in Geophysical Fluid Dynamics*. Kluwer Academic Publishers, Netherlands, 1a. ed., doi: 10.1007/978-94-010-0074-1.
- Lavín, M.F., E. Beier & A. Badan. 1997. *Estructura hidrográfica y circulación del Golfo de California: Escalas estacional e interanual* (pp.141-171). En: Lavín, M.F., (Ed) *Contribuciones a la Oceanografía Física en México*. Unión Geofísica Mexicana, Monografía No. 3.
- Lessios, H.A. 1996. *Methods for quantifying abundance of marine organisms*. In: MA Lang CB, editor; *The Diving for Science...1996*, "Methods and Techniques of Underwater Research", Proceedings of the American Academy of Underwater Sciences Sixteenth Annual Scientific Diving Symposium, Smithsonian Institution, Washington, DC. 9.
- Li, X., P. Clemente-Colón & K.S. Friendam. 2000. Estimating oceanic mixed-layer depth from internal wave evolution observed from radasat-1 SAR. *Johns Hopkins Applications Technical Digest*, 21(1): 130-135 pp.
- Lira-Torres, I. & Briones-Salas, M. 2012. Relative abundance, and activity patterns of mammals at Chimalapa's forest, Oaxaca, Mexico. *Acta Zoológica Mexicana (n. s.)*, 28(3): 566-585 pp.
- Liu, A. K., C.Y. Peng & J.D. Schumacher. 1994. Wave-current interaction study in the Gulf of Alaska for detection of eddies by synthetic aperture radar. *Journal of Geophysical Research*, 99(10): 75-85 pp.
- Liu, A.K., J. R. Holbrook & J.R. Apel. 1985. Nonlinear internal wave evolution in the Sulu Sea. *Journal of Physical Oceanography*, 15: 1613-1624 pp.
- Liu, K.K, G.C. Gong, S. Lin, C.Z. Shyu, S.C. Pai, C.L. Wie & S.Y. Chao. 1992. Response of Kuroshio upwelling to the onset of northeast monsoon in the sea north of Taiwán: observations and numerical simulation. *Journal of Geophysical Research*, 97(12): 511-526 pp.

- Lluch-Cota, S.E. 2004. Gulf of California, 1-7 p. In: Marine ecosystems of the North Pacific. *PICES Special Publications*, 1(12): 80-X pp.
- López, A., E. Nezry, R. Touzi, & H. Laur. 1993. "Structure Detection and Statistical Adaptive Speckle Filtering in SAR Images", *International Journal of Remote Sensing*, 14, No. 9: 1735-1758 pp.
- López, J.M. 2005. *Variabilidad anual e interanual de la clorofila- (SeaWiFS) y el viento superficial (QuikSCAT) en el Alto Golfo de California: su circulación y asociación*. Tesis de Maestría. Universidad Autónoma de Baja California. Ensenada B.C. 120 pp.
- López, M., J. Candela & M.L. Argote. 2006. "Why does the Ballenas Channel have the coldest SST in the Gulf of California?" *Geophysical Research Letters*, 33. L11603. doi:10.1029/2006GL025908.
- Ludwig, J.A. & J.F. Reynolds. 1988. *Statistical Ecology: A Primer in Methods and Computing*. Wiley-Interscience, New York. 337 pp.
- Lyzenga, D. & C. Wackerman. 1997. Detection and classification of ocean eddies using ERS-1 and aircraft SAR images. Proc. 3rd ERS Symposium, Florence, Italy, 17-21 March 1997, *ESA publication SP-414*: 1267-1271 pp.
- Lyzenga, D.R. & G.O. Marmorino. 1998. Measurement of surface currents using sequential synthetic aperture radar images of slick patterns near the edge of the Gulf Stream. *Journal of Geophysical Research*, 103(18): 769-777 pp.
- Maluf, L.Y. 1983. *The physical oceanography* (pp. 26-45). En. Case, T.J. y M.L. Cody (Eds.,) *Island Biogeography in the Sea of Cortez*. University of California Press, Berkeley.
- Marinone, S.G. & P. Ripa. 1988. Geostrophic flow in the Guaymas Basin, central Gulf of California. *Continental Shelf Research*, 8(2): 159-166 pp.
- Marinone, S.G. 2003. A three-dimensional model of the mean and seasonal circulation of the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 18: 21-27 pp.
- Marinone, S.G. 2007. A note on "Why does the Ballenas Channel have the coldest SST in the Gulf of California". *Geophysical Research Letters*, 34. L02607, <http://dx.doi.org/10.1029/2006GL028589>.

- Martínez-Díaz de León, A. & I.S. Robinson. 1997. Fronts and eddy features in coincident ERS-2 SAR and AVHRR-IR images for a case of offshore wind forcing. *Proc. 3rd ERS Symposium*, Florence, Italy, 17-21 March 1997, *ESA publication SP-414*: 1427-1431 pp.
- Martínez-Díaz de León, A. 2001. Patrones de Circulación en la Capa Superior del Océano en la Parte Norte del Golfo de California, expresados en imágenes del Radar de Apertura Sintética del ERS-2. *Ciencias Marinas*, 27(2): 209-221.
- Martínez-Díaz de León, A., I.S. Robinson & D. Ballesteros. 1999. Wind driven ocean circulation features in the Gulf of Tehuantepec, Mexico, revealed by combined SAR and SST satellite sensor data. *International Journal of Remote Sensing*, 20(16): 61-68 pp.
- Martínez-Flores, G. 2011. *Estimación de campos de velocidad superficial en el Golfo de California utilizando imágenes de sensores remotos*. Tesis de Doctorado. Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas, Instituto Politécnico Nacional (CICIMAR-IPN), 173 pp.
- Marzialetti, P.A. 2011. *Monitoreo de derrames de hidrocarburos en cuerpos de agua mediante técnicas de censado remoto*. Tesis de Maestría. Universidad Nacional de Córdoba, 150 pp.
- McCandless, S.W. & R.C. Jackson. 2004. *Synthetic aperture radar marine user's manual*. Washington, DC. Editors Christopher R. Jackson & John R. Apel, 207 pp.
- McCandless, S.W. 1989. *SAR in space the theory, design, engineering and application of a space-based SAR system* (pp. 121-166). In: *Space Based Radar Handbook*, L. Cantafio, Ed., and Artech House.
- Mercier, M.J., Mathur, M., Gostiaux, L., Gerkema, T., Magalhães, J.M., Da Silva, J. C., & Dauxois, T. 2012. Soliton generation by internal tidal beams impinging on a pycnocline: laboratory experiments. *Journal of Fluid Mechanics*, 704: 37-60 pp.
- Monaldo, F., D. Thompson, R. Beal, W. Pichel, & P. Clemente-Colon. 2002. Comparison of SAR-derived wind speed with model predictions and ocean

- buoy measurements, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39(12): 2587-2600 pp.
- Morrow, R., F. Fang, M. Fieux & R. Molcard. 2003. Anatomy of three warm-core Leeuwin current eddies. *Deep-Sea Research*, 2(50): 2229-2243 pp.
- Munk, W., L. Armi, K. Fisher & F. Zachariasen. 2000. Spirals on the sea. *Proceedings of the Royal Society A*. 456: 1217-1280 pp.
- Nilsson, C. S. & G. R. Cresswell. 1982. The formation and evolution of East Australian Current warm-core eddies (pp. 133-183). In: *Progress in Oceanography*, 9(M.V. Angel and J. O'Brien, editors). Pergamon Press, Oxford, Frankfurt.
- Nilsson, C.S. & P.C. Tildesley. 1995. Imaging of oceanic fronts by ERS 1 synthetic aperture radar. *Journal of Geophysical Research*, 100(C1): 953-967 pp.
- Paden, C.A., M.R. Abbott & C.D. Winant. 1991. Tidal and atmospheric forcing of the upper ocean in the Gulf of California. Sea surface temperature variability. *Journal of Geophysical Research*, 96(C10): 18337-18359 pp.
- Panozzo-Zénere, Mirko. 2012. *Focalización de imágenes SAR utilizando el algoritmo Omega-K. Simulación y validación*. Tesis Maestría Universidad Nacional de Córdoba. 63 pp.
- Pegau, W. S., E. Boss & A. Martínez. 2002. Ocean color observations of eddies during the summer in the Gulf of California. *Geophysical Research Letters*, 29(9). doi: - 10.1029/2001GL014076.
- Pielou, E.C., 1997. Biodiversity versus old-style diversity measuring biodiversity for conservation (5-17 pp). In: *Measuring and monitoring biodiversity in tropical and temperate forests*. Proceedings of a IUFRO Symposium held at Chiang Mai, Thailand August 27th- September 2nd, 1994.
- Prinsenbergh, S.J. & M. Rattray. 1975. Effects of continental slope and variable Brunt-Väisälä frequency on the coastal generation of internal tides. In *Deep Sea Research and Oceanography, Abstracts*, 22 (No. 4): 251-263 pp. Elsevier.
- Raney, R.K. 1998. *Radar Fundamentals: Technical Perspective*. Principles and Applications of Samuel W. McCandless, Jr. y Christopher R. Jackson. 2004.

- Synthetic Aperture Radar Marine User's Manual*. Washington, DC. Editors Christopher R. Jackson & John R. Apel, 207 pp.
- Rattray, M.Jr. 1960. On the coastal generation of internal tides. *Tellus*, 12: 54-62 pp.
- Ripa, P. & G. Velázquez. 1993. Modelo unidimensional de la marea en el Golfo de California. *Geofísica Internacional*, 32: 41-56 pp.
- Ripa, P. 1997. Towards a physical explanation of the seasonal dynamics and thermodynamics of the Gulf of California. *Journal of Physical Oceanography*, 27: 597-614 pp.
- Romeiser, R., H. Breit, M. Eineder, H. Runge, P. Flament, K. de Jong, J. Vogelzang. 2005. Current measurements by SAR along-track interferometry from a space shuttle. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 43: 2315-2324 pp.
- Russell, J.S. 1838. Report to committee on waves. Report of the 7th Meeting of the British Association for the Advancement of Science, Liverpool, United Kingdom, *British Association for the Advancement of Science*, 4: 17-96 pp.
- Russell, J.S. 1844. Report on waves. Report of the 14th Meeting of the British Association for the Advancement of Science, York, United Kingdom, *British Association for the Advancement of Science*, 3: 11-390 pp.
- Santamaría-del-Ángel, E., S. Álvarez-Borrego & F.E. Müller-Karger. 1994. Gulf of California biogeographic regions based on coastal zone color scanner imagery. *Journal of Geophysical Research*, 99(C47): 411-421 pp.
- Scully-Power, P. 1986. Navy Oceanographer shuttle observations: STS 41-G Mission Report. Naval Underwater Systems Center. *Technical Report no 41*: 1-145 pp.
- Shand, J.A. 1953. Internal waves on Georgia Strait. *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 34(6): 849-856 pp.
- Shepard, F.P. 1950. EW Scripps cruise to the Gulf of California. Part III: Submarine topography of the Gulf of California. *The Geological Society of America Member*, 43: 1-32 pp.

- Shillington, F. A. 1998. *The Benguella upwelling system off Southwestern Africa*. In: *The Sea*, 11, edited by A.R. Robinson and K.H. Brink, John Wiley & Sons, Inc., Chapter 20: 583-604 pp.
- Shirasago-Germán, B. 1996. *Aplicación del Radar de Apertura Sintética (SAR) del satélite ERS-1 al estudio de la dinámica superficial de mesoescala en el Mediterráneo Occidental*. Tesis de doctorado. Universidad Barcelona. 252 pp.
- Skolnik, M.I. 1980. "Introduction to Radar Systems" (pp. 571). In: McGraw-Hill International Editions, 2on Edition.
- Skolnik, M.I. 2008. "Radar Handbook" (pp. 1,328). In: McGraw-Hill Professional, 3er Edition.
- Smith, R.L. 1968. Upwelling. *Oceanography and Marine Biology, Annual Reviews*, 6: 11-46 pp.
- Soto-Mardones, L., S.G. Marinone & A. Parés-Sierra. 1999. Variabilidad espaciotemporal de la temperatura superficial del mar en el Golfo de California. *Ciencias Marinas*, 25(1): 1-30 pp.
- Steinberg, B.D. 1976. *Principles of aperture and array system design*. John Wiley and Sons, New York. Cap., 1.
- Swaters, G.E. & L.A. Mysak. 1985. Topographically-induced baroclinic eddies near a coastline, with application to the Northeast Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, 15(14): 70-85 pp.
- Trasviña, A., E.D. Barton, J. Brown, H.S. Velez, P.M. Kosro & R.L. Smith. 1995. Offshore wind forcing in the Gulf of Tehuantepec, Mexico: The asymmetric circulation. *Journal of Geophysical Research*, 117(100): 20649-20663 pp.
- Vaillancourt, R.D., J. Marra, M.P. Seki, M.L. Parsons & R.R. Bidigare. 2003. Impact of a cyclonic eddy on phytoplankton community structure and photosynthetic competency in the subtropical North Pacific Ocean. *Deep-Sea Research I*, 50: 829-847 pp.
- Van Aken, H.M., A.K. Van Veldhoven, W.C. de Ruijter, P.J. Van Leeuwen, S.S. Drijfhout, C.P. Whittle & M. Rouault. 2003. Observations of a young Agulhas

- ring, Astrid, during MARE in March 2000. *Deep-Sea Research II*, 50: 1167-1195 pp.
- Way, J., & E.A. Smith. 1991. The evolution of synthetic aperture radar systems and their progression to the EOS SAR. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 29: 962-985 pp.
- Weigand, J.G., H.G. Farmer, S.J. Prinsenbergh & M.Jr. Rattray. 1969. Effects of friction and surface tide angle of incidence on the coastal generation of internal tides. *Journal of Marine Research*, 27 (1969): 241-259 pp.
- Young, G.S., T.D. Sikora & N.S. Winstead. 2005. Use of synthetic aperture radar in fine-scale surface analysis of synoptic-scale fronts at sea. *AMS Journals Online - Weather and Forecasting*, 20: 311-327 pp.
- Zamudio, L., P. Hogan & E.J. Metzger. 2008. Summer generation of the Southern Gulf of California eddy train. *Journal of Geophysical Research*, 113, C06020. doi:10.1029/2007JC004467.
- Zebker, H.A., & J.J. Van-Zyl. 1991. Imaging radar polarimetry: A review. *Proc. Institute of Electrical and Electronics Engineers (IEEE)*, 79(1): 583-606 pp.
- Zeilon, N. 1912. On tidal boundary-waves and related hydrodynamic problems. *Handi Kongliga Svenska Vetenskaps-Akademien*, 47(4): 1-46 pp.
- <http://fermi.jhuapl.edu/sar/compendium>. RADARSAT-1 image ©CSA 1996. 20/05/2014.
- http://earth.esa.int/applications/data_util/SARDOCS/spaceborne/Radar_Courses/Radar_Course_III/slant_range_ground_range.htm 20/05/2014.
- <http://www.fao.org/docrep/003/t0446s/T0446S04.htm> 20/06/2014
- <https://www.oas.org/dsd/publications/Unit/oea65s/begin.htm#Contents> 20/05/2014
- http://www.gep.uchile.cl/Biblioteca/Radar/gsarcd_s.pdf 20/05/2014
- http://www.ccrs.nrcan.gc.ca/ccrs/rd/programs/globsar/gsar2_e.html 20/06/2014