

# PRINCIPIOS FÍSICOS DE FUNCIONAMIENTO Y APLICACIONES DEL RADAR DE APERTURA SINTÉTICA EN OCEANOGRAFÍA

M. CANTON, A. HERNANDEZ Y A. TEJERA.

Dpto. de Física. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Las Palmas.

## RESUMEN

En este trabajo estudiamos en primer lugar los procesos físicos de reflexión especular y dispersión resonante de Bragg que tienen lugar en la interacción de una onda radar con la superficie del mar; así como los mecanismos que permiten explicar la visualización de trenes de oleaje en las imágenes SAR: modulación hidrodinámica, modulación electromagnética y efectos del movimiento. Se estudian a continuación los fenómenos oceanográficos detectables en imágenes SAR, como ondas superficiales e internas, accidentes batimétricos y viento superficial, entre otros.

## ABSTRACT

*In this paper we study first the physical processes involved in the interaction between the radar wave and the sea surface, mainly the specular reflection and the resonant Bragg scattering and the processes that explain why SAR is able to detect wave trains: hydrodynamic modulation, electromagnetic modulation and velocity bunching. Some of the most important oceanographic phenomena observed in SAR images are also studied: surface and internal waves, bathymetric features and surface wind fields.*

## 1. INTRODUCCIÓN

El mayor obstáculo a la hora de obtener imágenes de la superficie del océano en el infrarrojo y en el visible es el de la cobertura nubosa. Para el oceanógrafo, que estudia fenómenos con una variabilidad temporal muy alta y que necesita disponer de imágenes sucesivas de áreas determinadas, la respuesta ha consistido en la utilización de sensores que operan en la banda de las microondas, ya que estos pueden penetrar las nubes e incluso la lluvia.

Aunque los radiómetros pasivos de microondas son sensibles al efecto que produce la rugosidad superficial sobre la emisividad del océano, lo que permite la determinación de la intensidad del viento mediante sensores multifrecuencia, son los **sensores activos de microondas** los que permiten la obtención de la información más valiosa desde un punto de vista oceanográfico.

Los pulsos enviados por un radar situado en un satélite son dispersados en múltiples direcciones por la superficie del mar. Una pequeña parte de la energía dispersada conteniendo información acerca de los fenómenos superficiales es eventualmente recibida por el radar. Bajo ciertas condiciones será posible obtener las características de la superficie del mar (**Sm**) a partir del campo dispersado.

## 2. REFLEXIÓN ESPECULAR Y DISPERSIÓN EN LA SUPERFICIE

La magnitud medida por los sensores radar es el denominado **coeficiente de dispersión**  $\sigma$ , que es proporcional al cociente entre la intensidad de energía reflejada hacia la

fuente y la energía incidente.  $\sigma$  depende del ángulo de incidencia de la radiación medido desde la vertical, de la frecuencia, polarización y de las propiedades eléctricas y físicas de la **Sm**.

Los mecanismos de reflexión que intervienen en la dispersión superficial incluyen la reflexión especular y la dispersión difusa, o una combinación de ambos, dependiendo de la rugosidad de la superficie y de los parámetros del radar. La reflexión superficial es fuertemente dependiente del ángulo de visión. Para observación desde la vertical, la reflexión especular es el principal mecanismo por el que la radiación vuelve hacia el sensor. Si el mar está en calma la radiación será reflejada hacia el sensor, pero conforme aumenta la rugosidad la radiación será dispersada lejos de la vertical y del campo de visión del sensor. Por el contrario, cuando el sensor observa oblicuamente la **Sm** solo se recibe señal debido al proceso de dispersión, la cual depende de la rugosidad de la superficie. La Figura 1 muestra diferentes grados de rugosidad superficial, dando lugar a: a) una reflexión especular pura, b) reflexión especular junto con alguna dispersión y c) dispersión solamente. El criterio para considerar suave o rugosa a la **Sm** es función de la longitud de onda del radar  $\lambda_R$  y del ángulo de observación  $\theta$ . Una superficie puede considerarse suave cuando la altura de las irregularidades superficiales  $h_r$  es:

$$h_r \ll \lambda_R \cos \theta / 4\pi$$

Una superficie será rugosa cuando:

$$h_r \gg \lambda_R \cos \theta / 4\pi \quad (1)$$

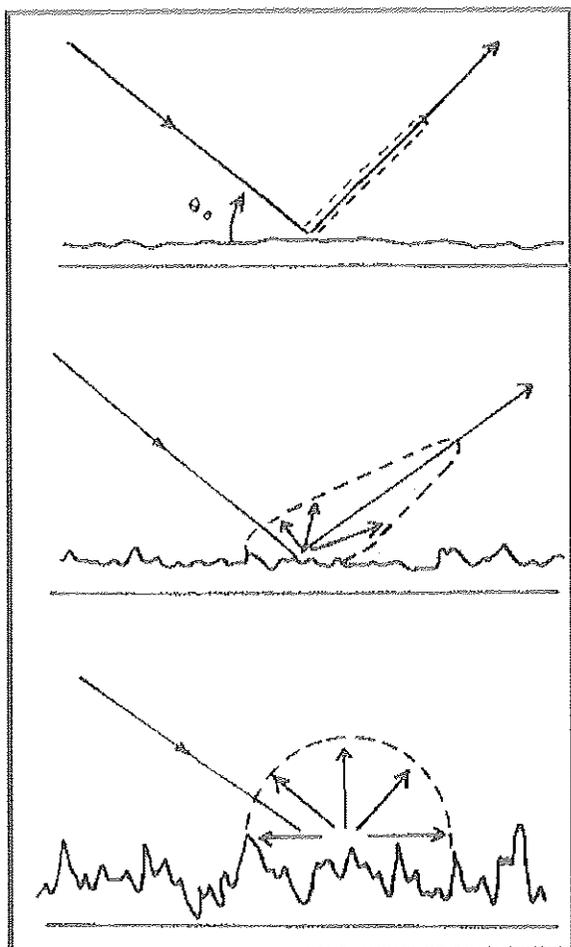


Figura 1.- Reflexión y dispersión de la señal radar en la superficie del mar.

### 3. DISPERSIÓN RESONANTE DE BRAGG

Cuando una superficie es suave y se ilumina oblicuamente con un pulso de radar, prácticamente no existirá señal de retorno y  $\sigma$  será muy pequeño. Si la superficie es rugosa y contiene estructuras periódicas de longitud de onda comparable a la de la señal de radar, entonces la superficie se comporta como una red de difracción. Puesto que la señal dispersada por las estructuras periódicas se suma coherentemente lejos de la **Sm**, se produce una **dispersión resonante o de Bragg**. La señal dispersada es máxima cuando se verifica la siguiente relación (Figura 2):

$$L = \frac{n \lambda_R}{2 \sin \theta} \quad (2)$$

Si las crestas de los trenes de oleaje (estructuras periódicas) forman un ángulo  $\phi$  con la dirección de observación,

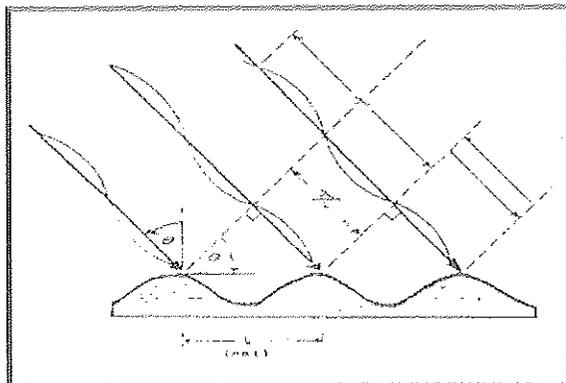


Figura 2.- Dispersión resonante de Bragg.

el criterio es:

$$L = \frac{n \lambda_R \sin \phi}{2 \sin \theta}$$

Puesto que la **Sm** puede considerarse formada por una superposición de ondas planas, y como la dispersión de ondas radar es un proceso lineal, cada componente del tren de ondas superficial puede actuar independientemente del resto como una red de difracción,  $\sigma$  será por tanto una medida aproximada de la amplitud de la onda que verifiquen la relación (2), por lo que la elección de la longitud de onda del radar será determinante tanto para la observación de ondas oceánicas de una longitud de onda dada como para la determinación de la rugosidad que puede ser detectada.

Para las frecuencias de las microondas que se usan en la teledetección de los océanos, la profundidad a la que la energía de la radiación se reduce a  $1/e$  de su valor en superficie varía entre 0,1 mm y 10 cm, valores mucho menores que los correspondientes a los suelos secos. Debido a esta pequeña penetración es usual suponer que la dispersión tiene lugar completamente en la superficie.

La dispersión de ondas radar puede calcularse suponiendo que la **Sm** consta de ondas cortas capilares que cabalgan sobre ondas largas. Cuando el viento supera unos pocos m/s, suficiente para producir ondas cortas de alta frecuencia, son las ondas capilares las que producen la dispersión resonante. A su vez, las ondas largas modulan a las pequeñas, lo que permite obtener información acerca de las primeras. Además, la señal dispersada es desplazada en frecuencia (efecto Doppler) una cantidad idéntica a la de la frecuencia de la onda oceánica que produce la dispersión.

### 4. APLICACIONES OCEANOGRÁFICAS DEL RADAR DE ABERTURA SINTÉTICA

Los radares de apertura sintética (**SAR**) miden la reflectividad de la **Sm** en el rango de las microondas, en franjas que oscilan entre los 50 y los 100 Km de ancho, con una resolución de 5 a 40 m. Una imagen radar de la **Sm** puede consi-

derarse como una representación del campo de ondas cortas gravitacionales con longitudes de onda comprendidas entre 1 y 30 cm en las que se ha producido la dispersión de Bragg. Las ondas superficiales e internas, los vertidos de petróleo, el tráfico marítimo, el hielo, las corrientes oceánicas, los frentes y los giros y estructuras batimétricas no muy profundas pueden ser estudiadas por el SAR, ya sea directa o indirectamente, debido a su interacción con las pequeñas ondas superficiales generadas por el viento.

El SAR transmite pulsos muy cortos para obtener una gran resolución en alcance (dirección perpendicular a la trayectoria del satélite) y usa el desplazamiento Doppler de la señal dispersada para obtener una gran resolución en azimut. Los radares usados en Oceanografía operan fundamentalmente en las bandas X, C y L, aunque el mayor conocimiento alcanzado hasta el momento procede de la banda L (Seasat, SIR-A y SIR-B). El ERS-1 opera ya en banda C y el SIR-C y el Radarsat lo harán en dicha banda en un futuro próximo.

#### 4.1. Influencia del movimiento de los blancos.

En una primera aproximación se supone que los blancos son estacionarios y que el desplazamiento Doppler de la señal recibida se debe enteramente al movimiento del radar, pero la **Sm** está siempre en movimiento, por lo que la interpretación de las imágenes SAR oceánicas requiere del conocimiento de la influencia de este movimiento en las imágenes.

En las imágenes procesadas ópticamente, el principal efecto del movimiento de los blancos consiste en un desplazamiento del blanco en la imagen desde su verdadera posición hasta otra nueva posición. Este desplazamiento es función de la velocidad del blanco. Los blancos que se mueven hacia el radar son desplazados en la dirección hacia la que se mueve el radar y los que se alejan del radar son desplazados en sentido opuesto al anterior.

#### 4.2. Imágenes SAR de las ondas oceánicas.

Las imágenes SAR muestran frecuentemente formas que se parecen a campos de oleaje, por lo que es de suponer que la transformada de Fourier de dichas imágenes puede proporcionar el espectro de las ondas largas oceánicas. Por esta razón se han estudiado las imágenes, para ver bajo qué condiciones se pueden visualizar las ondas y con qué precisión se puede calcular el espectro.

Sin embargo, puesto que el SAR no mide directamente la altura de las olas, sino que mide las variaciones en la reflectividad de la superficie, no existen aún unanimidad entre los científicos acerca de cuáles son los mecanismos que permiten la visualización de las ondas ni sobre qué dirección y longitudes de onda son las que aparecen en las imágenes SAR. En cualquier caso, las imágenes SAR de ondas oceánicas son muy valiosas ya que el espectro direccional de oleaje es difícil de medir con otro tipo de técnicas.

La variabilidad de  $\sigma$  se atribuye a tres mecanismos distintos:

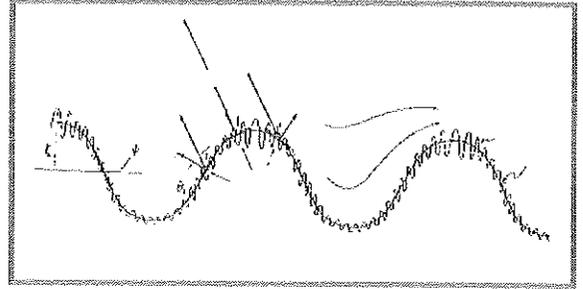


Figura 3.- Procesos que intervienen en la observación de olas en las imágenes SAR.

##### a) Modulación Hidrodinámica.

La **Sm** no está formada por ondas cortas de amplitud constante superpuestas a las ondas largas. En realidad, la amplitud de las ondas cortas está modulada por la fase de las largas. Esto se debe por un lado a la creación de zonas de convergencia y divergencia debido a la velocidad orbital de las ondas largas, y por otro, al cambio en el flujo del viento en superficie producido por las ondas largas (Figura 3). En las crestas aumenta la amplitud de las ondas cortas y por tanto el valor de  $\sigma$ , mientras que en los valles de amplitud de las ondas cortas y  $\sigma$  disminuyen. Esta teoría no es aplicable cuando las amplitudes de las ondas largas son grandes ni cuando las ondas largas se propagan en azimut.

##### b) Modulación electromagnética.

Las ondas largas presentan a las cortas al radar a diferentes ángulos de incidencia, dependiendo del valor de la pendiente de las ondas largas (Figura 3). La modulación electromagnética o por inclinación es independiente de la modulación hidrodinámica y seguirá siendo importante aún en el caso de que la energía de las ondas capilares estuviese uniformemente distribuida sobre las ondas largas. La dispersión producida por la modulación electromagnética es muy grande en las pendientes de las ondas largas que miran hacia el radar y pequeña en las pendientes que miran lejos del radar. Una imagen SAR de un tren de oleaje que se propaga en alcance modulada por la inclinación solamente, mostrará una serie de franjas claras y oscuras, mientras que no existirá modulación electromagnética para los trenes que se propagan en azimut.

##### c) Efectos del movimiento.

El movimiento de la **Sm** distorsiona la formación de una imagen SAR. Previamente hemos discutido el efecto del movimiento de los blancos en la dirección de alcance: el blanco es desplazado en la dirección de azimut. Este efecto da lugar a un desplazamiento en la imagen en la dirección positiva de azimut, de las crestas ascendentes de las olas y a un desplazamiento en la dirección opuesta de los senos descendentes. Cuando los trenes de oleaje se propagan en azimut (crestas)

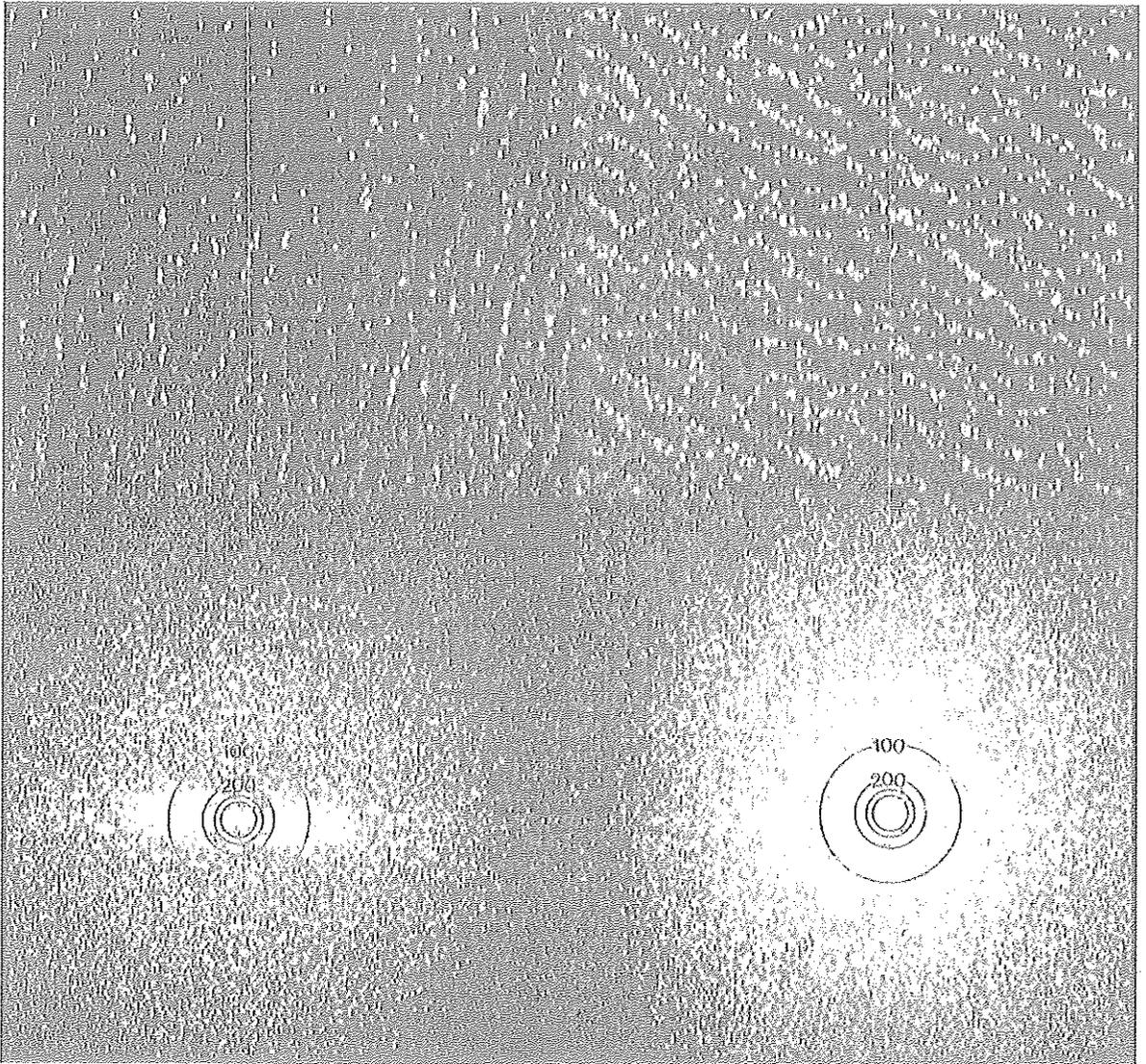


Imagen 1.- Imágenes SAR de trenes de oleaje y sus transformadas de Fourier. Véase Anexo de color.

paralelas al alcance), en la imagen SAR aparecerán las crestas oscuras y los senos claros. Esto es válido cuando la amplitud de las ondas largas no es muy grande, ya que en caso contrario la imagen aparece borrosa. Esta teoría tampoco es aplicable para trenes de oleaje que se propagan en alcance. La capacidad del SAR del satélite Seasat para obtener imágenes de trenes de oleaje fue estudiada comparando las imágenes con medidas de oleaje realizadas con boyas situadas en las zonas observadas por el SAR. Las primeras observaciones fueron realizadas durante el "Gulf of Alaska Experiment (GOASEX)" y durante el "Joint Air-Sea Interaction Experiment (JASIN)". En estos y otros experimentos compara-

dos se comprobó que en las imágenes SAR no siempre aparecían trenes de oleaje, aunque estos estuviesen presentes en la **Sm**. Las condiciones necesarias para que las olas sean visualizables en las imágenes SAR son:

a) Para que haya ondas cortas que dispersen la señal de radar se necesita un mínimo de viento en la **Sm**.

$$U_{10} > 2-3 \text{ m/s}$$

b) Criterio de Nyquist: la longitud de onda de las olas largas  $L$  debe ser al menos el doble de la resolución efectiva del SAR.

c) La altura significativa ( $H_{1/3}$ ) de las ondas largas debe superar un cierto valor, que aproximadamente es:

$$H_{1/3} > 1,4 \text{ m}$$

Las características físicas de un tren de oleaje se pueden representar de forma compacta mediante el **espectro direccional de oleaje**. Este espectro muestra la dirección y longitud de onda del tren o trenes de ondas presentes en la imagen SAR y cuando se calibra adecuadamente puede proporcionar una estimación de la altura y energía de las olas.

Los métodos convencionales para la determinación del espectro de energía están basados en los datos puntuales proporcionados por boyas direccionales y no direccionales. Mediante el SAR este espectro se obtiene fácilmente calculando la transformada de Fourier de la imagen. La Imagen 1 muestra a su vez dos imágenes SAR correspondientes a dos pasajes sucesivos, ascendentes y descendentes, sobre el área del JASIN junto con sus transformadas de Fourier. Mientras que en la Imagen 1a) se aprecian claramente la dirección de propagación y longitud de onda dominantes, no ocurre lo mismo en el espectro de la Imagen 1b). Esto es debido a que la primera imagen SAR corresponde a un tren de oleaje propagándose en alcance, mientras que el segundo lo hace en azimut.

Los espectros de las imágenes SAR tienen una ambigüedad de  $180^\circ$  en dirección, que puede eliminarse suponiendo que las olas se mueven en la dirección del viento, en la dirección de la tormenta o hacia la costa. En aquellas imágenes donde no aparecen trenes de oleaje no es posible saber si es porque no existían tales trenes, porque la amplitud de las olas era muy grande o muy pequeña, porque no tenían una dirección adecuada, porque no existía viento para generar las ondas capilares o porque la longitud de onda dominante era muy pequeña.

La obtención de espectros a partir de imágenes SAR es de interés tanto científico como práctico. Dichos espectros pueden usarse para la verificación y actualización de los modelos de predicción de oleaje, para la realización de estudios de erosión costera, para el transporte marítimo, pesquerías y actividades navales de diferente índole.

#### 4.3. Ondas internas.

Después del oleaje superficial, el fenómeno oceanográfico más observado en las imágenes SAR han sido las ondas internas. Puede parecer sorprendente que un sensor que observa la **Sm** sea capaz de detectar procesos dinámicos que tienen su origen en los gradientes verticales de densidad que se producen en el océano, particularmente en la interface entre dos capas de diferente densidad (piconclina). Las ondas internas son generadas por la interacción de las corrientes de marea con los accidentes batimétricos del fondo como bancos de arena o montañas submarinas. La amplitud de estas ondas oscila entre 10 y 100 m. Al contrario de lo que ocurre con las ondas superficiales, las ondas internas no producen elevaciones discernibles en la **Sm**. Su detección es

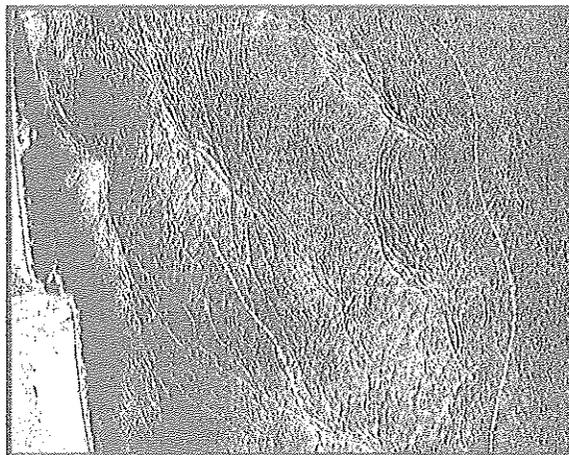


Imagen 2.- Ondas internas cercanas a la costa de Portugal.

posible debido únicamente a las variaciones de la rugosidad superficial generada por la convergencia y divergencia en el flujo superficial a que dan lugar (Imagen 2).

#### 4.4. Otros fenómenos oceanográficos observados con el SAR.

1) Además de las ondas el SAR puede medir también las variaciones del **viento superficial** sobre distancias comprendidas entre 0,1 y 100 km. En estos casos el SAR opera como un dispersómetro de alta resolución. Los cambios rápidos y las variaciones espaciales del viento superficial y otros fenómenos atmosféricos como la lluvia y las tormentas, tienen un gran impacto en la dispersión del radar. El tiempo de respuesta de las ondas capilares a los cambios en el campo de viento es muy corto, usualmente del orden de las décimas de segundo para vientos moderados mayores de 2 m/s. Por lo tanto, es posible establecer una buena correlación entre el brillo de la imagen y la velocidad del viento superficial.

2) En varias ocasiones se han podido observar **giros** en imágenes SAR en zonas donde las corrientes son intensas y existen bordes costeros.

3) Los **flujos de marea** costeros suelen mostrar la dispersión de las aguas costeras en las aguas oceánicas.

4) Aunque las ondas de radar no pueden penetrar la **Sm**, ciertas **características batimétricas** de la topografía del fondo se reflejan de forma indirecta en las imágenes SAR. Esto es debido a que los cambios en el flujo de las corrientes de marea producidos por los accidentes batimétricos, modulan la rugosidad superficial y por tanto la reflectividad del radar en la superficie, justo encima del accidente en cuestión.

5) Los **barcos** y sus **estelas** son visibles a veces en las imágenes SAR, pero no siempre. Cuando el viento es intenso los barcos que se mueven lentamente no se suelen ver, a no ser que se trate de grandes barcos con grandes estelas. El desplazamiento Doppler producido por el movimiento del barco da lugar a un desplazamiento del barco en la imagen

respecto de su posición real, desplazamiento que permite estimar su velocidad.

6) Por último, es posible distinguir entre diferentes tipos

de **hielo** en las imágenes SAR, debido a la diferente rugosidad superficial según sea la edad del mismo.

## 5. BIBLIOGRAFÍA

- ✓ ALLAN, T.D. (ed.) (1983): *Satellite Microwave Remote Sensing*. John Wiley.
- ✓ BEAL, R.C.; DELEONIBUS, P.S.; KATZ, I. (1981): *Spaceborne Synthetic Aperture Radars for Oceanography*. John Hopkins University Press.
- ✓ CANTÓN, M.; HERNÁNDEZ-GUERRA, A. (1991): La Teledetección de los océanos desde el espacio: principios físicos y aplicaciones. *Revista Española de Física*. 5, 3: 8-14.
- ✓ COLWELL, R.N. (1984): *Manual of Remote Sensing*. 2<sup>nd</sup> ed. American Society of Photogrammetry.
- ✓ CRACKNELL, A.P. (1981): *Remote Sensing in Meteorology, Oceanography and Hydrology*. John Wiley.
- ✓ GOWER, J.F.R. (1980): *Oceanography from Space*. Plenum Press.
- ✓ HIBBS, A.R.; WILSON, W.S. (1983): Satellites maps the oceans. *IEEE Spectrum*. October, 46-53.
- ✓ MAUL, G.A. (1985): *Introduction to Satellite Oceanography*. Martinus Nijhoff Publishers.
- ✓ ROBINSON, I.S. (1985): *Satellite Oceanography*. John Wiley.
- ✓ STEWART, R.H. (1985): *Methods of Satellite Oceanography*. University of California Press.
- ✓ WERLE, D. (1988): *Radar Remote Sensing. A Training Manual* Dendron Resource Surveys Ltd, Ottawa, Canada.
- ✓ WOODING, M.G. (1988): *Imaging Radar Applications in Europe*. ESA Publications Division, The Netherlands.