

Nuevas técnicas de teledetección espacial hacen posible conocer los fenómenos que gobiernan el clima del planeta y su medio ambiente

LA TELEDETECCION DE LOS OCEANOS DESDE EL ESPACIO: PRINCIPIOS FISICOS Y APLICACIONES

M. Cantón Garbín y A. Hernández Guerra

ABSTRACT

The launch during the last two decades of several satellites with sensors designed specifically for the oceans observation supposed a revolution in Oceanography. In this paper we study the active and passive sensors with oceanographic capabilities like the infrared and microwave radiometers for the measurement of sea surface temperature, the visible scanner that produces phytoplankton maps, the scatterometer to obtain the surface wind field, the altimeter gives us information about sea surface topography and significant wave height and finally, the synthetic aperture radar (SAR) that produces high resolution images of the sea surface.

1. INTRODUCCION

El desarrollo durante los últimos veinte años de técnicas de teledetección espacial para la observación de la Tierra, han proporcionado a la Humanidad una nueva perspectiva de su entorno. Estas técnicas han hecho posible la adquisición de un conocimiento científico acerca de la compleja interacción que tiene lugar entre la Atmósfera, el Océano, la Litosfera y las regiones cubiertas de hielo, interacción que gobierna el clima del planeta y su medio ambiente.

Las aplicaciones de la teledetección espacial abarcan un amplio espectro y poseen un gran impacto económico. Desde los conocidos satélites meteorológicos de predicción del tiempo hasta los sofisticados satélites de uso militar, existen hoy día satélites que transportan sensores especializados en la detección de recursos minerales, predicción de cosechas agrícolas, estudios de contaminación en aguas litorales o detección de barcos de pesca, entre otros

Actualmente se usa el término Oceanografía por Satélite u Oceanografía Espacial, para abarcar todos aquellos aspectos del estudio del océano mediante sensores instalados en plataformas que orbitan alrededor de la Tierra.

Tradicionalmente, la mayoría de las observaciones oceanográficas se han realizado de un modo puntual mediante barcos oceanográficos y sensores anclados o a la deriva, lo que ha permitido obtener medidas muy distanciadas en el espacio y en el tiempo y con una extensión superficial limitada. Esta ha sido la causa de que la Oceanografía haya tendido a desarrollar teorías y responder a cuestiones relativas a variaciones en profundidad y variaciones temporales de alta frecuencia a escala local.

Los sensores instalados en satélites nos proporcionan una visión sinóptica bidimensional, además de suministrar series temporales de baja frecuencia sobre grandes períodos de tiempo que van desde semanas hasta años, incluso en regiones aisladas del océano. La obtención de información sinóptica es imposible de otra manera y las posibilidades de muestreo a gran escala de tiempo serían muy costosas por medios convencionales.

Una última ventaja de los datos de satélite en comparación con los convencionales, es el promedio que se realiza automáticamente en los parámetros medidos en un área determinada. Esto es particularmente importante cuando los datos van a ser usados como entradas o para comprobar las predicciones de modelos numéricos. En un modelo es necesario que los datos sean representativos de las condiciones medias en un área determinada. Un barco o una boya pueden suministrar datos puntuales y no hay forma de saber si estos datos son representativos de la

zona de medida.

La principal limitación de la observación de los océanos desde el espacio, radica en el hecho de que los sensores detectan ondas electromagnéticas que han sido reflejadas o dispersadas por la superficie del mar (Sm), por lo que de forma directa sólo podremos obtener información sobre la capa superficial del océano. Sin embargo, y como veremos más adelante, indirectamente es posible detectar fenómenos que tienen lugar por debajo de dicha capa superficial, debido al efecto que producen sobre ella. Por otra parte, las órbitas características de los satélites de interés en Oceanografía (satélites de órbita polar), limitan sus posibilidades de muestreo a una o dos veces al día en el mejor de los casos. Si además el sensor opera en la banda del visible o infrarrojo, la presencia de nubes será un obstáculo adicional.

2. SENSORES ESPACIALES

Todos los sensores empleados en la observación del mar desde satélites detectan radiación electromagnética, y en principio pueden clasificarse en dos categorías: los sensores pasivos, que miden la radiación emitida por la superficie en diferentes bandas del espectro, y los sensores activos que miden la respuesta de la superficie a la radiación emitida por el propio sensor. Los sensores pueden clasificarse, a su vez, en función de la banda espectral en la que operan: visible, infrarrojo (IR) y microondas (μ). Cada tipo de sensor tiene ventajas e inconvenientes: los sensores visibles e IR poseen una gran resolución espacial y los visibles un gran poder de penetración bajo la superficie del mar (del orden de la decena de metros), pero no pueden observar a través de las nubes, mientras que los sensores de

Abrev	Nombre del sensor	Satélite	Espectro EM	Activo/Pasivo
ALT	Altimeter	*Seasat, ERS-1	Microondas	Activo
ATSR	Along Track Scanning Radiom	*ERS-1	IR cercano y térmico	Pasivo
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiom.	TIROS-N NOAA-6-11	Visible, IR, cercano y térmico	Pasivo
CZCS	Coastal Zone Color Scanner	NIMBUS-7	Visible, IR, térmico	Pasivo
SAR	Synthetic Aperture Radar	*Seasat ERS-1	Microondas	Activo
SASS (AMI)	Scatterometer	*Seasat ERS-1	Microondas	Activo
*Próximo lanzamiento				

Tabla 1. Sensores utilizados con mayor frecuencia en aplicaciones oceanográficas.

	Amplitud del desplazamiento superficial (m)	Longitud horizontal (km)	Escala de tiempo	Propiedad de la superficie del mar detectable
Corrientes Ecuatoriales	0,3	5.000	Meses a años	Pendiente
Corrientes de frontera Oeste	1,5	100	Días a años	Pendiente, color, temperatura, rugosidad
Corrientes de frontera Este	0,3	100	Días a años	Pendiente, color, temperatura
Remolinos a mesoescala	0,25	100	100 días	Pendiente, color, temperatura
Frentes oceánicos	0,05	10	10 días	Color, temperatura, rugosidad
Ondas internas	0,10 cm	0,1-100	Segundos, horas	Rugosidad

Tabla 2. Escalas de longitud y tiempo de varios fenómenos oceanográficos dinámicos y el tipo de propiedad superficial que podemos detectar a través de la teledetección.

microondas apenas son influenciados por la atmósfera, pero poseen poca poder de resolución que los primeros, a excepción del radar de apertura sintética (SAR), que posee una gran resolución espacial.

Hay que destacar que cada instrumento es sensible a una combinación de fenómenos atmosféricos y oceanográficos y que, en general, no miden el fenómeno oceanográfico directamente, lo que supone un proceso y una interpretación compleja de los datos. En la figura 1 se representan las perturbaciones (absorción, emisión y dispersión) introducidas por la atmósfera en la señal procedente del océano antes de que esta alcance el sensor. Una vez que esta señal ha sido transmiti-

da a tierra o registrada a bordo para un posterior envío, son necesarios una serie de procesos hasta la obtención del parámetro oceanográfico de interés. La primera etapa, denominada calibración de los datos, consiste en la determinación de la señal que midió el sensor. En la etapa de corrección atmosférica se elimina el ruido introducido en la señal procedente del mar debido a la presencia de la atmósfera. A continuación es necesario corregir geoméricamente la imagen (en el caso de que los datos obtenidos lo sean en forma de imágenes), para eliminar la distorsión debida a la curvatura terrestre y a la observación oblicua. Por último, haciendo uso de modelos físicos y métodos de tipo empírico se realiza la calibración geofísica, que relaciona la señal procedente de la superficie del mar con el parámetro oceanográfico de interés.

En la tabla 1 mostramos los sensores utilizados con mayor frecuencia en estudios oceanográficos a mesoescala, el satélite en que iba o irá instalado, el rango del espectro electromagnético en el que opera y el tipo de sensor. En la tabla 2 se muestran las escalas de longitud y tiempo de varios fenómenos oceanográficos dinámicos y el tipo de propiedad superficial que nos permite detectarlo.

3. APLICACIONES EN OCEANOGRAFIA

No fue un comienzo precisamente brillante para la Oceanografía Espacial el simposio celebrado en 1964 en el Instituto Oceanográfico de Woods Hole titulado "Oceanography from Space". Sólo habían transcurrido unos cuantos años desde el lanzamiento de los primeros satélites y la comunidad científica formada en los métodos tradicionales del estudio del mar, mostró un cierto escepticismo ante lo que podría lograrse de un satélite que viajaba a velocidades de varios kilómetros por segundo, a cientos de kilómetros por encima del mar. Este escepticismo estaba de algún modo justificado debido a que hasta 1964 los sensores instalados en los satéli-

tes no tenían la resolución y precisión requerida para estudios científicos. Sin embargo, y a pesar de ello, algunos científicos intuyeron ya la magnitud de la contribución que los satélites podrían hacer a los estudios oceanográficos cuando se desarrollasen los sensores adecuados.

El rápido progreso experimentado por los sensores de alta resolución durante la década de los setenta culminó en 1978 con el lanzamiento de tres satélites destinados a aplicaciones oceanográficas: el Seasat, que disponía de un conjunto de sensores en el rango de las microondas, el Nimbus-7 con el sensor CZCS (Coastal Zone Color Scanner) diseñado para la medida de la concentración de pigmentos de tipo clorofílico en el mar, y la serie de satélites operacionales NOAA (TIROS-N) con el sensor AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) con el que es posible la obtención de mapas de temperatura de la superficie del mar. Estos tres satélites contribuyeron a restituir la confianza de la comunidad científica en la Oceanografía Espacial, parcialmente erosionada por la euforia prematura de los sesenta.

Los sensores instalados en satélites dedicados a estudios oceanográficos detectan algunas de las siguientes propiedades de la superficie del mar (tabla 2): temperatura, color, pendiente y rugosidad. Es por ello por lo que cualquier parámetro oceanográfico que queramos medir debe producir una variación en alguna de estas propiedades. A continuación estudiaremos los sensores que detectan estas propiedades y las aplicaciones de cada uno de ellos.

3.1. Sensores Pasivos

3.1.1. Radiómetros

La temperatura es un parámetro hidrológico fundamental en Oceanografía, tanto desde un punto de vista biológico como físico, ya que por una parte las aguas frías suelen ser ricas en nutrientes y viceversa, y por otra, permite poner de manifiesto fenómenos tales como frentes, afloramientos, filamentos y remolinos. Además, da-

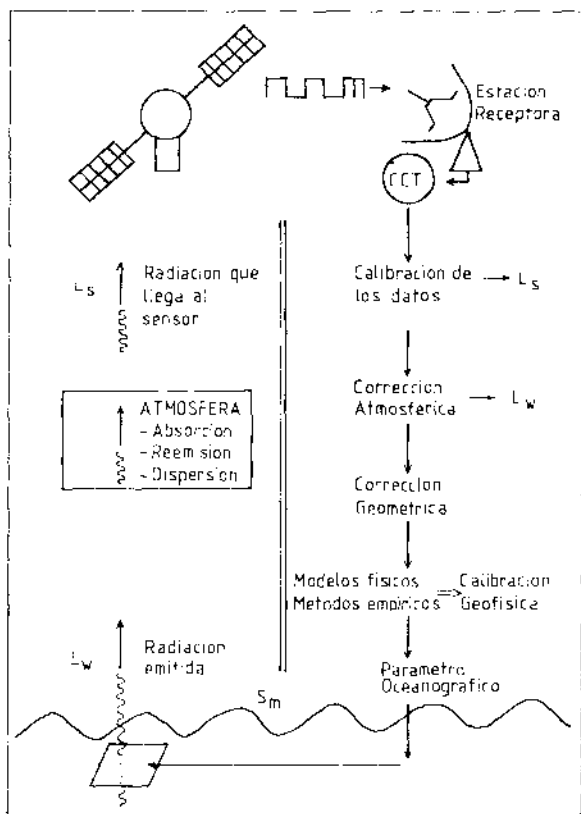


Fig. 1. Perturbaciones y etapas de corrección de los datos de satélite.

dos los rangos de temperatura en los que prefieren moverse algunas especies, las imágenes de temperatura constituyen un sistema importante de ayuda en la pesca.

Tanto los radiómetros infrarrojos como los de microondas permiten obtener imágenes de la temperatura superficial del mar. Ambos miden la radiación emitida por la superficie del mar en sus respectivas longitudes de onda, lo que permite obtener la temperatura de esta a través de la Ley de Radiación de Planck, introduciendo una corrección que tenga en cuenta el hecho de que la superficie del mar no es un cuerpo negro.

Los radiómetros IR poseen una o dos bandas en el IR térmico, en la zona comprendida entre 10 y 12 μm , donde la emisividad espectral es máxima para temperaturas próximas a las de la superficie terrestre y donde la atmósfera es prácticamente transparente. El representante típico de los sensores IR hasta el momento es el AVHRR de la serie de satélites operacionales NOAA (National Oceanographic and Atmospheric Administration). Los satélites NOAA impares transportan un sensor AVHRR con dos bandas IR, lo que permite realizar la corrección atmosférica para la obtención de la temperatura absoluta de la superficie del mar, mientras que los sensores AVHRR que vuelan en los NOAA pares sólo poseen una banda en el IR térmico, lo que permite solamente la obtención de mapas de diferencias de temperatura.

La figura 2 muestra una imagen de temperatura superficial del área de Canarias correspondiente al 8 de Junio de 1987 obtenida a partir de los datos del NOAA-9, en la que aparecen claramente diversas estructuras oceanográficas como: a) las largas estelas de agua cálida en el sur de las islas, b) una zona de agua con una temperatura de 20°C al SW de Gran Canaria, que corresponde a un remolino ciclónico, c) el afloramiento de agua fría en la costa sahariana y d) los filamentos de agua fría del afloramiento que se extienden en dirección NW y que en ocasiones llegan hasta las islas más orientales.

Los radiómetros infrarrojos, con una resolución de 1 km x 1 km y una precisión de alrededor de 0.5°C, se ven limitados por la presencia de nubes. Los radiómetros pasivos que operan en la región de las microondas permiten también la medida de la temperatura, con una precisión de alrededor de 1.5°C y una resolución de unos 150 km, y por el contrario no son afectados por la presencia de nubes. Además, como la radiación emitida depende también de la emisividad de la superficie, es posible obtener información acerca de los parámetros de los que ésta depende, como son la salinidad y los vertidos de petróleo localizados en la superficie, si bien es cierto que estas últimas aplicaciones aún no han sido totalmente desarrolladas.

Las aplicaciones de los mapas de temperatura superficial del mar abarcan, desde estudios de estructuras dinámicas como las que aparecen en la figura 2, has-

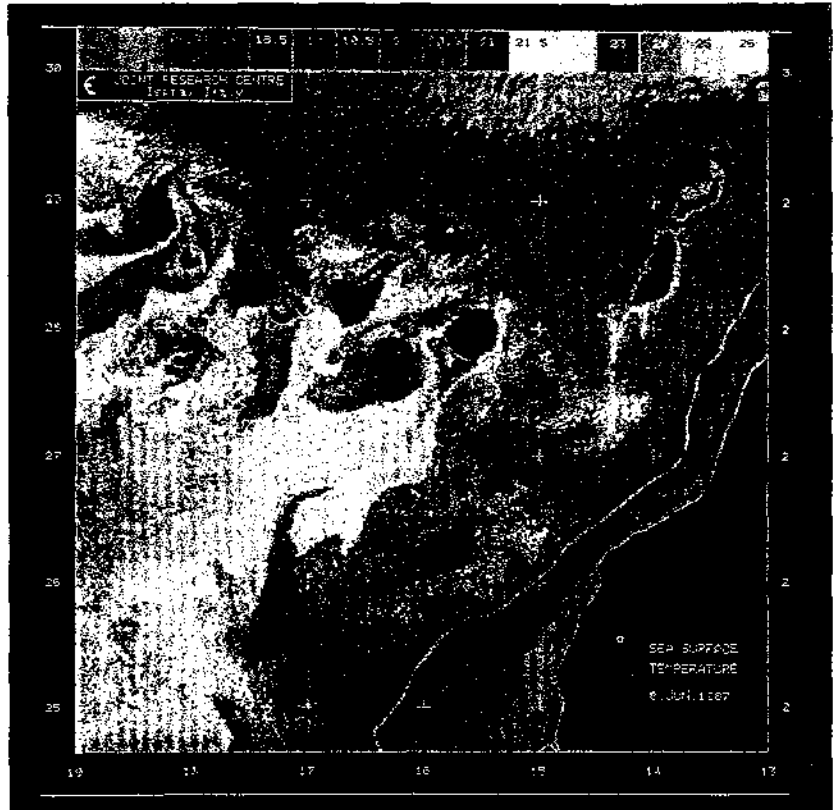


Fig. 2. Imagen de temperatura superficial del sensor AVHRR.

ta ayudas en las pesquerías de ciertas especies, pasando por estudios de interacción atmósfera-oceano y de contaminación, entre otros.

3.1.2. Escaner en el visible

La medida de la concentración de pigmentos de tipo clorofílico contenida en el fitoplancton marino es de gran importancia desde un punto de vista económico, ya que por lo general, las zonas de gran concentración de fitoplancton serán también zonas de gran riqueza pesquera. Además, el fitoplancton actúa como un trazador natural en el océano, a partir del cual es posible obtener información sobre procesos de dinámica marina, como la evolución de corrientes, filamentos o giros oceánicos.

El sensor CZCS (Coastal Zone Color Scanner) del satélite Nimbus-7 fue diseñado específicamente para la medida de la concentración de pigmentos de tipo clorofílico en el océano. Mide la radiancia del mar en cinco bandas espectrales visibles (443, 520, 550, 670 y 750 nm) y la emitancia en una infrarroja (11.5 μm). La clorofila absorbe la luz selectivamente, con un máximo en la banda azul, por lo que la radiancia en la banda de 443 nm es el mejor indicador de la concentración de pigmentos. Sin embargo, cuando la concentración es muy alta la absorción en el azul es prácticamente total y debe de usarse la banda de 520 nm (verde). Aproximadamente el 80% de la señal recibida en el sensor corresponde a radiación dispersada por la atmósfera, es decir, en el mejor

de los casos la señal útil procedente del mar es sólo un 20% del total. El proceso de corrección atmosférica en el que se elimina la señal no deseada se realiza en tres etapas. En las dos primeras se elimina la contribución debida a la dispersión por las moléculas de aire, y se calcula la atenuación de la señal útil por la atmósfera, haciendo uso de modelos empíricos. Por último, la dispersión producida por los aerosoles se evalúa a partir de los datos de radiancia en la banda 670. Una vez realizada la corrección atmosférica, el cociente entre la radiancia en las bandas 443 y 550 o entre las bandas 520 y 550, es un buen indicador de la concentración absoluta de pigmentos de tipo clorofílico.

La figura 3 corresponde a una imagen de concentración de pigmentos del 26 de Octubre de 1984 obtenida a partir de los datos del CZCS. En ella se pueden observar: a) la alta concentración de pigmentos en la zona del afloramiento canario-sahariano, en la costa del NW de África, b) los grandes filamentos que se originan en el afloramiento al Sur del archipiélago y c) dos grandes remolinos, uno ciclónico y otro anticiclónico, al Sur de Gran Canaria. Comparando esta figura con la figura 2, se puede observar que las zonas de alta concentración de fitoplancton corresponden a zonas de baja temperatura y viceversa, lo que, en primera aproximación, es un resultado general. Dado que la concentración de fitoplancton en un área determinada puede variar en el intervalo de una semana o menos, el seguimiento continuo mediante satélite es de fundamental importancia para dirigir las campañas de pesca.

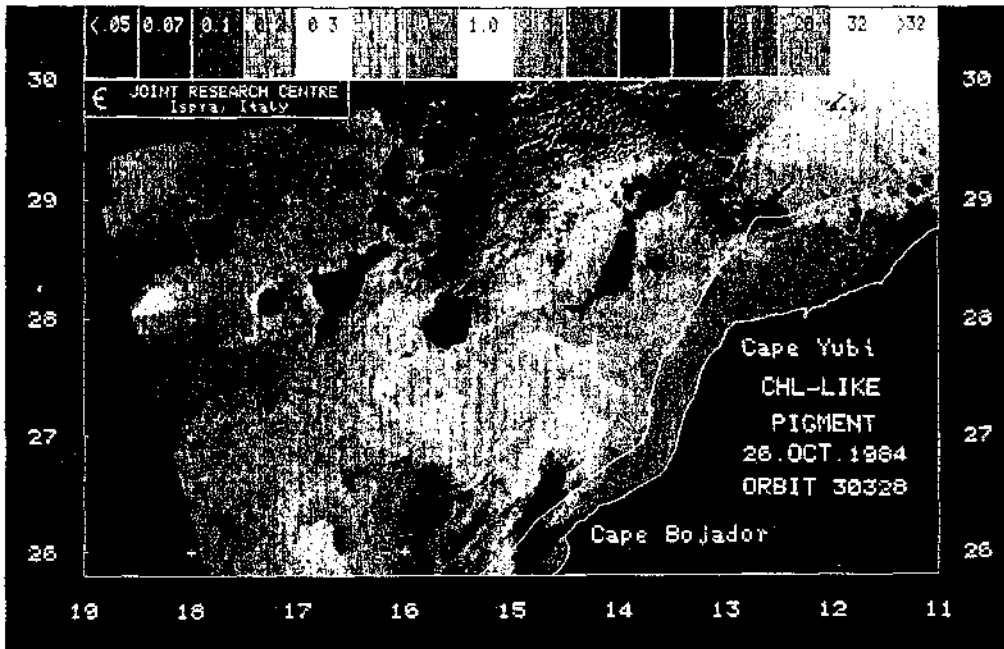


Fig. 3. Imagen de concentración de pigmentos de tipo clorofílico del sensor CZCS.

Con el sensor CZCS se obtuvieron precisiones del 30% en la estimación de la concentración de pigmentos de tipo clorofílico sobre un rango de 0.01 g/l a 1 g/l. Estos valores corresponden al valor integrado de la concentración de pigmentos en una columna de agua en ausencia de sedimentos en suspensión.

Las imágenes de clorofila presentan una ventaja sobre las de temperatura, ya que cuando el mar está en calma la tem-

peratura es representativa solo de la "capa de piel", correspondiente a unos pocos mm próximos a la superficie, mientras que las de clorofila proporcionan información hasta varios metros por debajo de la superficie del mar.

3.2. Sensores Activos

3.2.1. Dispersión de ondas de radio por la superficie del mar

La magnitud medida por los sensores activos que trabajan en frecuencias radar es el denominado coeficiente de dispersión σ , que es proporcional al cociente entre la intensidad de energía radiante dispersada hacia la fuente y la potencia incidente o depende del ángulo de incidencia de la radiación medido desde la vertical, de la frecuencia y de polarización de la señal radar y de las propiedades físicas de la superficie del mar (S_m).

Cuando la observación se realiza en la dirección del nadir (es decir, desde la vertical del punto observado), o en una dirección próxima a él y el mar está en calma, la reflexión especular es el principal proceso por el que el sensor capta radiación (figura 4a). Si el mar está agitado y presenta una textura rugosa, se reduce la reflexión hacia el nadir y aumenta la dispersión de la señal en la S_m .

Cuando la observación se realiza oblicuamente y el mar está en calma (figura 4b), la señal es reflejada lejos del campo de observación del sensor. Si la S_m es rugosa y la longitud de onda de la señal emitida por el sensor se elige teniendo en cuenta la longitud de onda típica de las ondas capilares, éstas producen la dispersión de la señal en la S_m y una interferencia constructiva lejos de ella. Con el resto de estructuras superficiales la señal inter-

fiere destructivamente. En general, las estructuras rugosas de la S_m actúan como redes de difracción, que dispersan la radiación con una longitud de onda proporcional a la de las componentes sinusoidales de la S_m y lejos de la S_m se produce la dispersión resonante de Bragg.

Puesto que la energía a frecuencias radar se reduce a 1/e cuando penetra en el mar a profundidades comprendidas entre 0.1 mm y 10 cm, se considera que la dispersión de la radiación se produce en la superficie.

3.2.1. Altimetro

El altímetro es un sensor activo que observa desde el nadir. A partir de la medida del tiempo que tarda en ir y volver un pulso desde el sensor hasta la S_m y viceversa, es posible determinar la distancia satélite- S_m con una precisión del orden de los 10 cm después de realizar diferentes procesos de corrección. Si el valor del geoide (superficie equipotencial que corresponde con el nivel medio del mar) es conocido en el lugar de observación, se podrá determinar el valor de la topografía de la S_m , es decir, la distancia geoide- S_m (figura 5). Esta medida permite, junto con las ecuaciones del flujo geostrofico, determinar la velocidad de las intensas corrientes geostroficas de frontera oeste, confinadas horizontalmente en una franja del orden de los 100 km de ancho, en las que pueden existir pendientes de hasta 1 m de un extremo a otro, variación que es fácilmente detectable por el altímetro. Sin embargo, las corrientes orientales son considerablemente más lentas y poseen pendientes de pocas decenas de cm, lo que presenta mayores dificultades para su detección. En estos casos y en aquellos otros en los que el geoide no es conocido, es posible sin embargo estimar la variabilidad de las corrientes oceánicas cuando las órbitas del satélite son recurrentes, o bien en los puntos de corte de estas. De igual forma, a partir de la medida de la pendiente de la S_m es posible la detección de remolinos a mesoescala, debido a las variaciones del orden de 20 a 40 cm que producen en dicha pendiente (figuras 6 y 7).

Quizá la aplicación más paradójica de la oceanografía por satélite sea la posibilidad de realizar mapas topográficos del fondo del océano (figura 8). Esto no es debido a que el radar pueda penetrar por debajo de la S_m , sino a que las elevaciones y depresiones del fondo marino producen elevaciones y depresiones respectivamente, en la altura del nivel del mar, que persisten después de que las pequeñas variaciones producidas por las corrientes son promediadas por el tiempo. Los accidentes del fondo marino con escalas horizontales de 30 a 300 km, producen cambios en la altura superficial del océano de hasta 30 m, en comparación con de sólo 1 m de las grandes corrientes geostroficas. La altura superficial varía de 2 a 3 m por cada km de cambio en la altura del

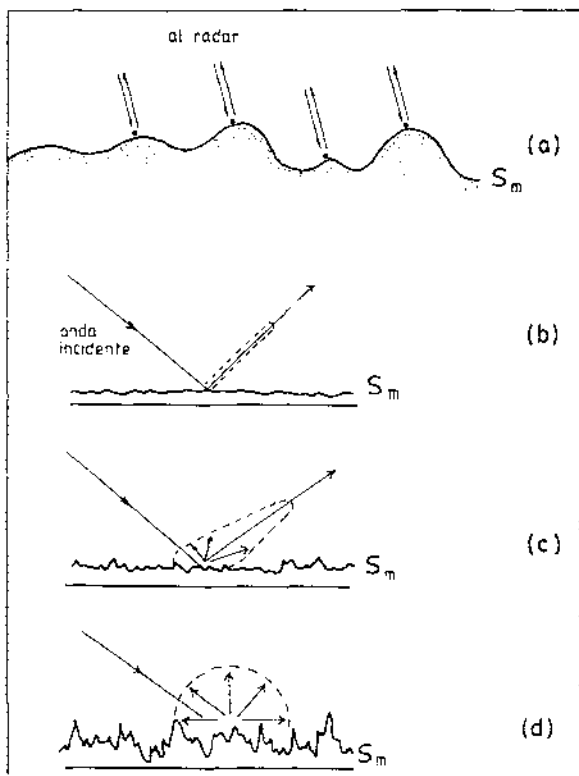


Fig. 4. Reflexión y dispersión de la radiación para diferentes estados de la superficie del mar.

Del documento, de los autores. Digitalización realizada por ULPGC. Biblioteca universitaria, 2008

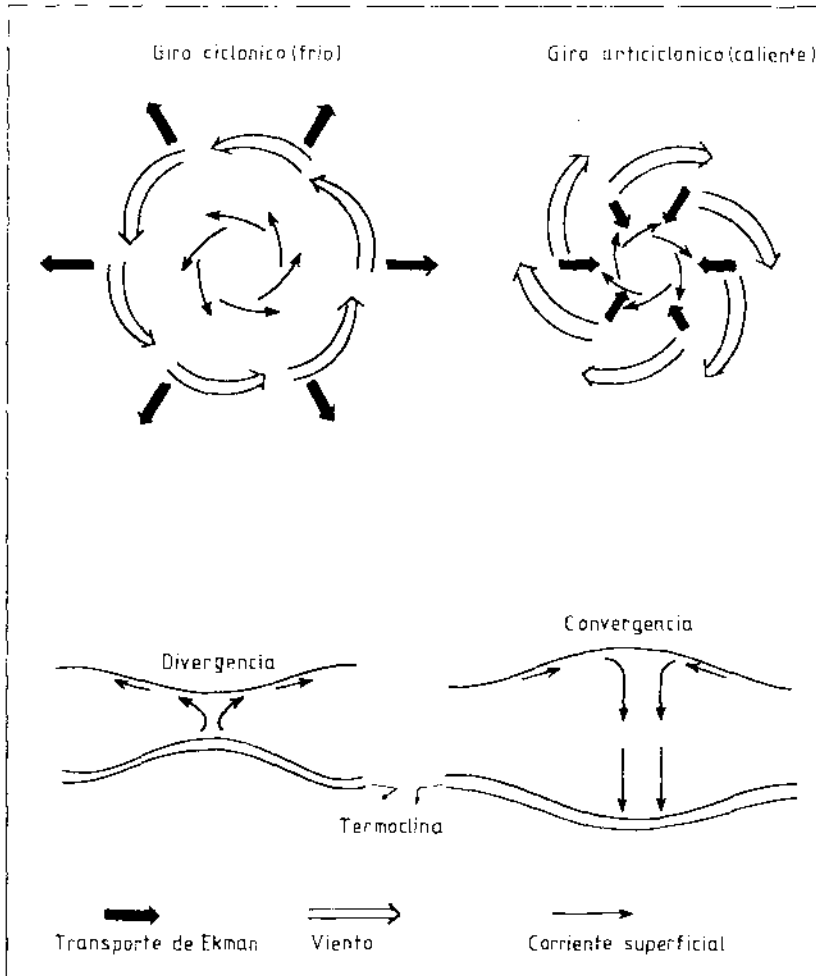


Fig. 6. Depresiones y elevaciones en la superficie del mar producidas por giros ciclónicos y anticiclónicos respectivamente.

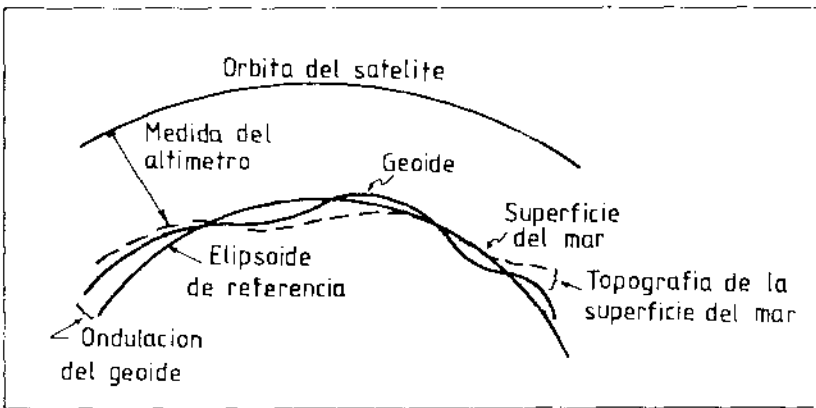


Fig. 5. Contribuciones a la señal medida por el altímetro.

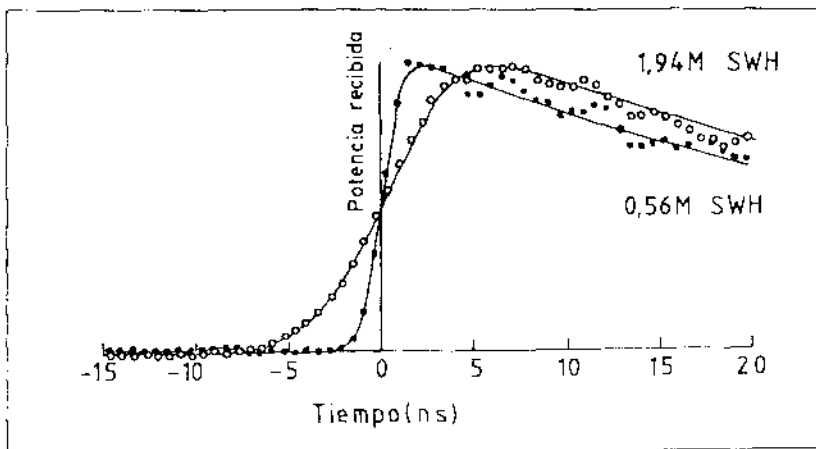


Fig. 9. Ajuste de curvas a los pulsos del altímetro para dos alturas significativas de oleaje diferentes.

fondo. La precisión actual en la medida del relieve del fondo marino es del orden de 500 m, pero con el próximo lanzamiento del satélite franco-americano TOPEX se verá fuertemente incrementada.

Con el altímetro también es posible determinar la intensidad del viento superficial y la altura de ola significativa. En el primer caso, al tratarse de un radar que observa desde el nadir, a mayor intensidad de viento, mayor será la dispersión de la señal de radar por el oleaje y menor será la energía recibida por el sensor y por tanto el coeficiente de dispersión. La precisión en la medida del viento con el altímetro es del orden de 1 m/s para vientos de 0 a 10 m/s.

La altura de ola significativa (SWH), definida como la media del tercio de olas más altas, se determina ajustando una curva modelo a la pendiente de subida del pulso recibido (figura 9). Puesto que los pulsos enviados hacia la S_m por el altímetro se alargan debido a la reflexión primero por las crestas y después por los valles de las olas, a mayor altura de ola menor será la pendiente del pulso de retorno. La precisión en la determinación de la altura de ola significativa es del orden del 10% para olas de más de 1m.

3.2.2. El Dispersómetro

Una de las tareas más importantes de los sensores espaciales es la medida de la intensidad y dirección del viento en la superficie de los océanos. Estas medidas son fundamentales para el estudio de las corrientes generadas por el viento, que son las predominantes a escala global.

La base física en la que se apoya el dispersómetro para realizar dichas medidas es la dispersión de las ondas de radar por las olas. La intensidad de la onda de radar dispersada es proporcional a la amplitud de las olas, la cual depende, en última instancia, del viento superficial. Además, puesto que la dispersión no es isotrópica, la dirección del viento puede deducirse a partir de la comparación de las dispersiones obtenidas desde diferentes direcciones, situando diferentes antenas en un mismo dispersómetro.

Observaciones realizadas con el dispersómetro del Seasat y comparadas con medidas realizadas usando métodos tradicionales, muestran una precisión de alrededor de 2 m/s para la velocidad y 20° para la dirección, con una resolución de unos 50 km.

En la figura 10 se muestra el campo de viento global sobre el Atlántico obtenido por el dispersómetro del satélite Seasat. Mapas similares se podrán obtener con el satélite ERS-1 de la Agencia Espacial Europea (ESA) que será lanzado a finales de Mayo de 1991.

Una posible aplicación de los datos de viento obtenidos mediante dispersómetros puede ser el estudio de "El Niño", un fenómeno que afecta seriamente a la industria pesquera y al clima de la costa de

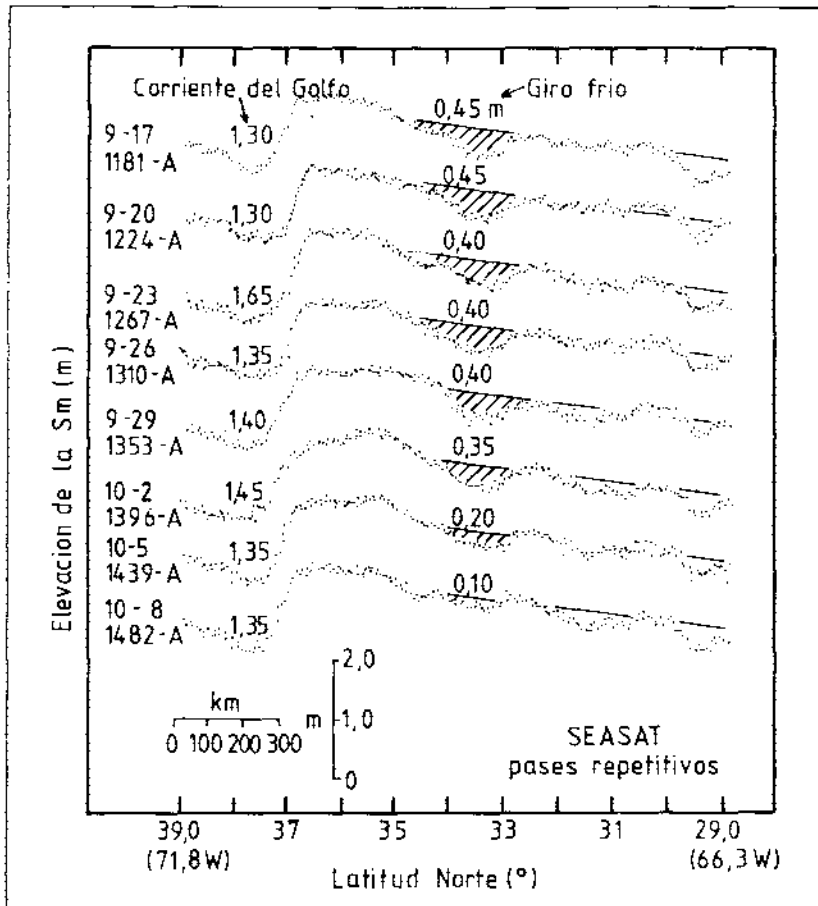


Fig. 7. Detección de giros fríos en la Corriente del Golfo mediante el altímetro del satélite Seasat.

Perú y Ecuador, y quizás al clima global de la Tierra. Cada varios años, El Niño comienza cuando una gran masa de agua caliente aparece en las costas de Perú y Ecuador, usualmente por Navidad. Durante el año siguiente se distribuye hacia el Oeste por el ecuador, provocando gran cantidad de lluvias en islas tropicales que normalmente poseen poca precipitación. Las pesquerías de Perú y Ecuador pierden un año entero, ya que las crías y larvas no pueden tolerar la temperatura anormalmente cálida del mar. El impacto económi-

co en la industria pesquera de la anchoa en Perú es inmenso.

Existe otra interesante correlación con El Niño. Los años en que ocurre se detectan también los inviernos más fríos en la costa Este de los Estados Unidos. Los meteorólogos saben que El Niño suele ocurrir cuando los vientos alisios del Este dejan de soplar en el Ecuador en Octubre y Noviembre del año anterior a su aparición. Si el conocimiento actual acerca del origen del Niño es correcto, los analistas podrían predecir este fenómeno midiendo la velo-

cidad del viento sobre el ecuador en el Pacífico mediante el dispersómetro del ERS-1. El cese de los vientos del Este y la aparición de fuertes vientos del Oeste podría indicar la aparición de El Niño, y permitiría predecir, tal vez con seis meses de antelación, los fenómenos climáticos antes mencionados del invierno siguiente.

3.2.3. El Radar de Abertura Sintética

Como hemos visto, las nubes constituyen un grave problema para la obtención de imágenes en el infrarrojo y en el visible, sobre todo en el mar, donde los fenómenos varían muy rápidamente. El Radar de Abertura Sintética (SAR) es un sensor activo que permite la obtención de imágenes de alta resolución (30m x 30m) de la Sm independientemente de la cobertura de nubes y del tiempo atmosférico.

El SAR emite pulsos de muy corta duración oblicuamente que son dispersados por las perturbaciones superficiales cuya longitud de onda es comparable a la de los pulsos emitidos. Cualquier fenómeno superficial o subsuperficial que produzca un cambio en la rugosidad o textura de la Sm podrá ser visualizado en las imágenes SAR. En particular, como la amplitud de las ondas cortas es modulada por la fase de las ondas largas, las imágenes SAR, construidas a partir del coeficiente de dispersión o, permiten la determinación del espectro direccional de oleaje sin más que calcular la transformada de Fourier de las imágenes de los trenes de oleaje (figura 11), lo que contrasta con la dificultad de la obtención de dicho espectro mediante métodos convencionales (boyas direccionales).

Después de los trenes de oleaje, el fenómeno oceanográfico más observado en las imágenes SAR han sido las ondas internas, que tienen su origen en los gradientes verticales de densidad que se producen en el interior del océano, particularmente en la termoclina entre 10 y 200 m de profundidad. Otros fenómenos que se han puesto de manifiesto en imágenes SAR han sido accidentes batimétricos en profundidades de unas cuantas decenas de metros, corrientes intensas y remolinos, barcos y sus estelas, bancos de hielo y vertidos de petróleo, entre otros. Todos estos fenómenos modifican la textura de la Sm y por tanto el valor del coeficiente de dispersión, lo que permite su visualización en las imágenes SAR.

4. CONCLUSIONES

Como hemos visto, los satélites constituyen una herramienta adicional que complementa las técnicas convencionales de medida en Oceanografía, y que contribuye a un mejor entendimiento de los procesos oceánicos en general, y de su influencia en el clima, en particular. Otros sectores como las pesquerías comerciales, las construcciones litorales y la navegación se beneficiarán también del desarrollo de fu-

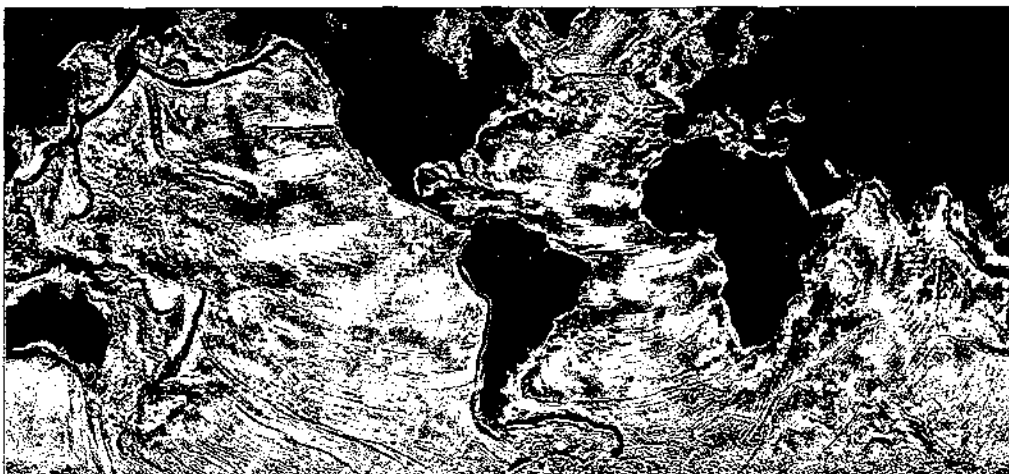


Fig. 8. El geóide marino obtenido mediante el altímetro del Seasat.

Fig. 10.
Campo de viento
obtenido con el
dispersómetro
del Seasat.

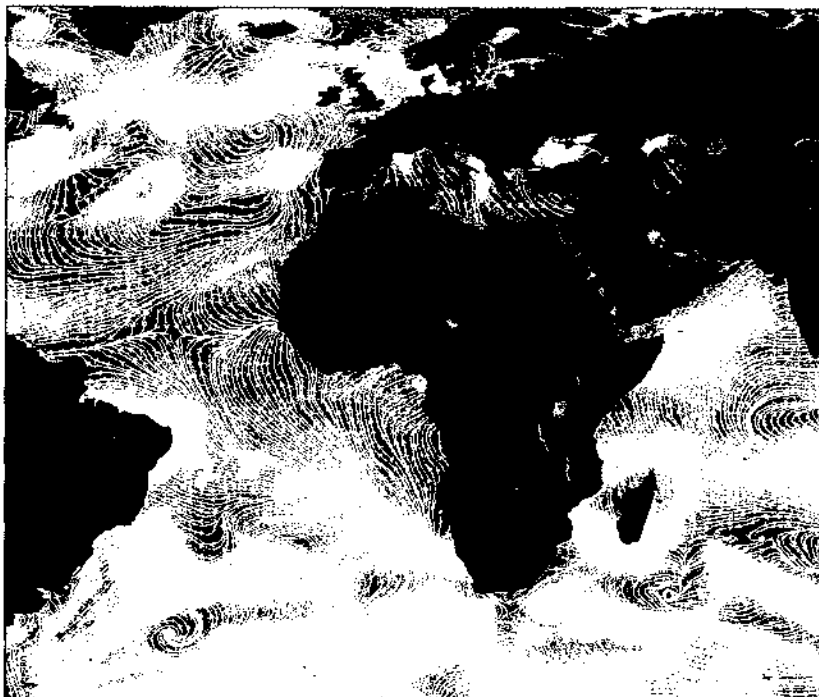
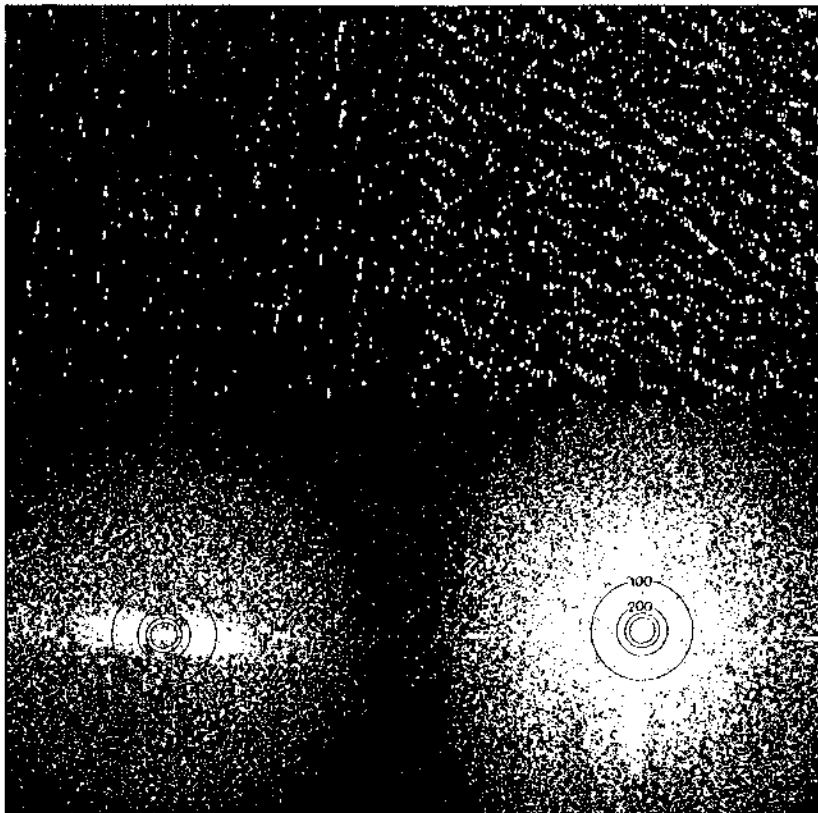


Fig. 11.
Tren y espectro
direccional
de oleaje obtenido
mediante el SAR.



turos sistemas basados en satélites, lo que hace necesaria la cooperación y coordinación internacionales en el desarrollo de dichos sistemas, con objeto de obtener los mejores resultados posibles.

5. BIBLIOGRAFIA

Allan, T.D. (Ed.) (1983).
"Satellite Microwave Remote Sensing".
Ellis Horwood.
Austin, R.W. (1974).

"The remote sensing of spectral radiance from below the ocean surface".
Academic Press.

Bricaud, A.; Morel, A. (1987).
"Atmospheric corrections and interpretation of marine radiances in CZCS imagery: use of a reflectance model". Ocean. Acta. Spatial Oceanography Symposium, Brest, 19-20 November 1985, Proc., 33-50.
Castagné, N. et al., (1986).

"Operational measurements of sea surface temperatures at CMS Lannion from NOAA-7 AVHRR data".
Int. J. Rem. Sens. 7, 953-984.

Cantón, M. (1990).
"ERS-1 applications in Oceanography".
National Space Research Center.
Hyderabad, India. Noviembre 1990.

Cantón, M. (1990).
"La investigación oceanográfica mediante imágenes de satélite".
IV Semana sobre Informática aplicada en la Ingeniería y la Enseñanza.
E.T.S.I. Minas, Madrid, Julio 1990.

Cracknell, A.P. (1983).
"Remote Sensing Applications in Marine Science and Technology".
Reidel Publishing Company.

Feldman, G.; Clark, D.; Halpern, D. (1984) "Satellite Color observations of the Phytoplankton distribution in the Eastern Equatorial Pacific during the 1982-1983 El Niño".
Science, 226 (4678), 1069-1071.

Gordon, H.R. (1983). "Phytoplankton pigment concentration in the Middle Atlantic Bight: comparison of ship determination and CZCS estimates".
Applied Optics 22, 20-36.

Gower, J.F. (Ed.) (1981).
"Oceanography from Space".
Plenum Press.

Hernández, A.; Cantón, M.; San Juan, A. (1991). "Principales fenómenos oceanográficos en la zona de Canarias observados al procesar imágenes de los sensores AVHRR y CZCS".
Actas III Reunión Nacional de Teledetección, 301-308.
Madrid, Octubre 1989.

Hibbs, G.A. (1985).
"Introduction to Satellite Oceanography".
Martinus Nijhoff Publishers.

Robinson, I.S. (1985). "Satellite Oceanography. An introduction for oceanographers and remote-sensing scientists". John Wiley & Sons.

Shannon, L.V. (Ed) (1985). "South African Ocean Colour and Upwelling Experiment". Sea Fisheries Research Institute, Cape Town.

Stewart, R. H. (1985).
"Methods of Satellite Oceanography".
University of California Press.

Van Camp, I. et al (1991). "Upwelling and boundary circulation off Northwest Africa as depicted by infrared and visible satellite observations".
Progress in Oceanography 26, 357-402.

M. Cantón Garbin y A. Hernández Guerra
Dpto. de Física. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria.
Facultad de Ciencias del Mar.
Aptdo. 550, 35017 Las Palmas G.C.