

**OCEANOGRAFÍA POR SATÉLITE:  
UN PASO MÁS EN EL CONOCIMIENTO  
DEL MEDIO MARINO**

**Alonso Hernández Guerra  
Profesor de la Universidad de Las Palmas**

## 1. Introducción

El lanzamiento de sensores instalados en satélites de uso terrestre ha significado un progreso importante para el conocimiento del medio marino que rodea las Islas Canarias. Para comprobarlo haremos un rápido recorrido por la Oceanografía por Satélite, partiendo de los orígenes de la teledetección, continuando con los sensores instalados en satélites de uso terrestre, para pasar, seguidamente, a describir los tres sensores más utilizados en aplicaciones oceanográficas y con los que podemos obtener la temperatura superficial del mar y la concentración de clorofila: el AVHRR, el CZCS y el SeaWiFS. Finalizaremos apuntando las nuevas aportaciones al conocimiento que hemos adquirido del medio marino a partir del procesamiento y análisis de los datos que nos suministran los sensores instalados en satélite en órbita alrededor de la Tierra.

## 2. La Oceanografía por Satélite

### 2.1. Introducción

#### 2.1.1. Orígenes de la Teledetección

La teledetección no tuvo un comienzo precisamente brillante en el simposio celebrado en 1964 en Woods Hole Oceanographic Institution 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 viaja 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 satélites no tenían la resolución y precisión requeridas para estudios científicos. Sin embargo, y a pesar de ello, algunos científicos intuyeron ya la magnitud de la contribución que los satélites supondrían para los estudios oceanográficos si se pudiesen desarrollar los sensores correctos.

El rápido progreso experimentado por los sensores de alta resolución durante la década de los setenta culminó en 1978 con el lanzamiento de una serie de sensores instalados en satélites artificiales alrededor de la Tierra, que han contribuido a restituir la confianza de la comunidad científica y que han aportado medios para el estudio del océano inimaginables hasta entonces.

Hasta estos momentos, la mayoría de las observaciones oceanográficas se habían realizado de un modo puntual mediante barcos oceanográficos, en campañas muy distanciadas en el espacio y en el tiempo y con una extensión superficial limitada. Frente a ello, el empleo de los sensores instalados en satélite presenta una serie de ventajas y, como contrapartida, una serie de inconvenientes.

Las ventajas de esta nueva tecnología frente al método tradicional vienen determinadas por dos propiedades esenciales: la observación sinóptica y la observación reiterativa de los océanos, que son difíciles de obtener y sumamente costosas a través de medios convencionales. La primera de ellas, la observación sinóptica, permite obtener una visión global de una gran parte del océano en un periodo corto de tiempo, lo que amplía el conocimiento de estructuras espaciales horizontales; la observación reiterativa, por su parte, proporciona datos oceanográficos con una alta frecuencia, facilitando así el conocimiento de la evolución de estas estructuras.

Sin embargo, como hemos señalado, esta nueva tecnología presenta también inconvenientes. De un lado, la atmósfera interfiere la señal procedente del océano alterándola e introduciendo ruido. De otro, esta tecnología únicamente aporta información de la capa superficial del océano.

### 2.1.2. Los satélites y sus órbitas

La mayor parte de los satélites de uso terrestre describen una trayec-

toria elíptica de excentricidad muy ligera, que, por tanto, puede considerarse a efectos prácticos casi circular. Esta trayectoria se mantiene durante el periodo de vida de la nave gracias a una adecuada velocidad tangencial asignada en su puesta en órbita y a la fuerza de gravedad de la Tierra.

La trayectoria orbital del satélite está regida por diversos principios y leyes físicas, que, básicamente, son el Principio de Inercia de Galileo, la Ley de Gravitación Universal de Newton y las leyes de Kepler. Asimismo, se encuentra afectada por un conjunto de perturbaciones, que son:

- i. **El abombamiento ecuatorial.** El incremento de la atracción gravitatoria en el ecuador, debido al mayor diámetro de la Tierra en esta región, provoca un desplazamiento de la órbita del satélite perpendicular a su trayectoria al cruzar dicha región, para continuar, poco después, paralela a la anterior. El desplazamiento depende en gran parte de la inclinación de la órbita o ángulo formado entre el plano de la órbita y el plano ecuatorial terrestre, y es particularmente notable en inclinaciones pequeñas y nulo en órbitas polares ( $i=90^\circ$ ).
- ii. **La fricción atmosférica,** producida en la parte de la órbita en que el satélite atraviesa las capas externas de la atmósfera. Como consecuencia, se produce la pérdida progresiva de altitud, especialmente la reducción de la altura del apogeo, debida a la disminución de la velocidad, y la consiguiente reducción de la vida del satélite. Un efecto secundario es también el ligero desplazamiento de la franja de terreno observada en diferentes pasos del satélite. Esta fricción atmosférica se deja sentir a alturas iguales o inferiores a 600 km, por lo que afecta a las naves de órbita baja y, particularmente, a las heliosíncronas, es decir, órbitas en que el satélite sobrevuela la misma latitud a la misma hora local.
- iii. **La presión de la radiación solar,** cuya magnitud es función principalmente de la posición y volumen del satélite. Su efecto se deja sentir generalmente a altitudes orbitales superiores a 1000 km.
- iv. **Cambio de excentricidad con el tiempo,** producido por la forma de la Tierra, con mayor masa en el hemisferio Sur, lo que origina una atracción gravitatoria diferencial sobre la nave, de modo tal que las órbitas elípticas tienden a hacerse más circulares a largo plazo.

justificado debido a  
 tes no tenían la res-  
 cos. Sin embar-  
 magnitud de  
 dios ocear  
 El  
 ción  
 m. la  
 y  
 tanto, puede consi-  
 beria se mantiene  
 cada velocidad  
 ravedad de

satélites en dos grandes grupos:  
 ta alta.

za altitud se encuentra aproxi-  
 ienen como propiedad común  
 iqueo debido a la rotación de

99

linación determina los límites

se pueden dividir en tres grupos según la inclinación de sus órbitas:

**i. órbita polar** ( $i=90^\circ$ ), que permite al satélite sobrevolar las regio-  
 nes polares.

**ii. órbita oblicua** ( $0^\circ < i < 90^\circ$ ), que impide sobrevolar regiones de la  
 Tierra por encima de ciertas latitudes, que depende del valor de di-  
 cho ángulo. A este grupo pertenecen los satélites de órbita casi polar,  
 como son los de la serie NOAA, Landsat y Spot, así como el Nimbus-7,  
 el Seasat, el ERS-1 y el SeaStar.

**iii. órbita ecuatorial** ( $i=0^\circ$ ), que limita la observación de la Tierra a  
 una estrecha franja paralela al ecuador, por lo que se trata de una  
 órbita muy poco utilizada en satélites de órbita baja.

## 2 Satélites de órbita alta

Aunque el intervalo de distancia orbital es aproximado, se denomi-  
 nan así los satélites cuya órbita se sitúa a varios miles de kilómetros de  
 la Tierra, generalmente en torno a los 36.000 km.

La más utilizada de estas órbitas es la denominada *geosíncrona*, en la  
 que el satélite se desplaza en el sentido y a la misma velocidad angu-  
 lar de la rotación terrestre, manteniéndose sobre una estrecha banda  
 en longitud. Esta órbita es utilizada frecuentemente por satélites de  
 comunicaciones y meteorológicos, tanto por su gran cobertura geo-  
 gráfica como por la repetitividad de observaciones realizadas.

Un tipo muy especial de órbita geosíncrona es la denominada  
*geoestacionaria*, llamada así porque el satélite aparece inmóvil para un  
 observador terrestre. Posee una inclinación nula, por lo que el satélite se  
 mantiene siempre en el plano del ecuador aproximadamente.

El satélite geoestacionario actual para los países europeos es el  
 Meteosat-8, que lleva instalado a bordo un sensor con bandas situa-  
 das en el visible e infrarrojo cercano (0.4-1.1  $\mu\text{m}$ ), en la banda de  
 absorción del vapor de agua (5.7-7.1  $\mu\text{m}$ ) y en el infrarrojo térmico  
 (10.5-12.5  $\mu\text{m}$ ).

### 2.1.3. Sensores instalados en satélites

Los sensores instalados en satélites artificiales en órbita alrededor  
 de la Tierra miden la radiación electromagnética reflejada o emitida por  
 la superficie de la Tierra y masas nubosas fundamentalmente, para trans-  
 formarla en señales que pueden ser registradas y, posteriormente, anali-  
 zadas.

Tradicionalmente se clasifican estos sensores en dos grandes gru-  
 pos: pasivos y activos. Los primeros son los que captan la radiación de  
 fuentes naturales reflejada por los objetos, o la emitida directamente por  
 estos. Los sensores activos, por el contrario, emiten su propia fuente de  
 radiación sobre los objetos terrestres, que después vuelven a recoger  
 una vez reflejada por estos. Los sensores pueden agruparse, a su vez,  
 según el rango espectral en el que operan: visible, infrarrojo y microondas.

En la tabla 2.1 mostramos los sensores utilizados con mayor frecuen-  
 cia en estudios oceanográficos a mesoscala, el satélite en que va instala-  
 do, el rango del espectro electromagnético y el tipo de sensor.

Abrev.	Nombre del sensor	Satélite	Espectro EM.	Activo Pasivo
ALT	Altimeter	Seasat ERS	Microondas	Activo
ATSR	Along Track Scanning Radiom.	ERS	IR. cercano y térmico	Pasivo
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiom.	TIROS-N NOAA--17 y térmico	Visible, IR. cercano	Pasivo
CZCS	Coastal Zone Color Scanner	NIMBUS-7	Visible, IR. térmico	Pasivo
SeaWifs	Sea-viewing Wide-Field of view Sensor	SeaStar	Visible	Pasivo
SAR	Synthetic Aperture Radar	Seasat ERS	Microondas	Activo
SASS (AMI)	Scatterometer	Seasat ERS	Microondas	Activo

Tabla 2.1. Sensores utilizados con mayor frecuencia en aplicaciones oceanográficas

Los sensores instalados en satélites dedicados a estudios oceanográficos detectan algunas de las siguientes propiedades de la superficie del mar:

- Temperatura
- Color
- Pendiente
- Rugosidad

Es por ello por lo que cualquier parámetro oceanográfico que queramos medir debe producir una variación en una de estas cuatro propiedades superficiales.

El sensor utilizado habitualmente para medir la **temperatura** de la superficie del mar es el AVHRR, instalado en la serie operacional de satélites NOAA; los sensores empleados generalmente para medir el **color** del océano son el CZCS y el SeaWifs, instalados en el Nimbus-7 y SeaStar, respectivamente; para medir la **pendiente** de la superficie del mar se hace uso del altímetro; y, por último, dos son los sensores destinados a medir la **rugosidad** de la superficie del mar, el escaterómetro y el radar de abertura sintética.

En esta exposición sólo nos referiremos a los sensores destinados a

medir la temperatura y el color de la superficie del mar por ser los más utilizados en aplicaciones oceanográficas.

## 2.2. Sensor AVHRR y método de obtención de la temperatura superficial del mar

### 2.2.1. Generalidades

El AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) es uno de los sensores a bordo de la serie de satélites operacionales NOAA administrados por la NOAA (Nacional Oceanic and Atmospheric Administration). Fue diseñado inicialmente para estudios meteorológicos pero tiene una gran aplicación en oceanografía, glaciología y tierra. Frente a otros sensores instalados en otros satélites que operan en el mismo rango espectral, presenta las siguientes ventajas:

- Los NOAA constituyen una serie operacional de satélites: cuando uno de ellos falla hay otro listo para su lanzamiento.
- El AVHRR dispone de una mayor resolución espacial y está mejor calibrado.
- Los satélites NOAA actuales llevan instalado el sensor AVHRR con dos bandas en el infrarrojo térmico, lo que ha mejorado la corrección atmosférica.
- El sensor AVHRR tiene una banda en el infrarrojo cercano que proporciona una mejora en la corrección atmosférica durante la noche.
- Posee un sistema de recolección de datos, el sistema ARGOS, para retransmitir datos de lugares inaccesibles.

La tabla 2.2 recoge los satélites disponibles de la serie NOAA y muestra que, desde el año 1978, siempre ha habido dos satélites NOAA en órbita alrededor de la Tierra.

Satélite	Periodo de operación
Tiros-N	Oct. 78 – Ene. 80
NOAA-6	Jun. 79 – Nov. 86
NOAA-7	Ago. 81 – Jun. 86
NOAA-8	Jun. 83 – Oct. 85
NOAA-9	Feb. 85 – Nov. 88
NOAA-10	Nov. 86 – Sep. 91
NOAA-11	Nov. 88 – Sep. 94
NOAA-12	May. 91 – Dic. 94
NOAA-13	Falló
NOAA-14	Dic. 94 – presente
NOAA-15	May. 98 – presente
NOAA-16	Sep. 2000 - presente

Tabla 2.2. Satélites de la serie NOAA

### 2.2.2. Características del sensor AVHRR

En la tabla 2.3 presentamos los parámetros de visión del sensor AVHRR:

Ancho de franja total: 2580 km
Resolución espacial: 1.1 km x 1.1 km al nadir

Tabla 2.3. Parámetros de visión del AVHRR

Con respecto a las características espectrales, el sensor AVHRR instalado en los satélites NOAA pares es distinto al de los satélites impares. A este último se le ha denominado AVHRR/2. Desde el NOAA 15 se ha subdividido una de las bandas y el sensor se denomina AVHRR/3.

La tabla 2.4 señala las características espectrales de estos tres sensores y los satélites en los que han estado instalados. Como podemos observar, el sensor AVHRR dispone de cuatro bandas y sólo una de ellas está situada en el infrarrojo térmico. El sensor AVHRR/2 presenta dos bandas en el infrarrojo térmico, que permiten un cálculo más preciso de

la temperatura superficial del mar, basado en el método multibanda, como describiremos posteriormente. El sensor AVHRR/3, además de presentar las dos bandas en el infrarrojo térmico, tiene la capacidad de cambiar el espectro electromagnético de la banda 3 para medir la concentración de aerosoles.

Banda	AVHRR Satélites NOAA: 6, 8, 10 ( $\mu\text{m}$ )	AVHRR/2 Satélites NOAA: 7, 9, 11, 12, 14 ( $\mu\text{m}$ )	AVHRR/3 Satélites NOAA: 15, 16, 17 ( $\mu\text{m}$ )
1	0.58-0.68	0.58-0.68	0.58-0.68
2	0.725-1.10	0.725-1.10	0.725-1.10
3 (A)			1.58-1.64
3 (B)	3.55-3.93	3.55-3.93	3.55-3.93
4	10.50-11.50	10.30-11.30	10.30-11.30
5	Banda 4 repetida	11.50-12.50	11.50-12.50

Tabla 2.4. Características espectrales del sensor AVHRR

Las bandas en el visible (1 y 2) se utilizan para la identificación de nubes, para la separación de tierra y mar, para la supervisión de la vegetación y para obtener la cantidad de hielo y nieve. Las bandas en el infrarrojo cercano (3, 4 y 5) se emplean para calcular la temperatura de las nubes y de la superficie del mar.

### 2.2.3. Calibración geofísica

En nuestro caso, la información que deseamos obtener del sensor AVHRR es la temperatura superficial del mar, calculada mediante la radiancia emitida por la superficie del mar. Esta radiancia atraviesa la atmósfera, que en parte la absorbe y reemite y en parte la dispersa. Esta es la radiancia que llega al satélite y que mide el sensor. El satélite convierte estos valores de radiancia en valores digitales de 10 bits y los envía a una estación receptora situada en la Tierra. Estos valores digitales son los que adquiere el científico para su pro-

cesamiento y análisis. Para procesarlos, el usuario tiene que seguir los pasos contrarios a los que hemos expuesto. En primer lugar, calibrar los datos, es decir, pasar los valores digitales a valores de radiancia, que es lo que realmente mide el sensor; y, en segundo lugar, eliminar la contribución atmosférica, debida principalmente al vapor de agua, para obtener la radiancia que emite la superficie del mar.

La corrección atmosférica del sensor AVHRR se realiza según el método multibanda, propuesto por Anding y Kauth (1970). Ellos razonaron que si se podían encontrar dos bandas diferentes tales que el mismo proceso físico causante de la absorción y reemisión atmosférica se produzca en ambas, siendo el efecto atmosférico en una banda un pequeño aumento del efecto en la otra, una medida simultánea de la radiancia en cada banda debería de proveer los datos necesarios para estimar el valor del efecto atmosférico, por lo que podría obtenerse la temperatura superficial del mar.

Con este método, que se justifica formalmente manipulando la ecuación de transferencia radiativa, obtenemos que la temperatura superficial del mar está relacionada con la temperatura de las bandas 4 y 5 del sensor AVHRR, por medio de la siguiente ecuación:

$$T_s = a_0 \cdot T_4 + a_1 \cdot (T_4 - T_5) + a_2 \quad (1)$$

donde  $T_s$  es la temperatura superficial del mar,  $T_4$  y  $T_5$  son las temperaturas de los canales 4 y 5 del AVHRR, respectivamente, y los coeficientes  $a_0$ ,  $a_1$  y  $a_2$  son constantes que provienen del ajuste a medidas *in situ*.

Los coeficientes de la expresión (1) dependen del lugar donde se han realizado las medidas *in situ* ya que no existe una expresión universal. En nuestro caso, utilizamos la obtenida por Eugenio *et al.* (2001) a partir de las medidas *in situ* realizadas en la Cuenca Este del Giro Subtropical.

$$T_s = 0.9516 \cdot T_4 + [2.8122 - 0.3792 \cdot (T_4 - T_5)] \cdot (T_4 - T_5) + 0.4551 \quad (2)$$

Una vez realizada la corrección atmosférica de los datos del AVHRR, nos podríamos encontrar con una serie de problemas:

## 1. Aerosoles

La dispersión por aerosoles en la atmósfera disminuye con la longitud de onda, por lo que su contribución es mayor en la banda 3.7  $\mu\text{m}$  que en las restantes bandas situadas en el infrarrojo. El error que se comete por no tener en cuenta los aerosoles es del orden de 0.1 K y sólo si hay grandes cantidades de aerosoles, el error podría ser de grados. Estas grandes cantidades de aerosoles pueden ser debidas a una erupción volcánica o, más relevante en el área de las Islas Canarias, a la llamada *calima* o polvo proveniente del Sáhara.

La figura 2.1, correspondiente al 19 de septiembre de 2003, muestra el efecto de los aerosoles en la temperatura superficial del mar.

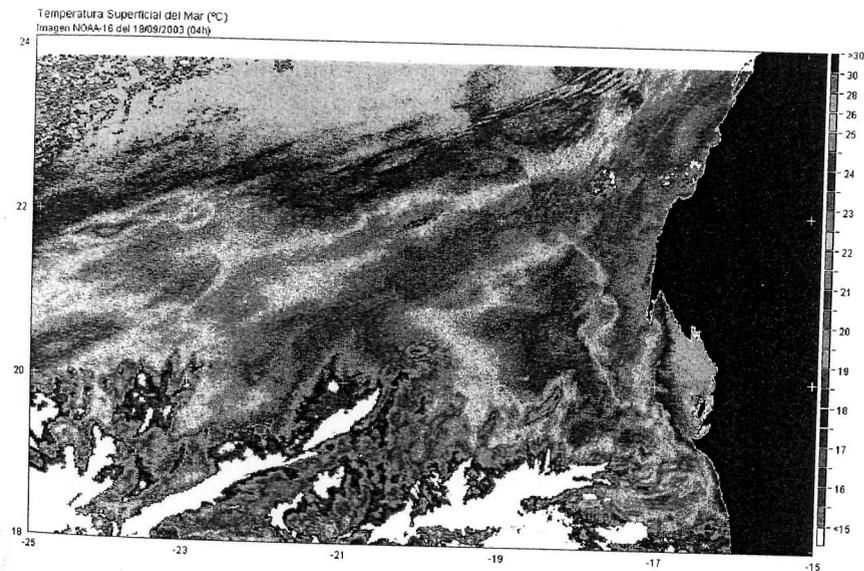


Figura 2.1. Imagen de temperatura superficial del mar del 19 de septiembre de 2003

## 2. Nubes

La limitación más importante a la hora de obtener la temperatura de la superficie del mar es la presencia de nubes: las grandes nubes son generalmente más frías que la superficie del mar y, por ello, se detectan fácilmente por su temperatura; sin embargo, las nubes inferiores al Campo Instantáneo de Visión del sensor no se pueden de-

tectar y, de este modo, la temperatura obtenida será una mezcla de la temperatura de la nube y de la superficie del mar; por otra parte, las nubes de temperatura un poco más baja que la de la superficie del mar podrían interpretarse como un frente oceánico. La figura 2.2, del 3 de julio de 1998, muestra el efecto de las nubes en la obtención de la temperatura superficial del mar.



Figura 2.2. Imagen de temperatura superficial del mar del 3 de julio de 1998

### 3. Efectos superficiales

Las medidas obtenidas con los datos del sensor AVHRR están relacionadas con la capa más superficial del océano (las primera 10  $\mu\text{m}$ ). Como la temperatura de la atmósfera y del mar deben igualarse en su interfase, puede existir una diferencia entre la temperatura de esta capa superior del océano y la de las capas más profundas. Trabajos experimentales han corroborado que la capa superior del océano posee una temperatura inferior, entre 0.1 y 0.5 K, a la de las capas más profundas.

El efecto opuesto también se puede observar en condiciones especiales: si no hay o hay escaso viento y, con ello, la superficie del mar

está en calma, una fuerte radiación calentaría la capa superior del océano y, consecuentemente, su temperatura sería más alta que la temperatura de las capas más profundas. La figura 2.3, correspondiente al 16 de septiembre de 1997, muestra el calentamiento superficial.

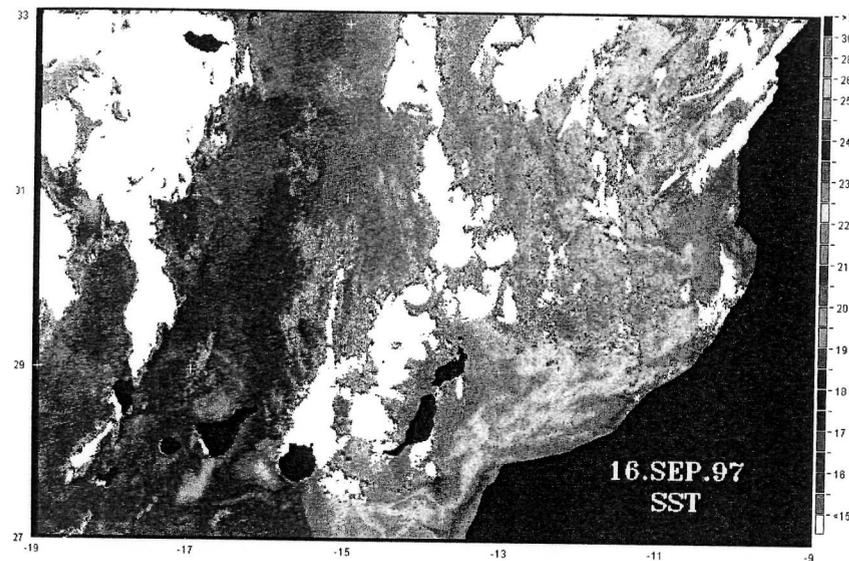


Figura 2.3. Imagen de temperatura superficial del mar del 16 de septiembre de 1997

## 2.2. Sensores CZCS y SeaWiifs y método de obtención de la concentración de clorofila

### 2.3.1. Generalidades

El sensor experimental CZCS (Coastal Zone Color Scanner) era uno de los sensores a bordo del satélite Nimbus-7, lanzado por la NASA (National Aeronautics and Space Administration) en 1978. Fue el primer sensor diseñado específicamente para medir el color del océano y la abundancia de fitoplancton. Se esperaba que el tiempo de vida del sensor fuera de dos años aproximadamente. Sin embargo, el funciona-

miento del CZCS se prolongó durante ocho años, hasta el verano de 1986.

El sensor SeaWifs (Sea-viewing Wide-Field of view Sensor) fue lanzado en agosto de 1997 y todavía está suministrando imágenes de todos los océanos del mundo.

### 2.3.2. Características de los sensores CZCS y SeaWifs

En la tabla 2.5 podemos observar los parámetros de visión de los sensores CZCS y SeaWifs.

CZCS	SeaWifs
Ancho de franja total: 1659 km	Ancho de franja total: 2801 km
Resolución espacial: 0.825 km al nadir	Resolución espacial: 1.1 km al nadir

Tabla 2.5. Parámetros de visión de los sensores CZCS y SeaWifs

De igual modo, en la tabla 2.6 presentamos las características espectrales de estos sensores.

Banda (nm)	CZCS (nm)	SeaWifs
1	443±20	412±20
2	520±20	443±20
3	550±20	490±20
4	670±20	510±20
5	750±100	555±20
6	11500±2000	670±20
7		765±40
8		865±40

Tabla 2.6. Características espectrales de los sensores CZCS y SeaWifs

Las cuatro primeras bandas espectrales del sensor CZCS y las seis primeras del sensor SeaWifs, su ancho (20 nm) y su sensibilidad fueron escogidas para determinar el color del océano y la abundancia de fitoplancton por medio de la variación de la radiancia que emerge del agua. Estas bandas tienen poco uso en tierra puesto que a menudo están saturadas.

El contenido de pigmento fitoplanctónico puede determinarse a partir de la información que aporta la radiancia espectral subsuperficial hacia arriba sobre los constituyentes del agua: el fitoplancton, que contiene el pigmento fotosintéticamente activo clorofila *a*, juega un papel dominante en los procesos de absorción y retrodispersión de la luz visible en el agua a longitudes de ondas específicas, excepto para regímenes oceánicos inusuales como las áreas de descarga terrestre.

La banda 5 del sensor CZCS y las bandas 7 y 8 del sensor SeaWifs se utilizan para separar agua, tierra y nubes. La banda 6 del sensor CZCS, que, desafortunadamente, tuvo problemas poco tiempo después del lanzamiento del satélite, estaba destinada a estimar la temperatura superficial del mar.

### 2.3.1. Calibración geofísica

Como ya hemos apuntado, la información que deseamos obtener de los sensores CZCS y SeaWifs es la concentración de pigmento de tipo fitoplanctónico, calculada mediante la radiancia, que contiene información de los constituyentes del agua.

Al igual que hicimos con el sensor AVHRR, debemos, en primer lugar, calibrar los datos, es decir, pasar los valores digitales que recibe la estación receptora a valores de radiancia, que es lo que realmente mide el sensor, y, en segundo lugar, realizar la corrección atmosférica, esto es, eliminar la contribución de la atmósfera a la radiancia que sale de la superficie del mar.

En el visible, la atmósfera interacciona con la radiación que recibe el sensor de forma mucho más fuerte que en el infrarrojo, de manera que sólo una pequeña porción de la radiancia medida por el sensor –alrededor del 20%– aporta información de los constituyentes presentes en la superficie del mar.

Si consideramos que la atmósfera está libre de nubes, la radiación visible que atraviesa la atmósfera interactuará con moléculas y partículas que se hallan en ella y su atenuación está dominada por la dispersión Rayleigh por moléculas de aires, dispersión Mie por aerosoles y absorción por gases, componentes que debemos eliminar para obtener la radiancia procedente de la superficie del mar.

Al igual que se hace con el sensor AVHRR para obtener la temperatura superficial del mar, la obtención de la concentración de fitoplancton se realiza ajustando a medidas *in situ* una ecuación del siguiente tipo:

$$C = A \cdot r_{ij}^B \quad (3)$$

donde  $C$  es la concentración en  $\text{mg} \cdot \text{m}^{-3}$  de clorofila  $a$ ;  $r_{ij}$  es el cociente de parámetros ópticos como radiancias o reflectancias en dos bandas,  $i$  y  $j$ ; y  $A$  y  $B$  son constantes que provienen del ajuste a medidas *in situ*.

### 3. Aplicación a estudios oceanográficos

En este apartado observaremos las nuevas estructuras oceanográficas descubiertas en el área de las Islas Canarias gracias a las imágenes de satélite. Para ello, es necesario partir del conocimiento de este medio marino del que se disponía antes del lanzamiento de los satélites de uso terrestre y que se concreta en los dos sistemas dinámicos presentes en la citada área: el sistema del afloramiento del noroeste de África y la Corriente de Canarias.

#### 3.1. Sistema del afloramiento del noroeste de África

El afloramiento del noroeste de África, consistente en agua subsuperficial que aflora a la superficie, se origina por el esfuerzo del viento sobre la superficie del mar, que produce una capa y una corriente de Ekman. El transporte de Ekman, que es la corriente de Ekman integrada sobre toda la capa de Ekman, forma un ángulo de  $90^\circ$  a la derecha (en el Hemisferio del Norte) de la dirección del viento. Así, si el viento sopla a lo largo de la costa dejándola a su izquierda, el transporte de

Ekman desplaza hacia mar abierto las capas superficiales de agua, que son reemplazadas por las capas inferiores. Se origina, de este modo, un frente entre las aguas frías afloradas y las aguas relativamente cálidas desplazadas hacia mar abierto, que dista de la costa aproximadamente el radio interno de Rossby. Debido a que, según hemos señalado, el forzamiento físico que origina el fenómeno de afloramiento costero es el viento paralelo a la costa -en nuestro caso, la costa africana- debemos conocer, en primer lugar, la distribución espacio-temporal de los vientos dominantes, denominados alisios.

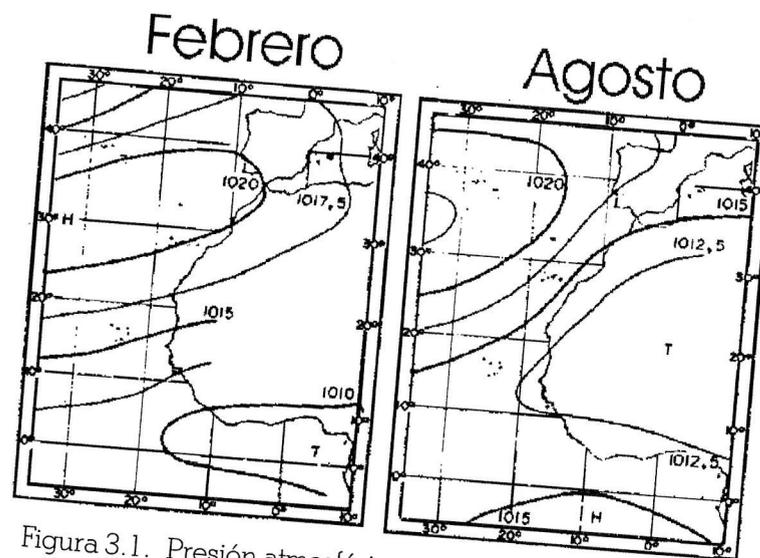


Figura 3.1. Presión atmosférica media y vientos en febrero y agosto

La variación a gran escala de los alisios se corresponde con el desplazamiento meridional del Anticiclón de las Azores. Así, en la figura 3.1 se observa que este anticiclón se sitúa en su posición más septentrional durante los meses de julio y agosto, por lo que la frontera de los alisios se localiza aproximadamente en  $45^\circ\text{N}$  y  $20^\circ\text{N}$ ; en otoño, el Anticiclón empieza a desplazarse hacia el sur hasta alcanzar su posición más meridional en invierno; en enero y febrero, las fronteras de los alisios corresponden a las latitudes  $25^\circ\text{N}$  y  $10^\circ\text{N}$ . Debido a este desplazamiento meridional del anticiclón, los alisios son intensos al sur de  $20^\circ\text{N}$  durante el invierno y la primavera, al norte de  $25^\circ\text{N}$  durante el verano y el otoño, y entre  $20^\circ\text{N}$  y  $25^\circ\text{N}$  durante todo el año.

Según hemos comentado, como resultado del viento que sopla paralelo a la costa, el agua subsuperficial reemplaza al agua superficial, transportada hacia mar abierto. Teniendo en cuenta que el agua subsuperficial es más fría que la superficial, la diferencia de temperatura entre el área cercana a la costa y la de mar abierto a la misma latitud puede ser una forma de detectar la intensidad del afloramiento. A ello responden los trabajos realizados por Wooster *et al.* (1976), Speth y Detlefsen (1982) con medidas *in situ*, y, más recientemente, por Nykjaer y Van Camp (1994), mediante imágenes de satélite de Temperatura Superficial del Mar (TSM), cuyo resultado se recoge en la figura 3.2. Esta figura muestra, que en la banda 20-25°N, el agua cercana a la costa es de temperatura muy inferior a la de mar abierto durante todo el año, con la estacionalidad descrita, al norte y sur de estas latitudes.

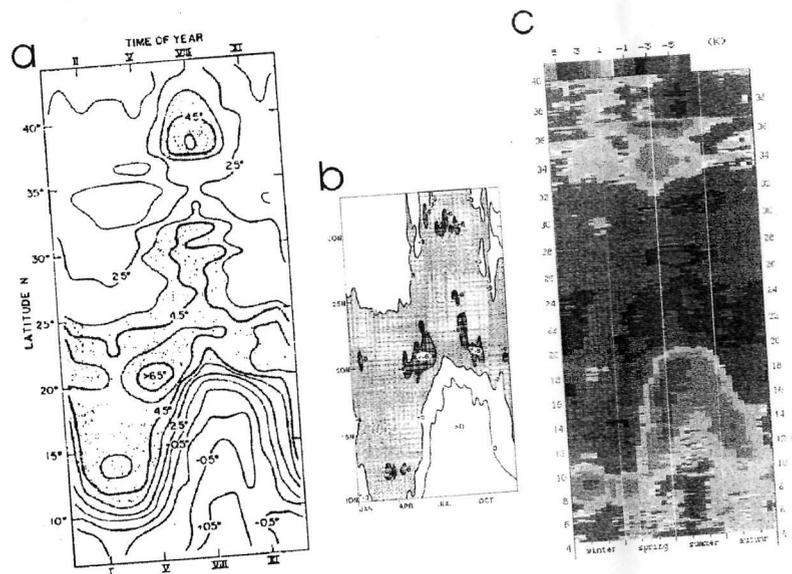


Figura 3.2. Diferencia de temperatura entre el área costera y la de mar abierto: a) en el periodo 1850-1970, en el que los valores positivos indican que las temperaturas costeras son inferiores a las de mar abierto (Wooster *et al.*, 1976); b) diferencia de temperatura entre el área costera y la de mar abierto en el periodo 1969-1976, en el que se utilizan signos opuestos a la figura anterior para señalar las diferencias de tem-

peratura (Speth y Detlefsen, 1982); y c) diferencia de temperatura entre el área costera y la de mar abierto en el periodo 1981-1991 con el mismo convenio de signos que la figura 3.2b (Nykjaer y Van Camp, 1994). Las figuras disponen de la misma escala en latitud para poder establecer comparaciones.

### 3.2. La Corriente de Canarias

La corriente superficial de la Cuenca de Canarias, denominada *Corriente de Canarias*, es conocida desde el siglo XV por los navegantes portugueses, en sus travesías alrededor de África, y españoles, en sus viajes a América. Estos últimos hacían uso, además, de la Corriente Norecuatorial, continuación de la Corriente de Canarias que fluye hacia el oeste. En sus viajes de vuelta, utilizaban la Corriente del Golfo hasta la latitud de Cabo Hatteras para después navegar hacia el este, hasta llegar a España.

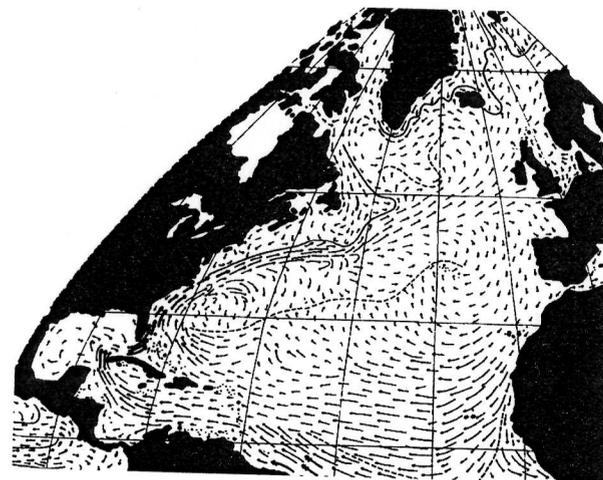


Figura 3.3. Corrientes superficiales del Océano Atlántico del Norte (Shott, 1944).

Se trataba, en cualquier caso, de un conocimiento puramente práctico, puesto que no fue hasta después de las expediciones del Challenger (1872-1876) y del Meteor en los años 30 cuando comenza-

ron a realizarse mapas en los que se representaban las corrientes superficiales más importantes, tal y como actualmente las conocemos. La figura 3.3, que recoge una de estas representaciones, muestra la Corriente Norecuatorial fluyendo hacia el oeste, la Corriente del Caribe y la Corriente de las Antillas, la cual alimenta la intensa Corriente del Golfo que fluye hacia el norte a lo largo de la costa americana. Esta se separa de la costa americana y se dirige hacia el norte del Atlántico Norte por medio de la Corriente Noratlántica, una de cuyas ramas, la denominada *Corriente de Portugal*, se dirige al sur y alimenta la Corriente de Canarias.

En los años 80, comienzan a realizarse estudios oceanográficos en el área de las Islas Canarias que modifican la visión inicial de esta circulación. Así, Kase y Siedler (1982) fueron los primeros en localizar la Corriente de las Azores que fluye hacia el este al Sur de las Azores y demostraron que es la Corriente que alimenta a la Corriente de Canarias en vez de la Corriente de Portugal como inicialmente se pensó.

Así como desde los años 80 han existido estudios destinados específicamente a determinar la Corriente de las Azores, la Corriente de Canarias no había sido cuantificada directamente hasta que se desarrolló el Proyecto de Investigación *CANIGO*, entre los años 1996 y 1999 (figura 3.4). Con anterioridad, hubo una serie de intentos de estimar la circulación de la Corriente de Canarias utilizando datos históricos obtenidos en distintos meses y años o mediante datos hidrográficos procedentes de campañas realizadas en zonas un tanto alejadas de la región.

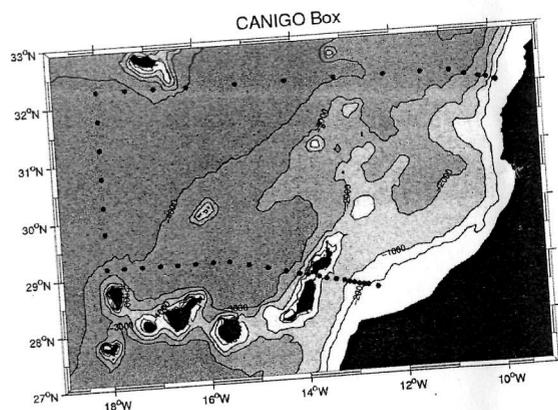


Figura 3.4. Estaciones hidrográficas realizadas en 4 campañas en el marco del Proyecto de Investigación *CANIGO*.

En el marco del citado proyecto, se desarrolló la campaña oceanográfica representada en la figura 3.4 en cuatro ocasiones –enero de 1997, septiembre de 1997, abril de 1998 y julio de 1998–, lo que ha permitido determinar, en primer lugar, y dado que las estaciones hidrográficas se realizaron en la misma posición, el transporte medio de masa, calor y agua dulce de la Corriente de Canarias, y, en segundo lugar, los cambios estacionales de este transporte. De igual forma, a partir del conocimiento de la variación espacial de la Corriente de Canarias en estas cuatro épocas, se ha podido establecer su relación con el jet geostrofico asociado al sistema de afloramiento del noroeste de África.

Este trabajo nos ha llevado a la conclusión de que la Corriente de Canarias experimenta una variación espacio-temporal. La circulación promedia muestra, en la sección norte, un transporte de  $1.0 \pm 0.4$  Sv asociado a la dinámica del afloramiento, que continúa en el canal que forman la isla de Lanzarote y la costa africana. Este transporte fluye, por tanto, a lo largo de las isóbatas 500-2000 m de profundidad, tanto en el transecto norte como en el sur, de acuerdo con el Teorema de Taylor-Proudman. Tras un remolino ciclónico presente en la sección norte, encontramos la ruta principal de la Corriente de Canarias, que transporta  $3.1 \pm 0.5$  Sv y se localiza hasta el este de Madeira. Esta corriente se dirige hacia el suroeste y fluye a través de las Islas Canarias -desde La Palma hasta Lanzarote- con un transporte de  $2.7 \pm 0.6$  Sv, lo que indica que el flujo entre Madeira y La Palma es nulo.

Por lo que se refiere a la variación estacional, se ha comprobado que, en verano, la circulación es similar a la circulación promedio aunque más intensa. El transporte del jet geostrofico producido por la dinámica del afloramiento es de  $1.9 \pm 0.5$  Sv en la sección norte y, de nuevo, ocupa todo el canal Lanzarote-costa africana con un transporte de  $1.7 \pm 0.4$  Sv. La Corriente de Canarias transporta, en esta estación,  $5.6 \pm 0.7$  Sv que, una vez más, fluye, entre las Islas Canarias - $4.4 \pm 0.5$  Sv- sin flujo entre Madeira y La Palma.

En otoño, la circulación muestra que el transporte relacionado con la dinámica del afloramiento es nulo. La Corriente de Canarias, localizada en el tercio oeste de la sección norte, transporta  $4.3 \pm 0.5$  Sv, de los que una parte fluye entre Madeira y La Palma - $3.0 \pm 0.6$  Sv- y otra entre las islas occidentales del Archipiélago - $1.1 \pm 0.4$  Sv. Por otra parte, es

esta la única estación que presenta un transporte significativo de aguas intermedias hacia el norte  $-0.7 \pm 0.3$  Sv- en el canal Lanzarote-costa africana, que se corresponde con el mínimo de salinidad detectado en esta misma estación.

En invierno, la Corriente de Canarias transporta  $1.5 \pm 0.5$  Sv y no hay jet geostrofico asociado a la dinámica del afloramiento. Se ha de resaltar que, en el transecto norte, se ha detectado un Meddy, que se encuentra en la capa intermedia y que está formado por aguas de alta salinidad y temperatura.

Por último, en primavera, la circulación muestra que, en la sección norte, está presente el jet asociado a la dinámica del afloramiento, que transporta  $1.7 \pm 0.4$  Sv. La Corriente de Canarias está localizada en el tercio este de la sección norte y transporta  $4.0 \pm 0.6$  Sv. Estos dos flujos parecen unirse y fluyen en el canal Lanzarote-costa africana con un transporte de  $4.6 \pm 0.4$  Sv. De nuevo, se detecta un Meddy, más intenso que el localizado en invierno.

### 3.3. Estructuras oceanográficas recurrentes en las Islas Canarias

Las primeras imágenes de satélite del área de las Islas Canarias procesadas en el año 1987 mostraron una serie de estructuras oceanográficas desconocidas hasta entonces. Si tenemos en cuenta el forzamiento físico que las produce, estas estructuras se pueden clasificar en los dos grupos siguientes:

- I. Estructuras oceanográficas asociadas a la influencia que ejerce el afloramiento del noroeste de África en las aguas que rodean a las Islas Canarias.
- II. Estructuras oceanográficas asociadas a las Islas Canarias e independientes del afloramiento.

#### 3.3.1. Estructuras asociadas a la influencia del afloramiento

La figura 3.5, que corresponde a la imagen mensual promedio de concentración de fitoplancton de octubre de 2003, abarca desde el norte de la Península Ibérica hasta las inmediaciones de Cabo Verde.

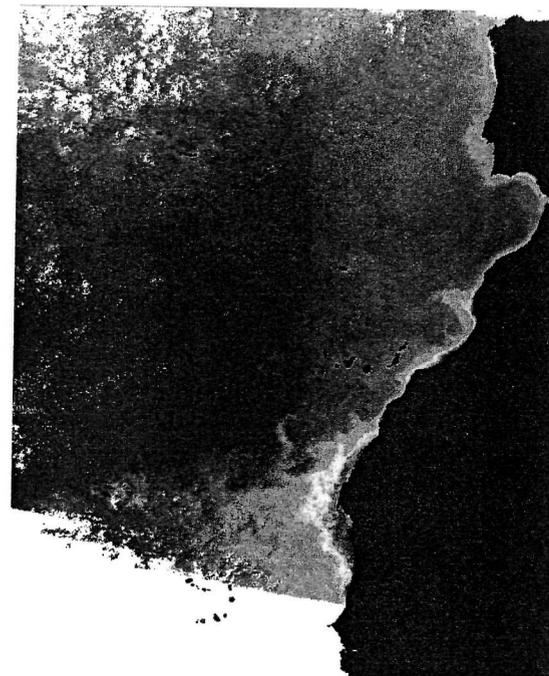


Figura 3.5. Imagen mensual promedio de concentración e fitoplancton correspondiente a octubre de 2003

A lo largo de la costa oeste de la Península Ibérica y del noroeste de África se localiza una alta concentración de fitoplancton, causada por el fenómeno de afloramiento, que se origina cuando los vientos alisios soplan paralelos a la costa. En la costa noroeste de África destacan los centros de afloramiento en las inmediaciones de Cabo Ghir, Cabo Juby y, muy especialmente, Cabo Blanco.

Por otro lado, la figura 3.6, correspondiente al 21 de julio de 1983, muestra claramente la influencia del afloramiento costero del noroeste de África en las aguas que rodean a las Islas Canarias.

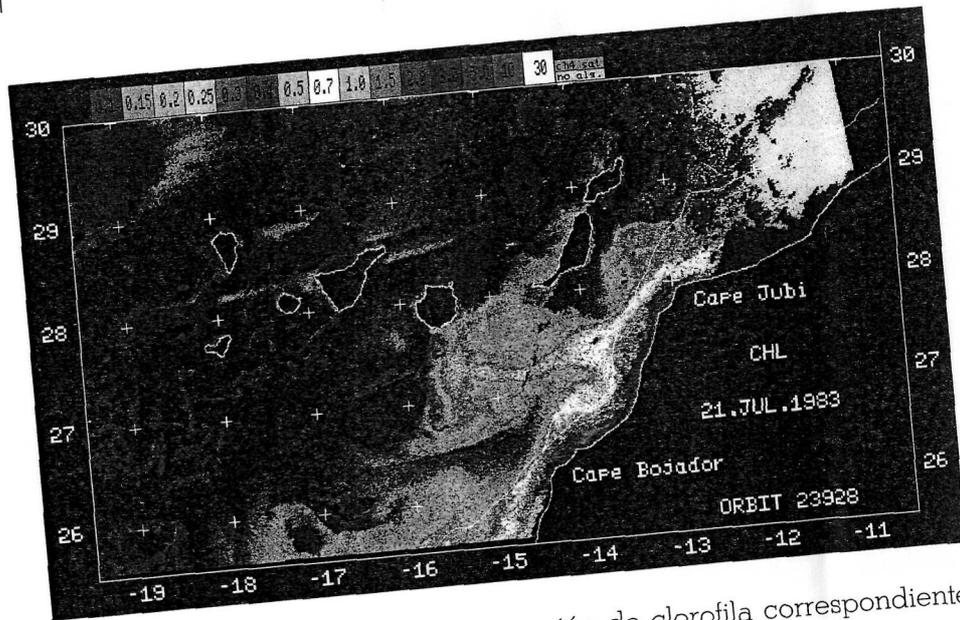


Figura 3.6. Imagen de concentración de clorofila correspondiente al 21 de julio de 1983

Esta influencia se manifiesta fundamentalmente en la presencia de filamentos de afloramiento, definidos como estructuras alargadas de aguas frías y ricas en clorofila, cuyo origen es la costa africana y que arriban a las inmediaciones de las Islas. La figura objeto de análisis muestra una de estas estructuras, originadas entre Cabo Jubi y Cabo Bojador, que finaliza en una estructura tipo seta que se acerca al suroeste de la isla de Gran Canaria. Además, se observa un alto contenido de clorofila al oeste de Lanzarote y Fuerteventura, aunque no se detecta ningún filamento de afloramiento en esa zona.

### 3.3.2. Estructuras asociadas a islas individuales

Finalmente, aludiremos a aquellas estructuras oceanográficas generadas por la presencia de las Islas en el flujo de la Corriente de Canarias.

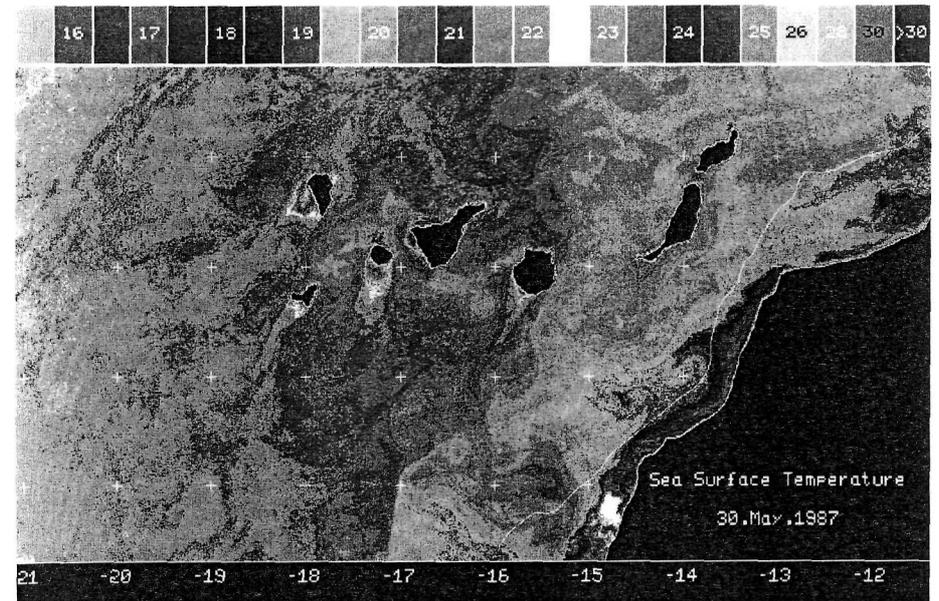


Figura 3.7. Imagen de temperatura superficial del mar correspondiente al 30 de mayo de 1987

La figura 3.7 muestra claramente estas estructuras, reflejadas en las largas estelas de agua caliente y en los remolinos tanto ciclónicos como anticiclónicos que se observan a sotavento de las islas.

Las largas estelas de agua caliente a sotavento de las islas constituyen una particularidad recurrente en las imágenes de temperatura superficial del mar aunque no tienen su correspondiente manifestación en las imágenes de concentración de clorofila. El análisis de imágenes de temperatura superficial del mar nos ha permitido realizar las siguientes observaciones: en primer lugar, las estelas de mayor longitud corresponden a las islas más occidentales (Gomera, Hierro y La Palma) y a la isla de Gran Canaria; y, en segundo lugar, las estelas presentan variaciones en su dirección.

La primera observación nos permite concluir la existencia de una relación entre la longitud de las estelas y la altura de las islas, ya que las islas de mayor altitud –con la excepción de Tenerife, que podría estar justificada por la proximidad de la isla de Gomera– son las que presentan estelas de mayor longitud. La segunda observación nos permite for-

mular una relación entre la dirección de la estela y la dirección del viento.

Por otro lado, el estudio de los remolinos asociados a las islas nos ha facilitado el conocimiento de su extensión vertical y su tiempo de vida. La extensión vertical de estos remolinos es de 700 m aproximadamente, por lo que sólo contienen Agua Central NorAtlántica; además, estas estructuras pueden perdurar cuatro meses aproximadamente, con lo que introducen unos niveles energéticos elevados a sotavento de las islas.

### Bibliografía

- Anding, D. y R. Kauth, 1970. Estimation of sea surface temperatura from space. *Remote Sensing of Environment* **1**, 217-220.
- Aristegui, J., P. Sangrá, S. Hernández-León, M. Cantón, A. Hernández-Guerra y J.L. Kerling, 1994. Island-induced eddies in the Canary Islands. *Deep-Sea Research*, **41**, 1509-1525.
- Aristegui, J., P. Tett, A. Hernández-Guerra, G. Basterretxea, M.F. Montero, K. Wild, P. Sangrá, S. Hernández-León, M. Cantón, J.A. García-Braun, M. Pacheco y E.D. Barton, 1997. The influence of island-generated eddies on chlorophyll distribution: a study of mesoscale variation around Gran Canaria. *Deep-Sea Research*, **44**, 71-96.
- Barton, E.D., J. Aristegui, P. Tett, J. García-Braun, S. Hernández-León, L. Nykjaer, C. Almeida, J. Almunia, S. Ballesteros, G. Basterretxea, J. Escáñez, L. García-Weil, A. Hernández-Guerra, F. López-Laatzén, R. Molina, M.F. Montero, E. Navarro-Pérez, J.M. Rodríguez-Pérez, K. Van Lenning, H. Vélez y K. Wild, 1998. The transition zone of the Canary Current upwelling region. *Progress in Oceanography* **41**, 455-504.
- Borges, R., A. Hernández-Guerra y L. Nykjaer, 2004. Analysis of Sea Surface Temperature time series of the Southeastern North Atlantic. *International Journal of Remote Sensing* **25**, 869-891.
- Davenport, R., S. Neuer, A. Hernández-Guerra, M.J. Rueda, O. Llinas, G. Fischer y G. Wefer, 1999. Seasonal and interannual pigment concentration in the Canary Islands region from CZCS data and

- comparison with observations from the ESTOC time-series station. *International Journal of Remote Sensing* **20**, 1419-1433.
- Eugenio, F., J. Marcello A. Hernández-Guerra y E. Rovaris, 2001. Methodology to obtain accurate sea surface temperatura from locally received NOAA-14 data in the Canary-Azores-Gibraltar area. *Scientia Marina* **65**, 127-137.
- Hernández-Guerra, A., E. Fraile-Nuez, R. Borges, F. López-Laatzén, P. Vélez-Belchí, G. Parrilla y T.J. Müller, 2003. Transport Variability in the Lanzarote Passage (Eastern Boundary Current of the North Atlantic Subtropical Gyre). *Deep-Sea Research I* **50**, 189-200.
- Hernández-Guerra, A., F. Machín, A. Antoranz, J. Cisneros, C. Gordo, A. Marrero, A. Martínez, A.W. Ratsimandresy, A. Rodríguez, P. Sangrá, F. López-Laatzén, G. Parrilla y J.L. Pelegrí, 2001. Temporal variability of mass transport in the Canary Current. *Deep-Sea Research II* **49**, 3415-3426.
- Hernández-Guerra, A., J. Aristegui, M. Cantón y L. Nykjaer, 1993. Phytoplankton pigment patterns in the Canary Islands area as determined using Coastal Zone Colour Scanner data. *International Journal of Remote Sensing*, **14**, 1431-1437.
- Hernández-Guerra, A. y L. Nykjaer, 1997. Sea surface temperature variability off north-west Africa: 1981-1989. *International Journal of Remote Sensing*, **18**, 2539-2558.
- Kase, R.H. y G. Siedler, 1982. Meandering of the Subtropical Front Southeast of the Azores Current. *Nature* **300**, 245-246.
- Nykjaer, L. y L. Van Camp, 1994. Seasonal and interannual variability of coastal upwelling along northwest Africa and Portugal from 1981 to 1991. *Journal of Geophysical Research* **99**, 14.197-14.207.
- Pacheco, M. y A. Hernández-Guerra, 1999. Seasonal variability of recurrent phytoplankton pigment patterns in the Canary Islands area. *International Journal of Remote Sensing* **20**, 1405-1418.
- Schott, G., 1944. Geographie des Atlantischen Ozeans. Edit. Boysen, 438 pp.
- Speth, P. y H. Detlefsen, 1982. Meteorological influences on upwelling off Northwest Africa. *Rapp. Proc. Verb. Reun. Cons. Int. Expl. Mer* **180**, 29-34.