

Cálculo de velocidades oceánicas superficiales en el área del afloramiento del NW de África mediante imágenes del sensor AVHRR

L. García Weil¹, L. Nykjaer², A. Tejera Cruz¹, M. Cantón Garbín¹

¹Departamento de Física

Universidad de Las Palmas de Gran Canaria

²Institute for Remote Sensing Applications, Joint Research Centre

Ispira, Italia

RESUMEN

En el presente estudio, una serie de pares de imágenes consecutivas del sensor Advance Very High Resolution Radiometer separadas entre sí 24 horas son utilizadas con el fin de calcular las velocidades oceánicas. El método utilizado es el método de las correlaciones cruzadas máximas (CCM), que consiste en localizar los máximos de correlaciones cruzadas bidimensionales entre imágenes de satélite sucesivas, que representan el movimiento de las estructuras observadas. Los resultados de aplicar este método son analizados y discutidos.

ABSTRACT

In this study, some pairs of consecutive satellite images from the Advance Very High Resolution Radiometer (AVHRR) with a time separation of 24 hours are used in order to derive the sea surface flow velocities in the Northwest African upwelling area. The method used is the Maximum Cross Correlation Method (MCC), and it consists in locate the maxima of bidimensional cross correlations between consecutive images. That maxima represent the movement of the observed features. The results are analyzed and discussed.

Introducción

Un tópico de gran importancia en Oceanografía es el estudio de la circulación oceánica y por tanto, de la medida de las velocidades de corrientes.

Ya desde los primeros estudios intensivos que combinaban datos tomados in-situ e imágenes de satélite, se observó que existe una buena correspondencia entre las estructuras que aparecen en las escenas procedentes de los sensores remotos que trabajan en el rango visible e infrarrojo de longitudes de onda, y la trayectoria

seguida por boyas derivantes o las velocidades medidas con ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler).

Esto ha motivado un interés creciente por parte de la comunidad científica oceanográfica, de usar estos datos de satélite para calcular el flujo superficial oceánico a partir del intrincado movimiento de las estructuras oceanográficas observadas. El interés para hacer esto no es solo científico, sino que además se encuentra apoyado por:

- La limitada resolución espacial de los métodos convencionales para medir velocidades en el océano con la consiguiente dificultad que ello conlleva para obtener un campo denso de velocidades.
- El relativo bajo coste y la alta densidad de datos y repetitividad ofrecida por las imágenes de satélite.

La idea de utilizar una distribución espacial y temporal de trazadores para estimar la circulación oceánica no se reduce al ámbito de los datos de satélite, sino que constituye un problema oceanográfico más general. De hecho, la imagen que tenemos hoy en día de la circulación oceánica ha sido elaborada por medio de una gran variedad de métodos y datos.

Existen diversas aproximaciones o métodos para deducir la circulación superficial oceánica a partir de una secuencia de imágenes de satélite. Estos son:

- 1.- Métodos subjetivos: En los cuales la velocidad es calculada a partir de la identificación del desplazamiento de características oceanográficas claramente observables en una secuencia de imágenes por medio de un operador, y el tiempo transcurrido entre éstas (La Violette, 1984). Este tipo de métodos constituye la aproximación más simple e inicialmente desarrollada, pero presenta la desventaja de que el número de vectores velocidad calculado con este método es relativamente pequeño y dependiente del operador.
- 2.- Métodos objetivos: Estos son independientes del operador y producen un campo de velocidades espacialmente denso. Dentro de esta categoría de métodos, se pueden distinguir dos grupos, que intentan resolver el problema partiendo de aproximaciones diferentes. Estos son:
 - 2.1.- Métodos desarrollados a partir de fundamentos basados en el análisis de imágenes digitales y de reconocimiento de formas (Emery et al., 1986)

2.2.- Métodos que han sido desarrollados dentro del ámbito general de la Oceanografía y la Geofísica, y que han sido adaptados para poder tratar los datos de satélite (Kelly, 1989). Estos métodos intentan resolver directamente la siguiente ecuación:

$$\frac{dC}{dt} = \frac{\partial C}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla C = k \Delta^2 C + S \quad (1)$$

para obtener la velocidad a partir de una secuencia de imágenes digitales. Esta ecuación es la ecuación de conservación del trazador utilizado y así C representa el valor que toma el trazador en la imagen, \mathbf{u} es la velocidad, k es el coeficiente de difusión turbulenta y S es un término sumidero/fuente.

El método utilizado en este estudio, es conocido como método de las correlaciones cruzadas máximas (CCM). Ha sido aplicado a pares de imágenes consecutivas del sensor AVHRR, y pertenece al grupo de los métodos objetivos desarrollados a partir de fundamentos basados en el análisis de imágenes digitales.

Métodos y datos usados

Emery et al. (1986) fueron los primeros en aplicar el método CCM para calcular el flujo oceánico superficial utilizando imágenes del sensor AVHRR procedentes del área de Vancouver, extendiéndose su uso, y así más recientemente el método ha sido utilizado con el mismo fin, pero con imágenes de satélite de color del océano obtenidas con el sensor CZCS (García y Robinson, 1989). También se ha utilizado el método con el fin de estudiar el movimiento de fragmentos hielo en regiones polares utilizando datos de las bandas visibles del AVHRR y del radar de apertura sintética (SAR) (Ninnis et al, 1986).

Pero antes que en Oceanografía, el método había sido utilizado en Meteorología para obtener la velocidad de desplazamiento de las nubes utilizando pares de imágenes de satélites geosíncronos (Lesse et al., 1971).

El método supone que el cambio producido en las estructuras térmicas observadas en pares consecutivos de imágenes del sensor AVHRR es debido al flujo superficial oceánico dentro de una escala espacial limitada, y se basa en la localización del máximo de una matriz de coeficientes de correlaciones cruzadas bidimensionales calculada entre imágenes de satélite consecutivas, para así deducir los vectores desplazamientos que representan el flujo superficial oceánico. Si suponemos que $f(x, y)$ y $g(x+\xi, y+\eta)$ representan un posible par de estructuras similares observados en dos imágenes consecutivas, siendo (ξ, η) las coordenadas representando el posible des-

plazamiento espacial de la estructura original entre las dos imágenes, la matriz de coeficientes de correlación cruzados viene dada por

$$\rho(\xi, \eta) = \frac{\text{cov}(f(x, y), g(x+\xi, y+\eta))}{[\text{var}(f(x, y)) \text{var}(g(x+\xi, y+\eta))]^{1/2}} \quad (2)$$

donde la matriz de covarianza es

$$\text{cov}(f(x, y), g(x+\xi, y+\eta)) = \frac{1}{R} \iint_R (f(x, y) - \bar{f})(g(x+\xi, y+\eta) - \bar{g}(\xi, \eta)) dx dy \quad (3)$$

y las varianzas son calculadas a través de

$$\text{var}(f(x, y)) = \frac{1}{R} \iint_R (f(x, y) - \bar{f})^2 dx dy \quad (4)$$

y

$$\text{var}(g(x+\xi, y+\eta)) = \frac{1}{R} \iint_R (g(x+\xi, y+\eta) - \bar{g}(\xi, \eta))^2 dx dy \quad (5)$$

indicando R el área de integración rectangular que incluye a la estructura. Entonces, se buscan las coordenadas (ξ_0, η_0) para las cuales el coeficiente de correlación $\rho(\xi_0, \eta_0)$ toma su valor máximo dentro del área de búsqueda. Por último, el valor de la velocidad para la estructura $f(x, y)$ se calcula dividiendo las coordenadas (ξ_0, η_0) por el intervalo de tiempo transcurrido entre las dos imágenes.

En la figura 1 se ilustra el esquema seguido para deducir el campo de velocidades usando el método CCM. Para dos imágenes de satélite consecutivas, la primera imagen es dividida en rectángulos contiguos denominados plantillas. Para cada plantilla, identificamos en la segunda imagen un área de búsqueda mayor denominada ventana de búsqueda, de modo que el centro de ésta coincide con el centro de la plantilla. Por tanto, las ventanas de búsqueda se superponen unas con otras, indicándose en la figura 1 la relación que existe entre una plantilla, una ventana de búsqueda, su matriz de correlación y el vector desplazamiento resultante.

Debido a que los procesos que actúan en la superficie del océano son bastante complicados, puede ocurrir que en algunas áreas no exista correspondencia entre las estructuras de temperatura presentes entre un par de imágenes consecutivas. Es necesario por tanto establecer un nivel de significancia para los máximos coeficientes de

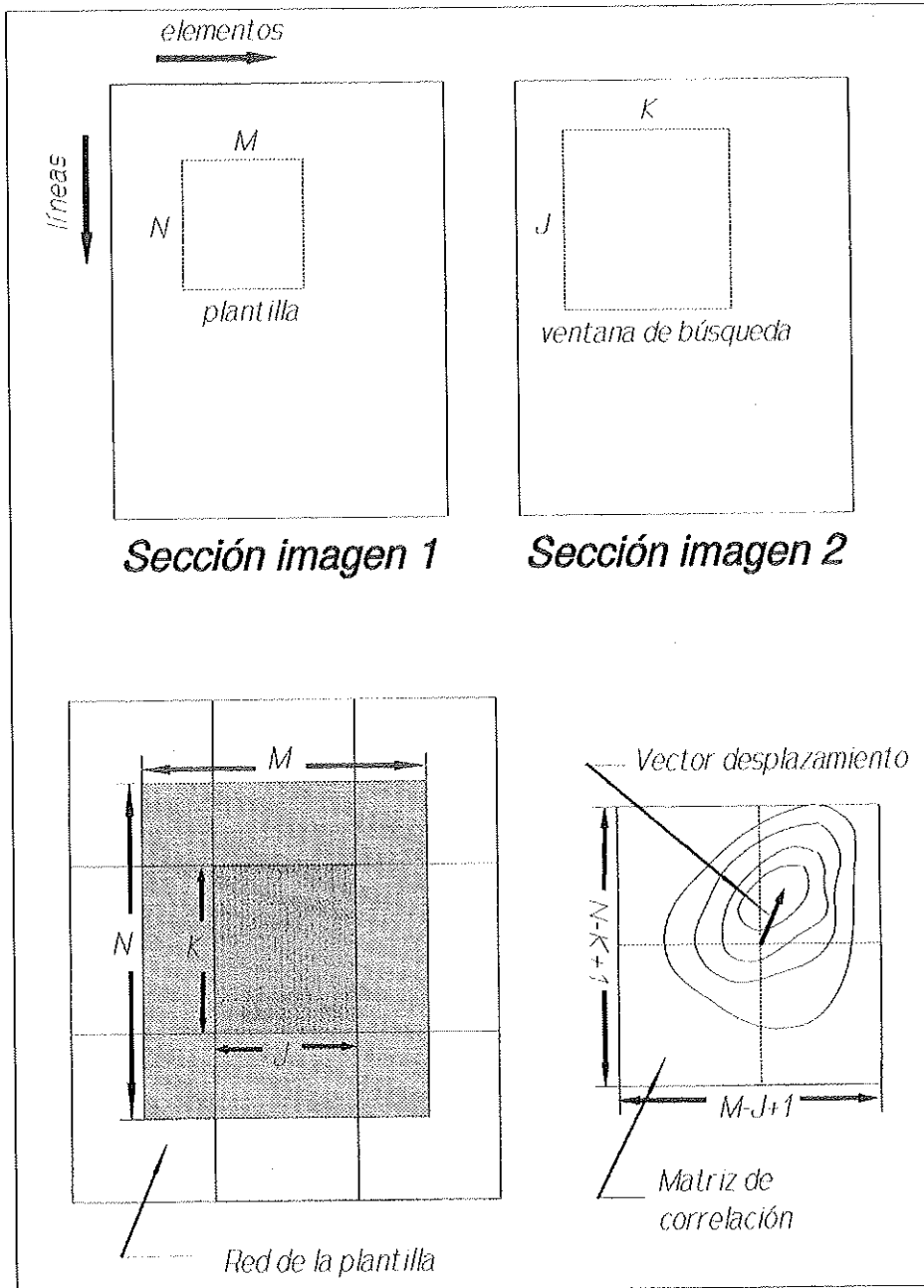


Figura 1.
Representación gráfica del método CCM

correlación encontrados. Existen diversos métodos para lograr esto, basados todos en el cálculo de la matriz de autocorrelación. Por simplicidad, nosotros hemos adoptado el nivel de correlación deducido por Emery et al. (1986) utilizando estos métodos, que es igual a 0.6.

Los datos utilizados han sido suministrados por el sensor AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) y corresponden a las fechas indicadas en la tabla 1.

Todas las imágenes utilizadas fueron sometidas al mismo procesamiento. En primer lugar las radiancias de los canales infrarrojos 4 y 5 del AVHRR fueron convertidas a temperatura de brillo, para posteriormente realizar la corrección atmosférica utilizando un algoritmo del tipo "split-window" desarrollado por Castagné et al.

Satélite	Fecha	Órbita	Hora de pase
NOAA-9	07 Junio 1987	12798	16:15
NOAA-9	08 Junio 1987	12812	16:04
NOAA-9	09 Junio 1987	12826	15:57
NOAA-9	13 Agosto 1988	18907	16:30
NOAA-9	14 Agosto 1988	18921	16:41
NOAA-9	15 Agosto 1988	18935	16:54
NOAA-9	16 Agosto 1988	18949	16:25

Tabla 1
Imágenes del sensor AVHRR utilizadas con el método CCM

(1986), que tiene por expresión la siguiente:

$$T_s = T_a + 2(T_4 - T_5) + 0.5 \quad (6)$$

donde T_s es la temperatura de la superficie del mar (TSM), y T_4 y T_5 son las temperaturas de brillo de los canales 4 y 5 del AVHRR respectivamente.

Seguidamente estas imágenes fueron corregidas geométricamente y registradas a una proyección Mercator común. El área final de todas las imágenes analizadas es de 512x512 Km aproximadamente, y cubren las áreas del afloramiento del NW de África de Cabo Ghir (centrada aproximadamente a una latitud de 31°N) y de Dakhla (centrada aproximadamente a una latitud de 24°N).

Después de esto y para eliminar parte del ruido existente en las imágenes, previo a la aplicación del método de las correlaciones cruzadas máximas, un filtro 3x3 de media móvil fue aplicado a todas las imágenes utilizadas.

Una vez hecho esto el método CCM anteriormente descrito fue aplicado a todos los pares de imágenes consecutivas de la Tabla 1. Los tamaños de la plantilla y la ventana de búsqueda utilizados en este estudio, son iguales a aquellos usados por Emery, y son 22x22 pixels y 32x32 pixels respectivamente. El coeficiente de correlación no era calculado para una plantilla o su correspondiente ventana de búsqueda si el porcentaje de nubes y tierra en ellas era superior al 25% del total de los pixels. Esto es:

$$P_1 + P_2 \geq 0.25 \quad (7)$$

Además un test denominado de coherencia espacial fue aplicado para obtener un campo de velocidades espacialmente coherente. El test consiste en calcular el vector velocidad para una plantilla determinada, únicamente si existe al menos otra plantilla para la cual el correspondiente vector velocidad no difiere en dirección más allá de un determinado rango. En nuestro caso el rango utilizado ha sido de 30°.

Resultados

En las siguientes figuras se presentan los resultados obtenidos al aplicar el método de las CCM a las regiones de Cabo Ghir y Dakhla. En ellas se representan las velocidades calculadas mediante flechas que indican su magnitud, dirección y sentido. Los cuadrados indican aquellos puntos cuyo máximo coeficiente de correlación es inferior al límite establecido. Por otro lado los rombos simbolizan aquellos lugares donde no se verifica el test de coherencia espacial, y con cruces se representan aquellas áreas cuyo porcentaje de tierra o nubes es superior al 25%.

La figura 2 representa una imagen de TSM de la región de Cabo Ghir correspondiente al 14 de agosto de 1988, en la que aparecen sobrepuestas las velocidades calculadas con las imágenes de los días 14 y 15 de agosto de 1988. Lo más destacable de esta figura es el aspecto espacialmente coherente del flujo paralelo a la costa en la parte superior de la imagen, a modo de fuerte chorro costero, lo que coincide con las condiciones que aparecen cuando el afloramiento costero está presente. Este flujo se desvía hacia aguas oceánicas en la región donde se observa el filamento de agua fría de Cabo Ghir, como es de esperar.

La figura 3 muestra la imagen de TSM para la misma región el día 15 de agosto de 1988, y sobrepuestas las velocidades calculadas con las imágenes de los días 15 y 16, es decir, la situación correspondiente a un día después. Como se observa existe una gran similitud entre esta figura y la anterior ya que las condiciones son bastante semejantes.

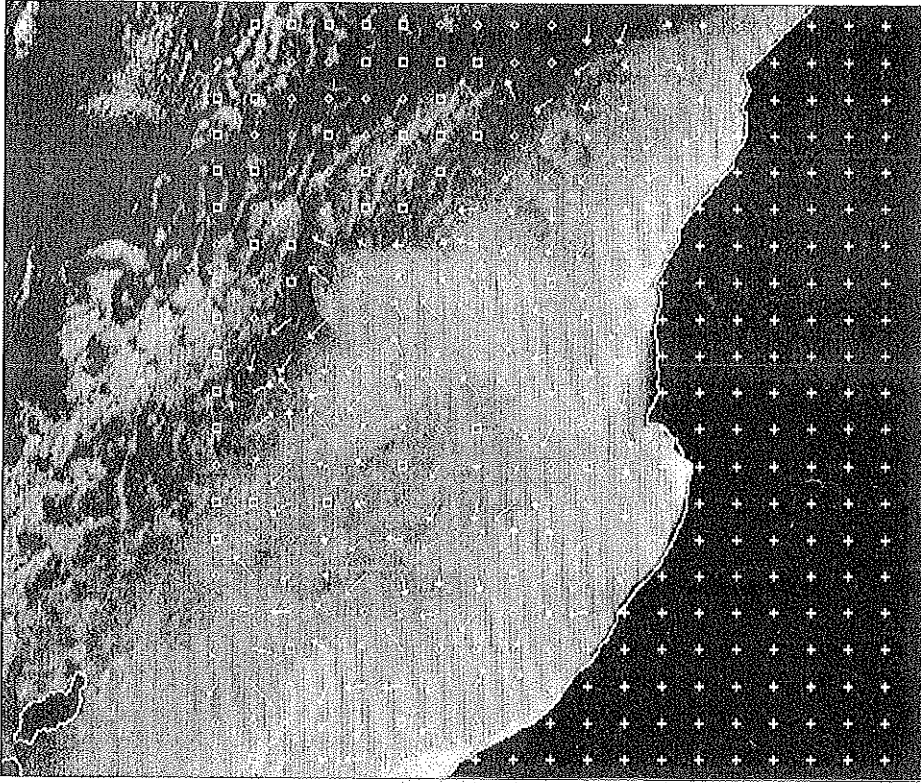


Figura 2
Imagen AVHRR del 14 de agosto de 1988 de la región de Cabo Ghir,
en la que aparecen sobrepuestos los vectores velocidad calculados

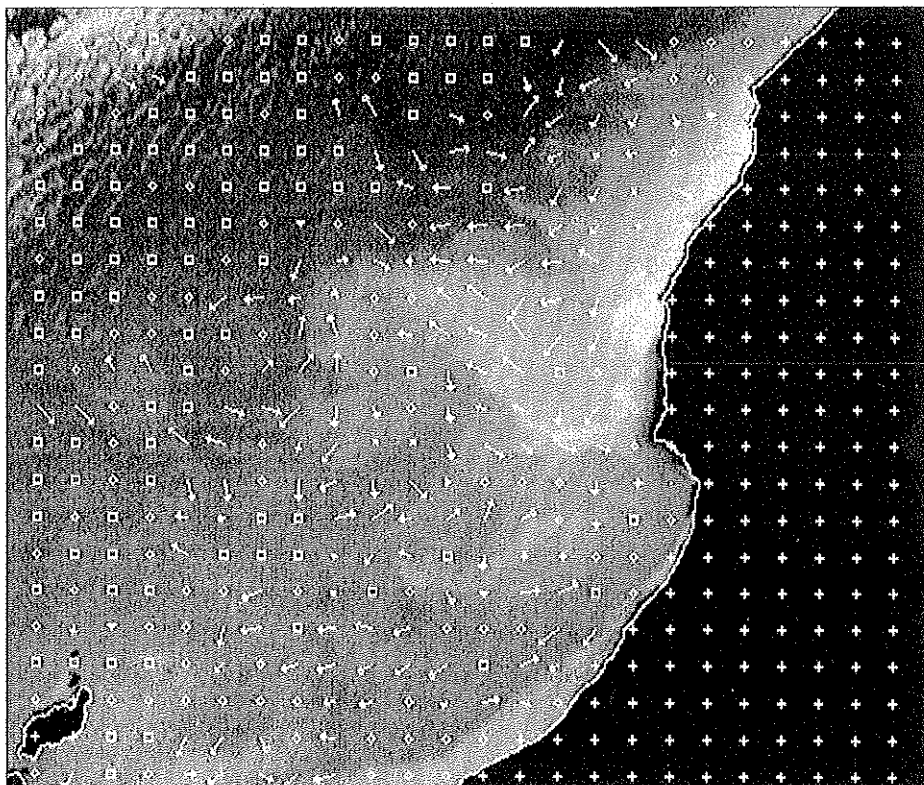


Figura 3
Imagen AVHRR del 15 de agosto de 1988 de la región de Cabo Ghir,
en la que aparecen sobrepuestos los vectores velocidad calculados

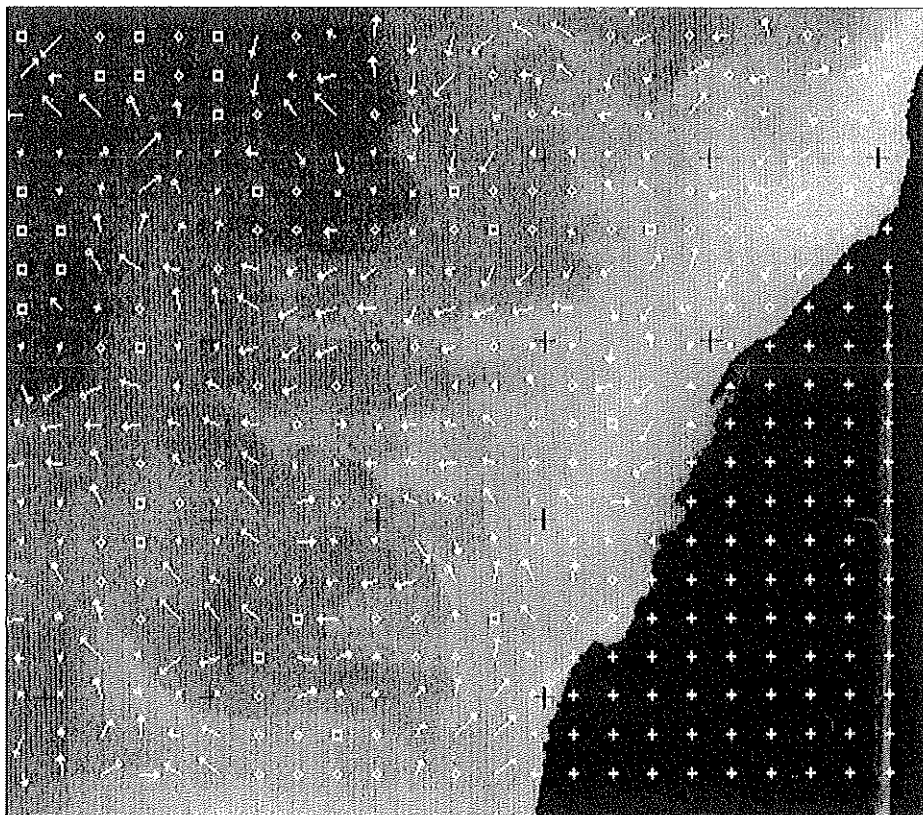


Figura 4
Imagen AVHRR del 8 de junio de 1987 de la región de Dakhla,
en la que aparecen sobrepuestos los vectores velocidad calculados

Por último, la figura 4 refleja la situación encontrada el día 8 de junio de 1987 para una imagen de TSM correspondiente al área de Dakhla y sobrepuestas las velocidades calculadas con las imágenes de los días 8 y 9 de junio. En esta figura, la señal en temperatura del afloramiento es bastante fuerte y se observan al menos tres filamentos, presentando uno de ellos (el situado más hacia el norte) una fuerte curvatura. El campo de velocidades como se observa es espacialmente coherente, lo que aumenta la confianza en los resultados obtenidos, y se corresponde bastante con las estructuras identificadas.

Conclusiones

Los resultados obtenidos indican que el método de las correlaciones cruzadas máximas permite obtener un campo de velocidades especialmente coherente en la región oceánica del Noroeste de África, cuando la señal de temperatura superficial del afloramiento es lo suficientemente fuerte, lo cual aumenta la confianza en los resultados obtenidos.

De cualquier modo, el cálculo de velocidades superficiales oceánicas con imágenes de satélite desarrollado es susceptible de posibles mejoras como serían: 1) El desarrollo de un buen método de discriminación y clasificación de nubes, 2) La utilización de imágenes procedentes del sensor AVHRR cuya separación temporal sea menor, 3) El desarrollo de otros métodos con los que comparar y complementar los resultados, y 4) El uso de simulaciones que permitan evaluar como afectan los diferentes procesos físicos a la señal y la evolución temporal de la temperatura superficial del mar registrada por medio de satélites.

Por último, existen algunos problemas que siempre se han de considerar a la hora de interpretar los resultados obtenidos, como serían por ejemplo, la no correspondencia entre la temperatura superficial del mar y la extensión de las corrientes oceánicas, y el importante papel que por ejemplo pueden jugar en los lugares donde se encuentran presentes los filamentos los procesos de subducción.

Bibliografía

- Castagne, N.: et al. 1986. Operational measurement of sea surface temperature at CMS Lannion from NOAA-7 AVHRR data. *Int. J. Remote Sensing* 7: 953-984.
- Emery, W.J.: et al. 1986. An objective method for computing advective surface velocities from sequential infrared satellite images. *J. Geophys. Res.* 91: 12865-12878.
- García, A.E. y Robinson, I.S.: 1989. Sea surface velocities in shallow seas extracted from sequential Coastal Zone Color Scanner Satellite Data. *J. Geophys. Res.* 94: 12681-12691.
- Kelly, A.K.: 1989. An inverse model for near-surface velocity from infrared images. *J. Phys. Oceanogr.* 19: 1845-1864.

La Violette, P.E.: 1984. The advection of submesoscale thermal features in the Alboran Sea Gyre. *J. Phys. Oceanogr.* 14: 450-505.

Lesse J.A.: et al. 1971. An automated technique for obtaining cloud motion from geosynchronous satellite data using cross correlation. *J. Appl. Meteor.* 10: 118-132.

Ninnis, R.M., Emery, W.J. y Collins, M.J.: 1986. Automated Extraction of pack ice motion from advance very high resolution radiometer imagery. *J. Geophys. Res.* 91: 10725-10734.

Estudio y seguimiento del afloramiento oceánico utilizando imágenes NOAA y parámetros medioambientales

J.M. Torres, J.M. Cotos⁽¹⁾, J. Triñanes⁽²⁾, J. Arias⁽³⁾

⁽¹⁾ Departamento Fundamental y Experimental
Universidad de La Laguna

⁽²⁾ Departamento de Electrónica y Ciencias de la Computación

⁽³⁾ Departamento de Física Aplicada
Universidad de Santiago

RESUMEN

Los Afloramientos Oceánicos se han revelado como el fenómeno de carácter físico que juega un papel más importante en el aporte de nutrientes para el desarrollo de plancton, base de los recursos pesqueros.

Presentamos el estudio de un afloramiento oceánico ocurrido en la costa Gallego-Portuguesa en julio de 1993.

Hemos hecho un seguimiento del afloramiento, utilizando el canal 4 del sensor AVHRR situado en el rango del infrarrojo. Realizamos estudios de vientos geostróficos corregidos, predominantes en la zona a partir de mapas de presiones promediados temporalmente.

Calculamos los índices de afloramientos a partir de estos vientos en el intervalo temporal considerado.

Todos estos parámetros, junto al papel que juega la batimetría de la zona, nos permiten un seguimiento del fenómeno y nos proporcionan datos significativos para una posterior predicción del afloramiento oceánico.

Introducción

La Península Ibérica, situada en la costa oeste de Europa, forma el último eslabón del denominado Afloramiento Africano. Más al norte del cabo Finisterre es prácticamente imposible encontrar este evento de vital importancia para la economía de las poblaciones pesqueras.

Estudios llevados a cabo en Portugal (1) muestran que el comportamiento de determinadas especies marinas está regido por la presencia o ausencia de este evento que proporciona los nutrientes (fosfatos y nitratos depositados en el fondo marino a lo largo de los años) para disparar la cadena alimenticia.

Por otro lado, presenta una singular importancia en la costa oeste de Galicia, por ser el mecanismo regulador de las mareas rojas (2) que afectan a la producción del mejillón, siendo éste el responsable de los principales ingresos que presentan las rías gallegas en el campo de la producción marisquera.

Este evento presenta su origen en la persistencia de vientos con predominio norte-sur, cuando soplan paralelos a la costa oeste de los continentes en el hemisferio norte. Al desplazar la capa superficial de agua hacia el sur, ésta ve modificado su movimiento hacia mar adentro, quedando una vacante cerca de la costa que es reemplazada por aguas procedentes del fondo marino que se elevan al chocar con la plataforma continental. Es por esto que la batimetría de la zona descrita en el capítulo 2 juega un papel importante.

Presentamos en este trabajo un estudio llevado a cabo en la costa oeste de la Península Ibérica, en el que hemos monitorizado el upwelling costero en base a tres parámetros diferentes: un modelo teórico basado en el cálculo de vientos geostroáficos durante el mes de julio nos prevé la existencia de un afloramiento a finales de este período; las imágenes obtenidas en el rango infrarrojo por la serie de satélites NOAA nos facilitan el material de trabajo para evaluar la variabilidad día a día del evento; por último la batimetría de la zona de estudio explica determinadas características puntuales de este fenómeno.

Zona de estudio

Costa oeste de la Península Ibérica

La zona de estudio se encuentra situada al oeste de la Península Ibérica y comprendida entre 36 a 44 grados norte y 8 a 12 grados oeste. Está bañada por el Océano Atlántico al este y el Mar Cantábrico al norte, y comprende a Galicia (región española al NO de la Península) y la costa oeste de Portugal.

Existe a lo largo de esta costa una plataforma continental de 40 a 60 km. de ancho, que confiere a esta zona un papel importante como zona de explotación marina. En la costa Gallega se encuentran la llamadas Rías (zonas entrantes de mar, con agua salobre) que tienen un alto índice de producción de marisco.

Hacia el oeste, esta plataforma cae abruptamente de 200 a 3000 metros de profundidad en los cañones de La Coruña, Muxía, Arousa, Vigo, Oporto, Aveiro, Figueira, Lisboa, Setubal y San Vicente. A continuación, hacia el oeste frente a la zona norte de la costa, se encuentra el llamado Paso de Galicia (que no es más que una depresión batimétrica que va de norte a sur a 3000 m. de profundidad frente a las costas de Galicia, lindando al sur con los Montes Submarinos de Vigo y Vasco de Gama. Más al sur la llanura abisal de Tagus que linda al sur con los montes submarinos de Gettysburg y Ormonde.

Al noroeste se halla el Banco de Galicia que se encuentra situado al suroeste del punto 43N, 120W. Este banco marino a 1000 m. de profundidad linda al oeste con la llanura abisal de Iberia a 5000 m. bajo el nivel del mar, que se extiende hacia el SE llegando hasta el cañón de Nararet, al sur de los citados Montes de Vasco de Gama.

Descripción de las imágenes

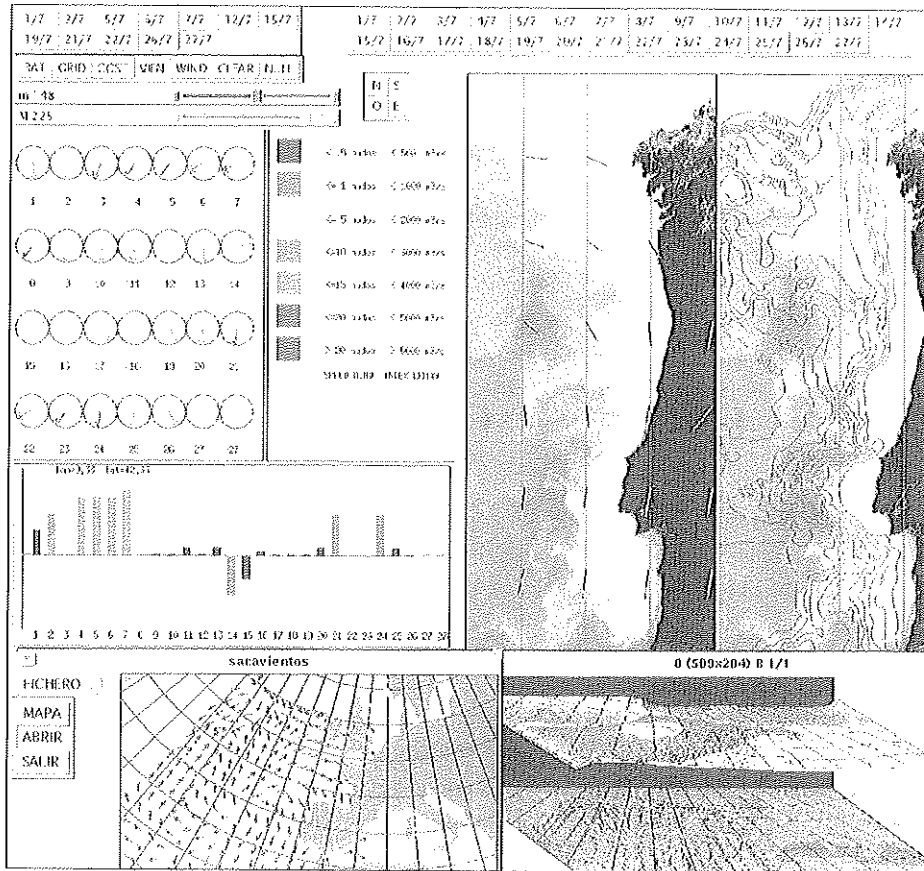
Las imágenes con las que vamos a tratar proceden de la serie de satélites NOAA, y fueron obtenidas a través de su sensor AVHRR de alta resolución. Para su estudio térmico utilizaremos el canal 4, situado en la ventana atmosférica que va de las 10.5 a 11.5 micras. Optamos por esta banda en detrimento del uso de temperaturas obtenidas a través de métodos split-window (3) porque nos proporcionan un mayor rango de valores, que nos permiten unos resultados mejores en los procesos matemáticos a los que las imágenes son sometidas. La escala de niveles de gris que presentamos en su visualización responde al estándar utilizado en infrarrojo, a saber: niveles claros representan temperaturas frías, mientras que los oscuros simbolizan zonas cálidas.

Para una correcta interpretación de las mismas, hemos corregido geoméricamente cada una de ellas utilizando para ello una proyección rectangular de forma que la zona estudiada es la que presentamos en la figura 1, en la que la resolución del píxel es de 1.1 km.

Metodología

Introducción

Para estudiar la evolución del afloramiento en la costa de la Península Ibérica hemos escogido el mes de julio de 1993. Es una oportunidad importante de validar el sistema de monitorización que hemos desarrollado sobre una estación de trabajo, y de correlacionar la aparición de aguas frías en la costa con la persistencia de otros parámetros y eventos oceánicos.



Figural
Pantalla con ventanas de visualización. (A. 48)

Debido a esto, enfocaremos el estudio desde puntos de vista diferentes:

- 1º) El cálculo de mapas de presiones a partir de isobáricos nos permitirá conocer la evolución de los distintos fenómenos atmosféricos a escala global.
- 2º) El estudio de vientos geostroficados obtenidos a partir de mapas de presión a lo largo de la costa, así como su evolución en un punto dado, en el período temporal de interés, nos darán más datos para entender el fenómeno oceánico.
- 3º) Los vientos geostroficados ya calculados nos permitirán conocer la cantidad de agua afluente o índice de Ekman, que no es más que una medida cuantitativa de la intensidad del afloramiento (4).

4º) El estudio de las imágenes obtenidas por la serie NOAA nos dan la información necesaria para conocer día a día el desarrollo del afloramiento y correlacionarlo con la batimetría de la zona.

Desde estos puntos de vista diferentes podemos contrastar la teoría de aparición del afloramiento a partir de la persistencia de vientos norte, y la realidad obtenida a partir de las imágenes infrarrojas que nos proporcionan de la zona los satélites polares NOAA.

Teoría del cálculo del índice de Ekman a partir de vientos geostróficos.

El cálculo de vientos geostróficos es realizado a partir de mapas isobáricos recopilados diariamente durante un período (uno a dos meses) anterior a los días que queremos estudiar. Una vez adquiridos generamos mapas de presiones en todos los puntos del área de estudio a través de métodos de interpolación entre las líneas isobáricas.

Posteriormente calculamos, para un punto elegido previamente, los vientos geostróficos (5) diarios según las ecuaciones siguientes.

$$V = \frac{g}{f} \frac{\partial z}{\partial x} = -\frac{1}{\rho f} \left. \frac{\delta P}{\delta x} \right|_z$$
$$U = \frac{-g}{f} \frac{\partial z}{\partial y} = -\frac{1}{\rho f} \left. \frac{\delta P}{\delta y} \right|_z$$
$$f = 2\Omega \cos\phi$$

donde U y V son las componentes norte y este del viento geostrófico, g es la aceleración de la gravedad, f es el parámetro de coriolis, ϕ es la latitud, P representa la presión antes calculada y $\rho = 1/\alpha$ siendo α el volumen específico del aire.

A continuación corregimos los vientos teóricos así calculados para aproximarlos a los reales incorporando el término de fricción. Giramos 15 grados su dirección hacia las bajas presiones, y disminuimos su velocidad en un factor 0.7. A partir de ellos calculamos los índices de afloramientos de Ekman (4), que nos dan una medida del agua desplazada por los vientos que en condiciones de "upwelling" no es más que el agua aflorada. Tenemos que calcular previamente el esfuerzo deformador de los vientos sobre la superficie marina (T_x, T_y)

$$T_x = \rho_a C_d (U^2 + V^2)^{\frac{1}{2}} * U$$
$$T_y = \rho_a C_d (U^2 + V^2)^{\frac{1}{2}} * V$$

donde U y V son las componentes del viento geostrófico corregido, C_p es la capacidad de calor específico del aire a presión constante y ρ_a la densidad del aire.

Este esfuerzo deformador genera una corriente hacia la derecha del movimiento en el hemisferio norte que, en ausencia de presión, se rige por las siguientes ecuaciones:

$$\rho * \phi * V_E + \frac{\delta \tau_x}{\delta x} = 0$$

$$\rho * \phi * U_E + \frac{\delta \tau_y}{\delta y} = 0$$

τ_x es la fuerza ejercida por el viento en la superficie marina en la dirección x e y respectivamente, U_e y V_e las componentes de las velocidades de Ekman, ($\rho * V * \delta z$) es la masa que fluye en cada dirección δx través de un área de un metro cuadrado en el plano XY y por tanto la cantidad de agua desplazada por efecto Ekman, E, es:

$$E = \frac{\tau_y}{f * \rho} \quad \text{en m}^3/\text{seg}$$

Descripción del software

Hemos realizado la monitorización de la costa sobre una workstation SUN Sparc-10, desarrollando todo el software en un entorno de ventanas X11 que facilita la interacción con el usuario.

Podemos observar en la fig. 1 una pantalla en la que aparecen dos ventanas de visualización donde podemos proyectar imágenes NOAA del área geográfica que nos interesa, pudiendo ser de días consecutivos lo que facilitará el estudio evolutivo. Los días de estudio abarcan todo el mes de julio de 1993, aunque nos centraremos en su segunda mitad del 15 al 27 de julio de 1993.

En la fig. 1 podemos ver un panel de comandos situado en la parte superior izquierda donde aparecen los días en los que se obtuvo una buena imagen de la zona. Sobre estas imágenes podemos superponer batimetría, la línea de costa y referencia geográfica, siendo todos estos atributos navegables sobre ellas.

Podemos realizar equalizaciones del histograma para resaltar determinados niveles de tonalidades de gris correspondientes a determinadas temperaturas de la superficie marina.

El cálculo de vientos geostróficos se realiza mediante las siguientes alternativas:

- Podemos seleccionar un punto en la imagen mediante el uso de ratón y calcular para esa posición la dirección y velocidad de los vientos así como el índice de afloramiento diarios a lo largo de todo el período de estudio. Esto se puede observar en el panel de la izquierda en la fig. 1 donde los vectores indican la dirección del viento y su velocidad (escala cromática) y la gráfica corresponde al cálculo de índices para ese punto.
- Podemos calcular los vientos correspondientes al día elegido (panel de comandos superior derecha), en el área geográfica de la costa Iberoatlántica y superponer los vectores directores sobre la imagen en estudio.
- Realizar el cálculo de vientos en una zona más amplia que comprende gran parte del Atlántico Norte y que nos pone de relieve la situación climática del entorno (ver ventana inferior izquierda de fig. 1).

Realizamos también representaciones tridimensionales de los mapas de presiones en una amplia área geográfica para una mayor comprensión de los fenómenos atmosféricos que se producen (ventana inferior izquierda), con una escala cromática de niveles de presión así como una proyección de isobaras sobre un mapa de la zona para una mejor visualización y referenciación geográfica.

Resultados

La fig. 2 muestra los resultados obtenidos del estudio de vientos e índices de Ekman en cuatro puntos a lo largo de la costa, en las (latitudes, longitudes) (42.7N, 9.6O/40.9N, 9.2O/39.5N, 9.5O/36.8N, 9.8O) respectivamente.

En el primer punto, frente a las costas de Galicia, se observa a partir del día 15 hasta el 20 índices positivos, pero con vientos débiles de componente norte, que favorecen el afloramiento. El día 20 empieza a intensificarse la velocidad hasta el día 25 con máximos el 23, para una posterior disminución a partir del 26.

En el segundo punto en estudio, frente a Oporto, presenta similares características con máximos los días 21 y 22 del orden de 15 nudos.

El tercer punto, frente a Cabo Carboeiro, al igual que el anterior, tiene un patrón similar al primer punto a partir del día 15 de julio.

El último punto estudiado presenta índices positivos destacables durante todo el mes con vientos importantes a partir del 10 hasta el 21 y del 24 al 27.

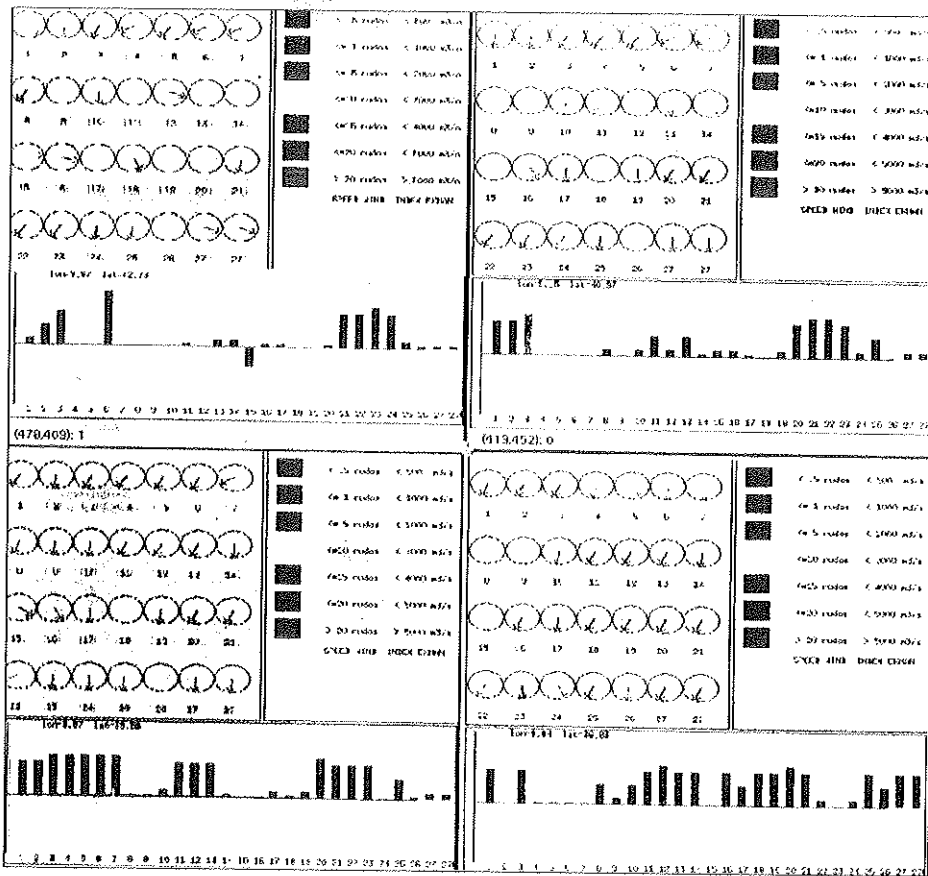


Figura 2

Resultados obtenidos del estudio de vientos e índices de Ekman en cuatro puntos a lo largo de la costa, en las (latitudes, longitudes) (42.7N, 9.60/40.9N, 9.20/39.5N, 9.50/36.8N, 9.80) respectivamente

En la figura 3 se observan los mapas de presiones en una representación tridimensional correspondiente a un área geográfica amplia en el Atlántico Norte. Los días a los que corresponden son de derecha a izquierda y de arriba abajo del 20 al 27.

Podemos observar como el anticiclón centrado en las Azores va aumentando su extensión en los días 20 al 23. El día 24 una borrasca aparece por el norte sumando su contribución a los vientos que se hacen más intensos. El 25 se produce un desplazamiento del centro anticiclónico hacia el este, mientras que los dos días siguientes se produce un desplazamiento hacia el sur disminuyendo su actividad.

En la figura 4 se observan los vientos geostroáficos calculados en la zona Atlántica y donde podemos ver que los vientos pertenecientes a los días (20-22) son mayoritariamente de componente norte frente a la costa Iberoatlántica.

El día 23 la borrasca contribuye a aumentar la intensidad de los vientos. Se observa como el día 25 el centro anticiclónico se ha desplazado hacia la Península Ibérica, mientras que el 26 y 27 su desplazamiento es hacia el sur.

En la fig. 5 se observan los vientos proyectados sobre la zona de interés, en la costa Iberoatlántica correspondientes a los mismos días (20-27).

Del 20 al 22 los vientos tienen componente N NE ciñéndose cada vez más a la costa los días posteriores. En los días 26 y 27 se observa el efecto producido por el desplazamiento del anticiclón hacia el sur. Hay que resaltar que en la zona sur de Portugal los vientos son mayoritariamente de componente norte a lo largo del mes de estudio.

En la última figura (fig. 6) observamos imágenes NOAA en el canal 4 de infrarrojo térmico, obtenidas con el sensor AVHRR. Del día 15 al 19 se observa un incremento en el afloramiento sobre todo en la parte sur de la costa portuguesa.

Los días 21 y 22 se muestra patente la existencia de un afloramiento a lo largo de toda la costa. El 27 se observa un incremento espectacular de este evento a lo largo de toda la costa, con plumas importantes en aquellos lugares donde la batimetría es más abrupta.

Esto ocurre en la zona de Finisterre, en la plataforma situada al norte de Oporto y en el frente y sur de la costa de Lisboa, donde el fenómeno de afloramiento es más complejo, debido a la batimetría y a las corrientes que provienen del Mediterráneo. Hay que resaltar en este aspecto el "eddy" que aparece al sur de las imágenes los días 22 al 27 que se encuentra al norte de los montes submarinos de Gettysburg y Ormonde.

Imágenes posteriores al día 27 revelan un decaimiento progresivo del fenómeno oceánico, como era de esperar dado el estudio realizado.

Conclusiones

Hemos observado un posicionamiento del Anticiclón de las Azores propio de esta época del año, que originó vientos de componente norte y que posteriormente fue desplazado por una borrasca situada al norte de Europa, debilitando la acción anticiclónica en los últimos días del mes.

Estos vientos produjeron índices de Ekman positivos, con máximos los días 19 al 25, que se vieron reflejados en las imágenes NOAA con un desfase de dos a tres días, con una total correspondencia entre plumas de afloramiento y batimetría.

El sistema desarrollado se mostró suficiente para el seguimiento y predicción del afloramiento oceánico, facilitando la visualización de parámetros en la zona de estudio, superponiéndolos con imágenes de satélites NOAA, y relacionándolos con el entorno climático previo de una zona más amplia.

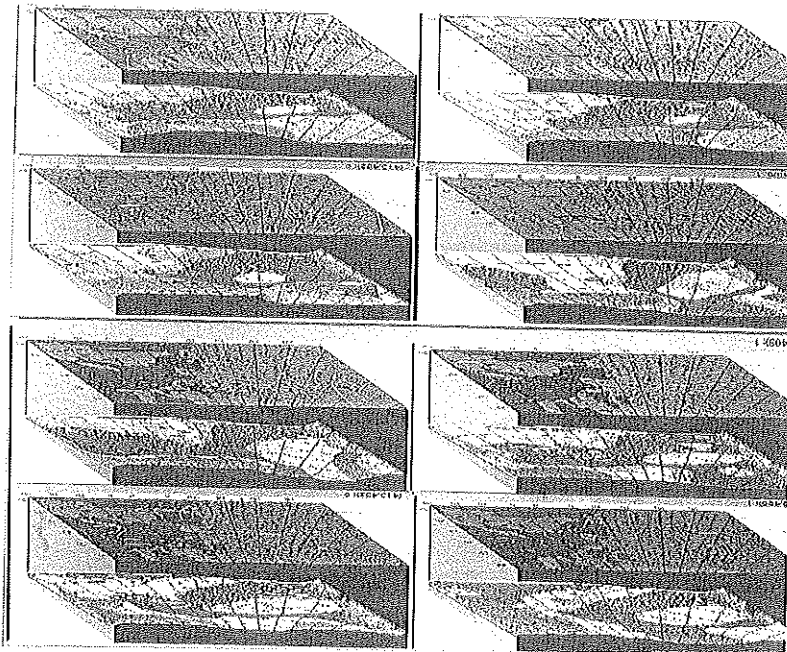


Figura 3

Mapas de presiones en una representación tridimensional correspondiente a un área geográfica amplia en el Atlántico Norte. Los días a los que corresponden son de derecha a izquierda y de arriba abajo del 20 al 27

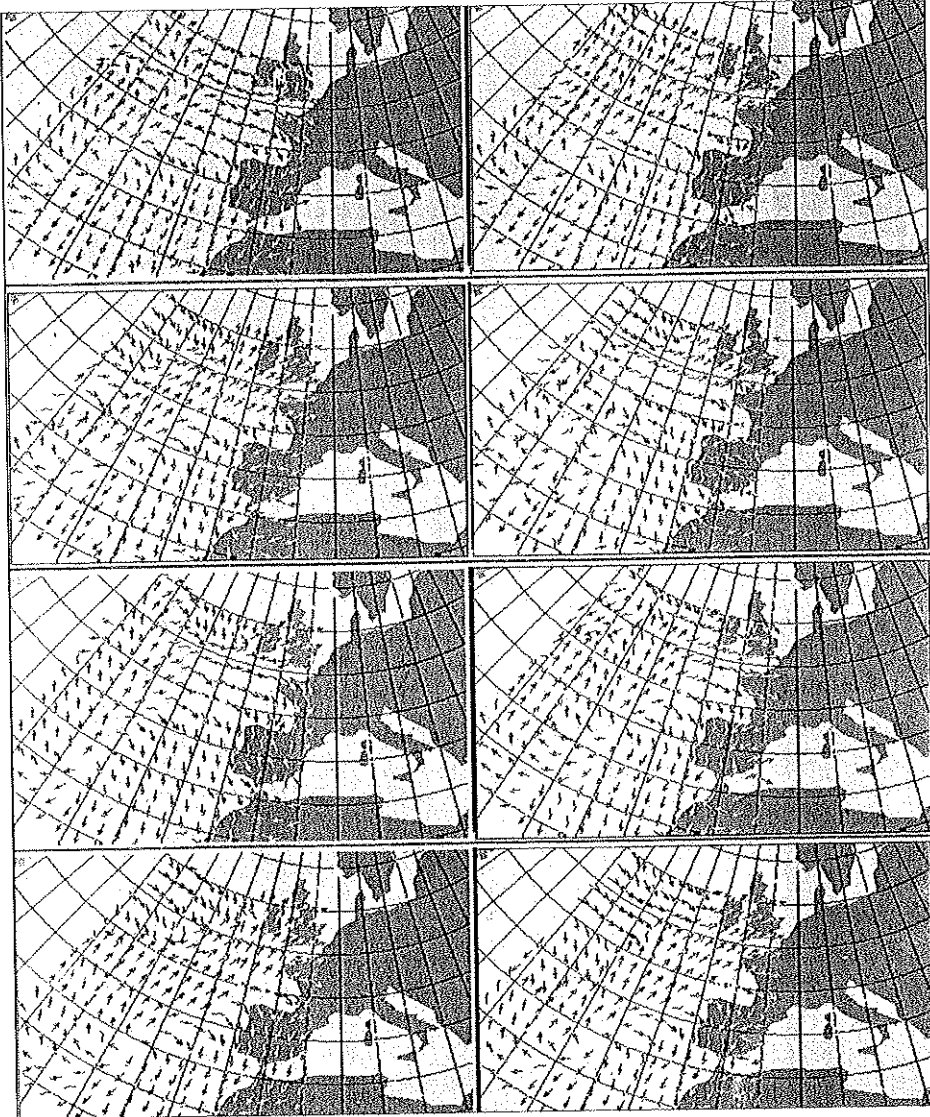


Figura 4
Vientos geostróficos calculados en la zona Atlántica entre los días 20 y 27



Figura 5
Vientos proyectados sobre la zona de interés, en la costa Iberoatlántica.
Vientos correspondientes a los días comprendidos entre el 20 y el 27

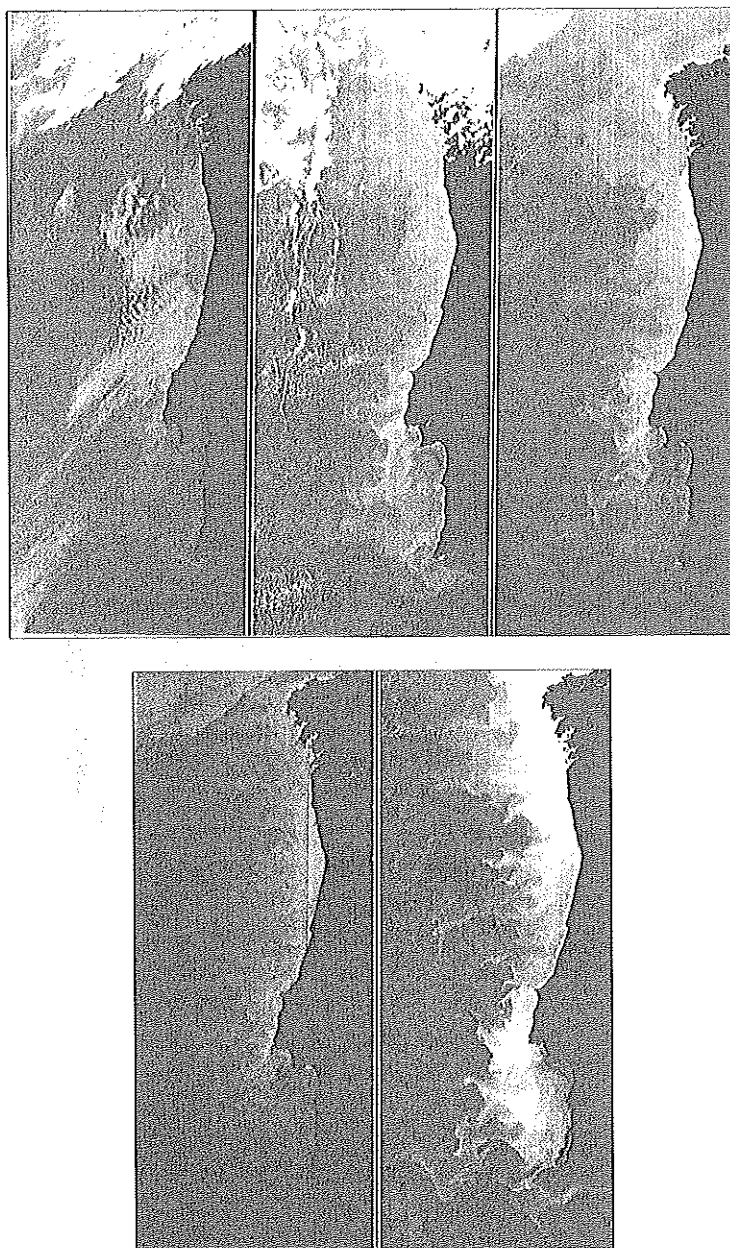


Figura 6

Imágenes NOAA en el canal 4 de infrarrojo térmico, obtenidas con el sensor AVHRR, correspondientes a los días 15, 19, 22, 23 y 27

Bibliografía

A.F. Fiúza, M.E. Macedo, M.R. Guerrero: "Climatological Space and Time Variation of the Portuguese Coastal Upwelling". *Oceanologica Acta*. Vol. 5, nº 1, pp. 31-39. 1982.

D. Blasco, M. Estrada, B.H. Jones: "Short Time Variability of Phytoplankton Population in Upwelling Regions. The Example of Northwest Africa. In "Coastal Upwelling" ed. by E.A. Richards. American Geophysical Union, Washington D.C., 1981. pp. 339 - 347.

E.P. McClain, W.G. Pichel, C.C. Walton: "Comparative Performance of AVHRR-Based Multichannel Sea Surface Temperatures". *Journal of Geophysical Research*. Vol. 90, nº C6, pp. 11587-11601. 1985.

F. Fraga: Instituto Español de Oceanografía. Personal Communication.

Glenn T. Trewartha, Lyle H. Horn: "An Introduction to Climate". Fifth Edition. McGraw-Hill, 1980.