

# Estudio de eventos oceánicos en la costa Gallego-Portuguesa usando correlación de imágenes NOAA-AVHRR y vientos geostroficos

J. M. Torres<sup>1</sup>, J. M. Cotos<sup>2</sup>, J. Triñanes<sup>2</sup>, J. Arias<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Física Fundamental y Exp. Universidad de La Laguna. Santa Cruz de Tenerife. España

<sup>2</sup> Departamento de Física Aplicada. Universidad de Santiago

<sup>3</sup> Departamento de Física Electrónica y Computación

## RESUMEN

El afloramiento oceánico del Atlántico Este tiene gran importancia en la estructura económica de la zona costera atlántica de la Península Ibérica, debido a que estos eventos regulan las pesquerías de sardinas en nuestras costas. También tienen relación con la aparición o no de mareas rojas (desarrollo de algas tóxicas), que tienen un efecto directo en la explotación del marisco.

Hemos desarrollado un sistema para estudiar el afloramiento oceánico comparando desplazamiento de masas de agua con vientos geostroficos. Estos son calculados a partir de mapas de isobaras, mientras que las áreas de afloramiento son evaluadas a partir de imágenes NOAA-AVHRR. Estimamos el incremento o decremento del afloramiento, utilizando algoritmos de correlación en pares de imágenes consecutivas (con una diferencia de uno o dos días).

**PALABRAS CLAVE:** Afloramiento, mareas rojas, vientos geostroficos.

## ABSTRACT

Upwelling dynamics in East Atlantic has a very big influence in the economic structure of the Northwest of Spain and in the West of Portugal because this event regulates the sardine fisheries in our coast, and is the responsible of the appearance of red tides (toxic algae bloom) that have a direct effect in the growing of shellfish.

We have developed a system to study the upwelling comparing the theoretical evolution from geostrophic winds and the mass of water displacement. Geostrophic winds are estimated from isobaric maps in an interactive program and upwelling area is evaluated from NOAA-AVHRR images. We can estimate the increase or decrease of upwelling via cross correlation algorithms in pairs of consecutive images (with one or two days between both).

**KEY WORDS:** Upwelling, red tides, geostrophic winds

## 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 (Fiúza et al, 1982), muestran que el comportamiento de determinadas especies marinas, está regido por la presencia o ausencia de este evento, el cual proporciona 100 nutrientes necesarios (fosfatos y nitratos depositados en el fondo marino a lo largo de 100 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 (Blasco, 1981.. Fraga, 1988) que afectan a la producción del mejillón (Blanton, 1987), siendo éste el responsable de los

principales ingresos que presentan las rías gallegas en el campo de la producción marisquera.

El afloramiento oceánico o "upwelling", es originado (Ekman, 1905) por la persistencia de vientos con predominio norte, cuando soplan paralelos a la costa oeste de los continentes en el hemisferio norte (ver fig. 1). Al desplazar la capa superficial de agua hacia el Sur, ésta ve modificado su movimiento hacia alta mar, quedando una vacante cerca de la costa que es reemplazada por aguas procedentes del fondo marino, las cuales, se elevan al chocar con la plataforma continental. Es por esto, que la batimetría de la zona de estudio descrita juega un papel importante.

Por otra parte, vientos de componente sur producen el fenómeno contrario, es decir, aguas superficiales de alta mar son desplazadas hacia la costa provocando una circulación opuesta a la del "upwelling" denominado "downwelling".

En la costa atlántica del NO de la península ibérica, los vientos predominantes desde diciembre a febrero son de componente sur favorables al "downwelling", mientras que en el período que va de abril a agosto, prevalecen vientos de componente norte favorables al "upwelling" (Fraga, 1990).

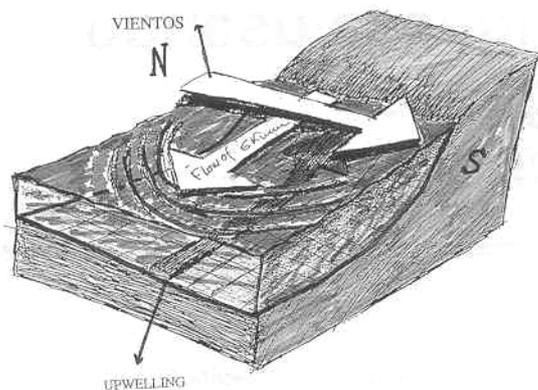


Fig. 1.- Afloramiento Oceánico: vientos norte producen corrientes superficiales hacia alta mar dejando una vacante que es ocupada por aguas más frías y profundas.

Podemos identificar los afloramientos oceánicos haciendo uso de la teledetección, mediante el cálculo de temperaturas superficiales del mar (SST). Con estas imágenes de temperatura podemos hacer la detección y seguimiento temporal de los afloramientos producidos.

Sin embargo, hay otro tipo de eventos oceánicos que presentan similares características (enfriamiento superficial de las aguas costeras), pero que responden a una naturaleza bien distinta. Es el caso de las aguas formadas en invierno, debido a la mezcla vertical originada por el "downwelling" en zonas de desembocadura de ríos, donde existe abundancia de aguas salobres, que produce un enfriamiento en la columna de agua debido a la mezcla de aguas con densidad. Por ello es necesario conocer la tendencia de los vientos en el período anterior al de interés, que nos den la información necesaria para poder diferenciar un evento de otro.

Presentamos en este trabajo un estudio llevado a cabo en la costa oeste de la península ibérica, en el que hemos monitorizado los eventos oceánicos costeros, en base a tres parámetros diferentes: un modelo teórico basado en el cálculo de vientos geostróficos, nos prevé la existencia o no de un afloramiento; las imágenes obtenidas en el rango infrarrojo por la serie de satélites NOAA nos facilitan el material de trabajo para, a través de métodos estadísticos de correlación, evaluar los procesos dinámicos que tienen lugar y, por último, la batimetría de la zona de estudio explica determinadas características puntuales de este fenómeno.

Concluimos nuestro estudio, encontrando un afloramiento anormal debido a la entrada de una columna de agua fría desde mar adentro hacia la

costa. Esta originó corrientes ascendentes en la zona de la plataforma continental, en contacto con esta masa de agua entrante. De todo ello, se desprende también la importancia de la batimetría sobre el movimiento de columnas de agua oceánicas que se pone de relieve en el epígrafe de resultados.

## ZONA DE ESTUDIO

### Costa oeste de la península ibérica

La zona de estudio se encuentra situada al NO de la península ibérica y comprendida entre 39 y 44 grados norte y 8 a 14 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 (ver Fig. 2).



- |                       |                      |                                  |
|-----------------------|----------------------|----------------------------------|
| I - Cañón de Coruña   | VI - Cañón de Arousa | XI - Llanura Abisal de P.Ibérica |
| II - Cañón de Laxe    | VII - Monte de Vigo  | XII - Cañón de Aveiro            |
| III - Cañón de Muxia  | VIII - Cañón de Vigo | XIII - Monte de Oporto           |
| IV - Banco de Galicia | IX - Monte Vasco     | XIV - Cañón de Figueira          |
| V - Paso de Galicia   | X - Cañón de Oporto  |                                  |

Fig. 2. -Batimetría de la zona de estudio. (Atlas Nacional de España).

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 las 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 de La Coruña, Muxía, Arousa, Vigo, Oporto, A veiro y Figueiroa. A continuación, hacia el oeste 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 noroeste se halla el banco de Galicia. 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 Nazaret, 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 (McClain *et al.*, 1985) 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 pixel es de 1,1 Km.

### METODOLOGÍA

Para estudiar la evolución del afloramiento en la costa de la península ibérica, hemos escogido el período que abarca la segunda quincena de febrero por dos motivos fundamentales:

- Es un período anormal, ya que la aparición tradicional de este evento es a partir de Mayo, coincidiendo con la máxima proximidad del anticiclón de las Azores a la península (Fiúza *et al.*, 1982). Merece la pena ser estudiado, en parte debido a las dudas que existen actualmente entre la comunidad científica, sobre si este fenómeno sea un afloramiento en sí mismo, o simplemente origen de un enfriamiento de las aguas de la plataforma continental, las cuales rebajan su temperatura y adquieren la densidad del agua más salada, mezclándose con ella.
- 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.

Debido a estos dos motivos, enfocaremos el estudio desde dos puntos de vista diferentes:

1º) El estudio de vientos geostroficicos obtenidos a partir de mapas isobáricos nos permitirá calcular la cantidad de agua aflorada o índice de Ekman, que no es más que una medida cuantitativa de la intensidad del afloramiento (Fraga, 1990).

2º) Métodos de correlación entre pares de imágenes sucesivas, nos darán un método automático de estimación real de los movimientos de aguas con características térmicas determinadas. Podremos así conocer de forma cualitativa la evolución del evento.

Desde estos dos puntos de vista diferentes podremos 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 geostroficicos

El cálculo de vientos geostroficicos es realizado a partir de mapas isobáricos recopilados diariamente durante un período anterior a la fecha de interés, siguiendo la metodología de Bakun, 1973. Una vez recopilados, generamos mapas de presiones en todos los puntos del área de estudio a través de métodos de interpolación entre las líneas isobáricas (ver fig. 3).

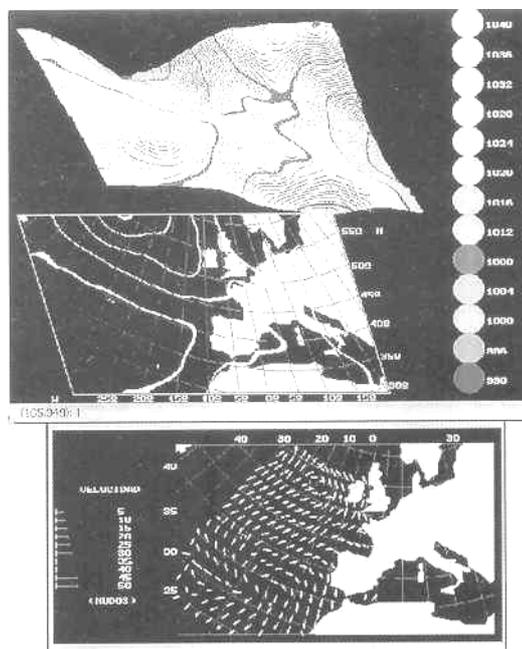


Fig. 3. Mapa de presiones y vientos geostroficicos. Mapa de presiones tridimensional y ergonómico. con los niveles de presión en mb.. y con proyección de Isobaras sobre mapa geográfico.

Posteriormente calculamos, para un punto elegido previamente, los vientos geostroficicos (Glenn, 1980) diarios según las ecuaciones siguientes:

$$V = \frac{g}{f} \frac{\partial z}{\partial x} = \frac{1}{\rho f} \frac{\delta P}{\delta x} \Big|_z$$

$$U = \frac{-g}{f} \frac{\partial z}{\partial y} = \frac{-1}{\rho f} \frac{\delta P}{\delta y} \Big|_z$$

$$f = 2\Omega \cos \phi$$

donde U y V son las componentes norte y este del viento geostrofico; g es la aceleración de la gravedad; f es el parámetro de Coriolis; φ es la latitud; P representa la presión antes calculada y ρ=1/α 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 de fricción 0,7. A partir de ellos, calculamos los índices de afloramientos de Ekman (Fraga, 1990), que nos dan una medida del agua desplazada por los vientos que en condiciones de "upwelling" no es más que el agua aflorada. Hemos de calcular previamente el esfuerzo deformador de los vientos sobre la superficie marina (Tx, Ty):

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

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

donde U y V son las componentes del viento geostrofico corregido; Cd es la capacidad de calor específico del aire a presión constante y ρa 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:

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

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

τxy es la fuerza ejercida por el viento en la superficie marina en la dirección x e y respectivamente; UE y VE las componentes de las velocidades de Ekman; (ρ\*V\*δz) es la masa que fluye en cada dirección a 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:

$$E = \frac{-\tau_y}{f * \rho} \text{ en m}^3/\text{s}.$$

### Teoría del cálculo de desplazamiento basada en métodos de correlación cruzada

Hemos escogido 3 imágenes con una cadencia de dos días (6 días de estudio) para estudiar el movimiento de aguas en ellas a través de métodos de correlación cruzada. Este tipo de técnicas han sido aplicadas al cálculo de la velocidad de corrientes térmicas claramente diferenciadas en imágenes obtenidas por satélites o aviones en el rango infrarrojo térmico del espectro electromagnético, obteniendo excelentes resultados (Emery et al., 1986; Wu et al., 1992). Incluso el mismo tipo de técnicas han servido para monitorizar y evaluar cuantitativa mente el movimiento de grandes icebergs (Ninnis et al., 1986), que por su baja temperatura son fácilmente identificables en imágenes térmicas.

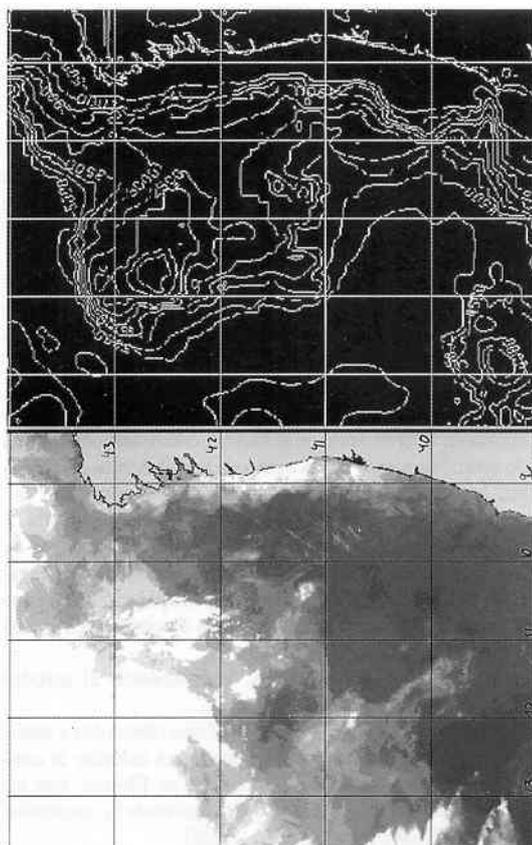


Fig. 4. Imagen NOAA-AHVRR en canal 4. referenciada geográficamente con batimetría. La corriente fría al pasar sobre 105 metros de Vigo entre 41-42N y 10-11O. produce un 'eddy' que se detecta en superficie..

La diferencia sustancial que introducimos en este artículo al aplicar algoritmos de máxima correlación cruzada al estudio del afloramiento, estriba en que en nuestras imágenes no existe un desplazamiento real de aguas, sino que hay un incremento o una recesión en la cantidad de agua fría que procedente del fondo alcanza la superficie. Por tal motivo en torno a la plataforma continental tan

solo serán significativos desplazamientos en sentido oeste-este, para evaluar la intensidad del afloramiento.

Dividimos la primera imagen en cuadrantes que nosotros, y en función de la diferencia de días entre imágenes (dos días), hemos elegido de un tamaño de 32x32 pixels. Centrándonos en el mismo punto en la segunda imagen realizamos un barrido en dos dimensiones calculando el coeficiente de correlación entre el primer cuadrante, y todos los posibles en un área de 64x64. El máximo encontrado en el coeficiente de correlación nos da el desplazamiento sufrido por el cuadrante con respecto a la segunda imagen.

Tal y como sugieren Emery et al (1986) hemos obviado el estudio de reglas de decisión estadísticas, como el test de Neyman-Pearson, o el de Fisher (WU et al., 1992), obviando valores de correlación menores que 0.45.

En la figura 5 podemos observar el resultado obtenido al correlacionar los dos pares de imágenes. Representamos el movimiento con una flecha con origen en el centro de la ventana a examinar, y con final en el centro del cuadrante que ha obtenido el máximo valor de correlación.

## RESULTADOS

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 figura 4 como podemos representar una imagen de la zona, y correlacionarla con batimetría y referenciación geográfica. En la figura 5 podemos observar la dirección de los vientos calculado en días previos a partir de mapas isobáricos, al igual que el estudio de índices de Ekman obtenidos a partir de los vientos geostroficicos antes mencionados.

Podemos ver en la imagen de la figura 4, correspondiente al día 15 de Febrero, una masa de agua fría en dirección SE situada al sur del banco de Galicia, la cual refleja la relación existente entre los desplazamientos de las columnas de agua y la batimetría. Así, por ejemplo, cuando esta columna pasa sobre los montes de Vigo, se producen turbulencias que se ciñen a la orografía.

En la zona próxima a la costa, se nos revela la presencia de la plataforma continental existente, ya que la masa de agua fría sigue la línea más abrupta de dicha plataforma completamente.

Resulta de gran interés comprobar la acción del viento sobre la masa de agua cercana a la costa y que se encuentra sobre la plataforma continental. El viento ejerce un determinado esfuerzo deformador sobre la superficie oceánica, que origina una corriente neta en dirección perpendicular al viento y hacia la derecha en el hemisferio norte. Este fenómeno, si ocurre en aguas no profundas, cercanas a la costa, y si los vientos son de dirección NS,

producen afloramiento y si son SN el fenómeno opuesto, conocido como "downwelling".

En alta mar, como hemos observado, la incidencia de los vientos sobre el desplazamiento de la masa de agua es mínima, no así la batimetría que se ve reflejada en los movimientos que realizan estas columnas de agua.

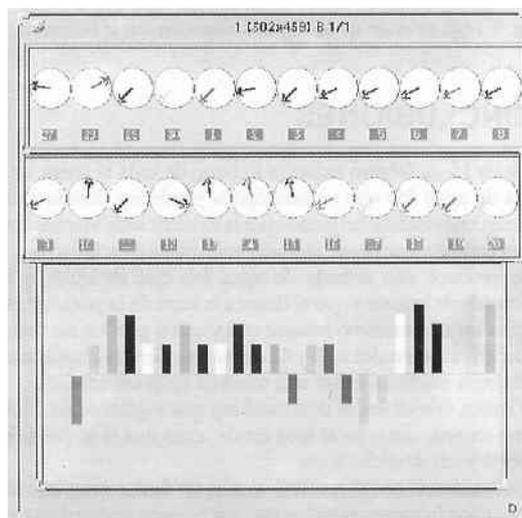


Fig. 5 Cálculo de vientos medios (parte superior de la imagen) frente a las costas gallego-portuguesas desde el 27 de enero al 20 de febrero. índices de Ekman calculados en estos mismos días

## Estudio del movimiento de columnas de agua del 15 al 17 de febrero

Se observa en las imágenes de la figura 6, correspondientes a los días 15 (Fig. 6a) y 17 (Fig. 6b) de febrero y su estudio de correlación, un desplazamiento de una masa de agua fría (zona más clara en el recuadro inferior), al sur del banco de Galicia en dirección SE, que llega hasta el norte del monte submarino de Vasco de Gama, girando en dirección SO a través de los montes submarinos de Vigo.

Algo más al norte se produce un desplazamiento hacia el oeste de aguas más cálidas (zona más oscura en el recuadro amarillo), en la zona central de la imagen. Mientras que frente a Finisterre hay un desplazamiento de agua fría hacia el este (zona clara de recuadro superior de Fig. 6).

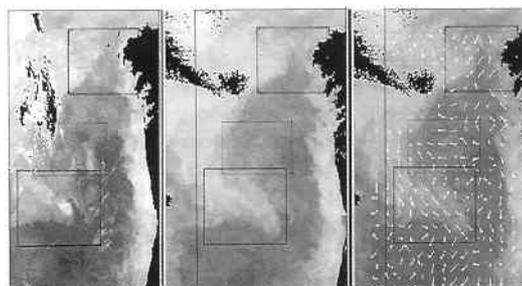


Fig.6, Imágenes correspondientes a los días 15 y 17 de febrero (6a y 6b) y estudio de correlación de ambas superpuesto con la imagen del 17 de dicho mes (6c).

Se observa en la figura 6c el estudio de correlación efectuado sobre las imágenes correspondientes a los días 15 y 17. Podemos ver los desplazamientos ya mencionados, mientras que en la zona costera se observan vectores representativos del movimiento sufrido con dirección este en la zona de las rías gallegas. Esto implicaría movimientos originados por vientos no favorables que producirían corrientes de apilamiento originando "downwelling".

En el estudio de vientos (ver Fig. 5), se observan que a lo largo del mes de febrero, los vientos medios presentan mayoritariamente componente este-noreste, con lo que tendrían una ligera incidencia en nuestro estudio, produciendo índices positivos desde comienzos de mes, que explicarían la zona de agua fría (más clara) que aparece a lo largo de la costa, como un afloramiento no muy intenso.

En los días 13 a 15, aparecen vientos con componente sur que producirían el apilamiento costero ya citado ("downwelling"). En las imágenes correspondientes a los días 15, 17 y 19 de febrero se observan (Figs. 8a, 8b y 8c), una disminución del enfriamiento del agua costera en la zona de las rías y al sur del cañón de Aveiro (ver Fig. 2).

### Estudio de la imagen correspondiente a los días 17 y 19 de febrero

En el estudio realizado entre los días 17 y 19 de febrero de 1993 (ver Fig. 7), se observa una disminución del afloramiento (niveles de temperatura), que se ve confirmado con el estudio de correlación de dichas imágenes (Fig. 7c), en el que se observan vectores con dirección este, en la zona costera norte y sur de la imagen, lo que correspondería en la zona con el fenómeno de downwelling que está apoyado por el estudio de vientos existentes los días previos, como se explicó en el apartado anterior.

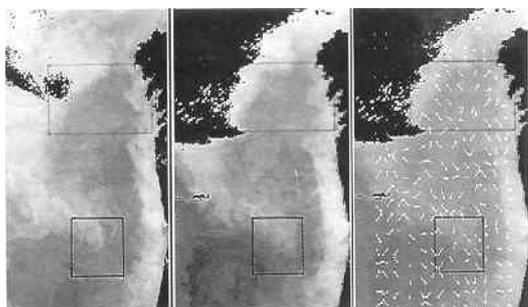


Fig. 7. Imágenes correspondientes a los días 17 y 19 de febrero (7a y 7b) y estudio de correlación de ambas superpuesto con la imagen del 19 de dicho mes (7c).

Al realizar el cálculo de correlación, se observa en el rectángulo superior de las imágenes de las Fig. 7, que existe una zona de expansión de agua más cálida. En la zona inmediatamente al norte del recuadro inferior de dichas imágenes, hay un fenómeno de concentración en torno a los montes

suboceánicos de Vigo y un desplazamiento en la dirección SO (en dicho recuadro), que es confirmado en las imágenes del estudio.

A lo largo de los días siguientes (Fig. 8), se observa la permanente entrada de la masa de agua fría desde el noroeste hacia el cañón de Aveiro. Por otro lado, la zona costera al sur del paralelo 42N y al norte de 40N permanece a lo largo de toda la segunda quincena de febrero, con aguas frías afloradas, fenómeno que no aparece más al norte ni al sur de esta zona.

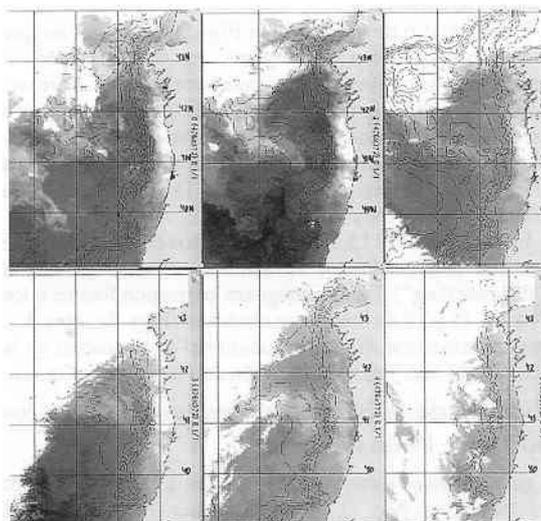


Fig. 8.- Serie de imágenes de la serie de satélites NOAA correspondientes (de izquierda a derecha y de arriba a abajo) a los días 15, 17, 19, 22, 25 de febrero y 3 de marzo, respectivamente.

Este fenómeno de afloramiento inusual en esta época del año puede deberse, originariamente, a la existencia de vientos con ligera componente norte, también anormales para la fecha, que producirían un débil afloramiento a lo largo de la costa. A partir del 13 de febrero, vientos de componente sur producen apilamientos de aguas superficiales contra la costa, salvo en la zona costera influenciada por una columna de agua fría entrante. La entrada de esta columna de agua produce, en la plataforma continental, un arrastre de agua más fría que permanecerá mientras existe esta masa entrante. En la figura 9 se observan los flujos de esta columna entrante y su apilamiento contra la costa, lo que produciría este afloramiento anormal, que podemos apreciar en las figuras 8d y 8e correspondientes a los días 22 y 25 de febrero respectivamente. El día 3 de marzo, se observa que ha desaparecido completamente el fenómeno aflorado, al igual que la masa entrante de agua fría (por lo menos a nivel superficial).

## CONCLUSIONES

El día 15 de febrero existe, a lo largo de toda la costa, una masa de agua fría que en esta época puede ser debida a un afloramiento inusual origi-

nado por la existencia de vientos con ligera componente norte, también anormales para la fecha.



Fig. 9. Flujo de masa de agua y su interacción con la batimetría

Se produce una entrada de agua fría que se ajusta a la batimetría de la zona y que al llegar a la rona de la plataforma, origina un afloramiento inusual con vientos previos no favorables entre los paralelos 40 y 42 que se mantiene la 2ª quincena de febrero, mientras existe esta masa de agua entrante.

Vientos favorables al downwelling que soplaron del 13 al 15 no repercutieron en el área citada, cosa que si se produjo al norte y sur de dicha zona.

La batimetría se ha revelado como un factor muy importante en los fenómenos en los que intervie-

nen masas de agua en movimiento, reflejándose su interacción, como en este caso, en la superficie del océano, incluso en zonas de gran profundidad.

## BIBLIOGRAFIA

- ATLAS NACIONAL DE ESPAÑA. *El Medio Marino*. Instituto Geográfico Nacional. Sección 3, Grupo 13.p 13.4-5.
- BAKUN, A. 1973. *Coastal Upwelling Indices west Coast of North America*. NOAA tech. Rep. NMPS SSRF-671. U.S. Dep of Commerce. 103 pp.
- BLANTON et al. 1987. The Relation Ship of Upwelling to Mussell Production in the Rias of the Western Coast of Spain. *Journal of Marine Research*. 45: 497-511.
- BLASCO, D., ESTRADA, M. y JONES, B. H. 1981. Short Time Variability of Phytoplankton Population in Upwelling Regions. The Example of Northwest Africa. In "*Coastal Upwelling*" ed. by F. A. Richards. American Geophysical Union, Washington, D. C., pp 339-347.
- EMERY, W. J., THOMAS, A. C. y COWNS, M. J. 1986. An Objective Method for Computing Surface Velocities from Sequential Infrared Satellites Images. *Journal of Geophysical Research*. vol. 91. C11: 12865-12878.
- AUZA, A. F.; MACEDO, M. E. y GUERRINO, M. R. 1982. Climatological Space and Time Variation of the Portuguese-Coastal Upwelling. *Oceanologica Acta*. Vol. 5.1:31-39.
- FRAGA, F. 1990. *El Afloramiento Costero en la Costa Atlántica de la Península Ibérica*. Instituto Españolde Oceanografía. Personal Communication.
- FRAGA, S. et al. 1988. Influence of Upwelling Relaxation on Dinoflagellates and Shellfish Toxicity in Ria of Vigo, Spain. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 27:349-361.
- McCLAIN, E. P., PICHEL, W. G. y WALTON, C. C. 1985. Comparative Performance of AVHRR -Based Multichannel Sea Surface Temperatures. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 90. C6: 11587-11601.
- NINNIS, R. M., WMERY, W. J. y COLLINS, M.J.1986. Automated Extraction of Pack Ice Motion from AVHRR Imagery. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 91. C9: 10725-10734.
- TREWARTHA GLENN, T. y HORN LYLE, H. 1980. *An Introduction to Climate*. Fifth Edition. McGraw- Hill.
- WU QING, X., PAIRMANN, D., STEPHER, J. M. y EDWARD, J. B. 1992. Computing Advective Velocities from Satellite Images of Sea Surface Temperature. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 30.1: 166-175.