

*¿Es determinante la dinámica en los niveles superiores de la columna de agua sobre la abundancia y distribución de peces en el mar Cantábrico?*

Julio GIL

Instituto Español de Oceanografía.

PO Box 240. E-39080 Santander, Spain. E-mail: julio.gil@st.ieo.es

Ricardo SÁNCHEZ

CIACOMAR-Universidade do Algarve. Avenida das Forças Armadas, s/n,  
P-8700. 311 Olhão, Portugal. E-mail: rreal@ualg.pt

**RESUMEN**

Desde 1993 se han llevado a cabo sucesivas campañas a lo largo de la plataforma continental del mar Cantábrico en verano y otoño. Existe constancia de la existencia de zonas localizadas de reclutamiento de especies demersales en agregaciones en formas de bolsas de tamaño definido en torno a los 25-30 km de diámetro. De año en año, éstas varían en densidad de reclutas y no en tamaño, aunque en algunos casos se ha constatado la casi completa desaparición de ciertas de estas bolsas por la baja densidad de las agregaciones. Con respecto a la oceanografía de la zona, se han identificado los principales agentes energéticos que determinan el escenario anual: la Corriente de Navidad y el régimen estacional de vientos que da lugar al afloramiento estival. Las hipótesis formuladas proponen que: el primer agente condiciona transportes zonales y meridionales de material biológico en la época de puesta; el segundo modula la retención de huevos, larvas y post-larvas en estructuras mesoescales, así como la base de fertilización para la alimentación de los pre-reclutas y reclutas una vez reclutados al fondo. La presencia de estructuras tipo *eddy* anticiclónico, del mismo tamaño aproximadamente que las agregaciones de reclutas, que corresponden con parámetros de mesoescala para los valores de estratificación y latitud del mar Cantábrico, en épocas de buen reclutamiento, parece validar ambas hipótesis. Estos torbellinos bordean el frente de afloramiento y coinciden con zonas de probable agregación. El presente trabajo expone las relaciones entre la formación y deriva de las estructuras mesoescales y los procesos físicos que determinan el reclutamiento de especies demersales en el borde sur del golfo de Vizcaya.

**ABSTRACT**

Since 1993, successive bottom-trawl and hydrographic surveys have been carried out along the continental shelf of the cantabrian sea in summer and autumn. The existence of defined aggregations of recruits of demersal fishes in localized recruitment areas ranging 25-30 km diameter has been observed. Yearly variations of density of re-

recruits within these aggregations, instead of area size variations, have also been observed, although eventual vanishing of such structures was observed when density of aggregations fall below the detection limit. Concerning the oceanographical settings, the main external driving agents that configure the annual scenario have been identified: the Poleward Current (PC) and the seasonal wind regime that sets up the summer upwelling. The hypotheses put forward propose that: (i) the PC conditions zonal and meridional transports of biological material at the timing of spawning; (ii) the wind regime modules the retention of eggs, larvae and post-larvae within mesoscale structures as well as provides the base of fertilization that supports the trophic chain in which the pre- and recruits are after recruitment. The presence of anticyclonic eddy structures of approximately the same size as the recruits' aggregations in years of good recruitment, and that are within the mesoscale bounds for the stratification and latitude parameters of the Cantabria sea, seem to valid both hypotheses. These eddies surround the upwelling front and coincide with areas where aggregation of recruits is likely. The present paper presents the relationships between the formation and drift of such mesoscale structures and the processes that determine the recruitment of demersal fishes along the southern Bay of Biscay.

## 1. INTRODUCCIÓN

El calor que proviene del Sol es la fuente esencial de energía que da origen al movimiento, tanto en la atmósfera como en el océano. Esta energía se absorbe fundamentalmente en la capa de los cien primeros metros y es también la capa que recibe el esfuerzo debido al viento (capa de Ekman). Por lo tanto, es de esperar que los fenómenos más energéticos y la dinámica más relevante este en las capas superiores del océano. Y no hay que olvidar que la productividad primaria, que es la base de la cadena trófica y de la vida de las especies, sería inviable sin el movimiento.

El desarrollo de la dinámica mesoescalar en las últimas dos décadas, ha permitido conocer fenómenos de enorme importancia, en relación con los ecosistemas marinos. Los procesos de generación de torbellinos, su evolución y deriva, los sistemas frontales y sus inestabilidades, los afloramientos, etc. Todos ellos fundamentales a la hora de construir modelos predictivos de la evolución de los ecosistemas.

El mar Cantábrico, por su situación, aproximadamente 44° N de latitud, y por los desplazamientos meridionales del Anticiclón de las Azores, presenta una intensa actividad de fenómenos de mesoescala y variabilidad a lo largo del año, Lavin *et al.*, 1997. Su dinámica tiene un buen ajuste cuasi-geostrofico, y el radio interno de deformación de Rossby es la escala más relevante para los fenómenos que se producen sobre la plataforma y el talud continental (Gil, 1995).

En invierno, el accidente oceanográfico más importante y energético es la entrada por el oeste de una corriente de talud, que transporta aguas cálidas y saladas, y que recorre todo el margen continental, desde Galicia hasta el País Vas-

co. En verano, los vientos de componente este, arrastran, debido al efecto Ekman, aguas superficiales sobre la plataforma, que son reemplazadas por aguas más frías subsuperficiales, produciéndose el afloramiento estival. La intensidad y frecuencia de ambos fenómenos son muy variables, lo cual da lugar a muy diferentes situaciones oceanográficas. Todos estos fenómenos van acompañados de inestabilidades que originan meandros en la corriente de invierno y remolinos en verano, al ajustarse, cuasi-geostróficamente, las aguas superficiales desplazadas por el viento con las exteriores oceánicas. Así mismo, la orografía de la costa, cabos, cañones submarinos, etc., introduce variantes en la dinámica general, lo cual, intensifica aun más el modelo mesoescalar.

Biogeográficamente hablando, el mar Cantábrico constituye la zona de transición subtropical-boreal del Atlántico Este. Debido a esta particular situación es posible encontrar en esta zona especies típicas de aguas templadas junto con otras de aguas frías de origen más al norte y consecuentemente existen altos índices de biodiversidad con relación a las áreas adyacentes (Olaso, 1990; Sánchez, 1993). Además, debido a sus altos niveles de productividad, en invierno es el área de puesta de algunas especies de más amplia distribución como merluza, gallos, besugo, caballa y jurel y en verano es la zona de alimentación para otras especies procedentes de otras aguas como las anchoas, los bonitos y los atunes.

Las zonas de puesta más importantes de la merluza europea están localizadas en el Golfo de Bizcaya, (Casey y Pereiro, 1995). La puesta se produce entre diciembre y abril, con dos picos en febrero y marzo. La máxima abundancia de huevos se encuentra cerca de la isobata de 200 m, en el borde exterior de la plataforma continental (Valdes *et al.*, 1996; Motos *et al.*, 2000). Las larvas de merluza permanecen residentes en el plancton hasta que alcanzan la etapa de juveniles dos meses más tarde (Motos *et al.*, 1998). En el mes de septiembre, los reclutas se encuentran agregados en núcleos de 25-30 km. de diámetro. Es importante resaltar que la distribución espacial de los reclutas de merluza parece obedecer a criterios de geometría fija y densidad variable (Sánchez y Gil, 2000).

En los últimos cinco años, se han puesto en marcha proyectos de investigación en Oceanografía Física tendentes a explicar el éxito o fracaso del reclutamiento y la característica de geometría fija del mismo (Mesored, 1995; Hidropeñas, 1998-1999; Mesolarva, 2000-2001). Aquí presentamos algunos resultados.

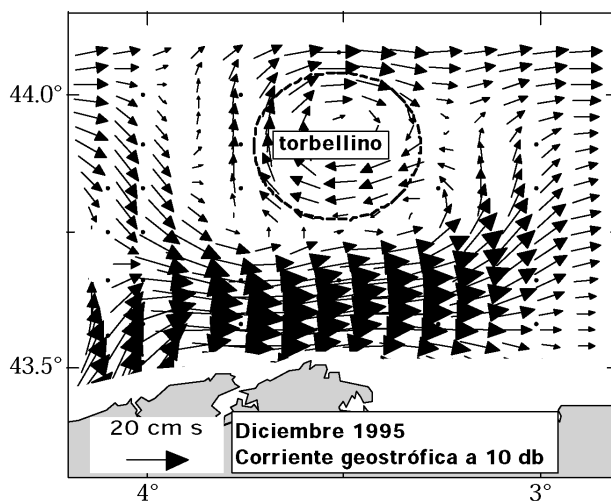
## 2. DESARROLLO

Para comprender mejor como los procesos ligados a la dinámica cuasi-geostrófica mesoescalar influyen decisivamente sobre la biología del ecosistema, vamos a desarrollar los aspectos físicos que se producen en esta área oceanográfica.

## 2.1. La corriente de invierno

La corriente de invierno alcanza el noroeste de la Península en el mes de diciembre, se la denomina corriente de Navidad, como consecuencia del debilitamiento del anticiclón de las Azores, que permite a la corriente que sube hacia el norte, a lo largo del talud portugués (Poleward current), llegar hasta el extremo oeste de la cornisa cantábrica. En este punto gira casi en ángulo recto, para conservar su vorticidad potencial, y recorrer todo el Cantábrico (Frouin *et al.*, 1990). El flujo es marcadamente baroclino, con el campo de velocidad altamente dependiente de la profundidad y con una cizalla de velocidad, variable con la profundidad y a lo largo del eje de la corriente. Como consecuencia de este carácter baroclino, existe una fuente de energía potencial lista para ser aprovechada por las inestabilidades y crecer a costa de ella. En la Figura 1, se muestra la corriente de invierno, en el Cantábrico oriental, a mitad de diciembre 1995. Se aprecia su característica de corriente de talud y su inestabilidad en forma de meandros.

Es evidente que una corriente de estas características tiene una influencia decisiva en las puestas de huevos (larvas) que se produzcan en invierno sobre el talud del Cantábrico. La corriente de invierno es muy variable en intensidad y permanencia de unos años a otros, aunque suele aparecer a finales de diciembre, en el año 1995 ya había recorrido todo el Cantábrico en los primeros días del citado mes (Gil, 2001). Su persistencia es función directa de su intensidad en origen y de las condiciones meteorológicas en las zonas por donde transita. Si es un año de corriente persistente se puede encontrar su rastro en el mes de



**Figura 1.** Esquema de la corriente geostrofica a 10 db, en diciembre de 1995.

marzo. Si además, durante los primeros meses del año, el régimen de vientos es de componente oeste, la persistencia de la corriente se incrementa.

Evidentemente, este tipo de corriente, que discurre a lo largo del talud continental, puede arrastrar consigo grandes cantidades de materia ictioplancónica. Dependiendo de su grado de inestabilidad, en forma de meandros que alejan el flujo a grandes distancias de la plataforma continental, puede significar una gran mortalidad en huevos y larvas. Y en el caso de que, todavía, este presente en los picos de puesta del mes de marzo, puede significar un serio contratiempo para futuros reclutamientos.

## **2.2. Generación de afloramiento y torbellinos anticiclónicos en primavera y verano**

El régimen de viento en la península Ibérica, está condicionado por las migraciones del frente subtropical y la posición del casi-permanente anticiclón oceánico de las Azores. En invierno el anticiclón de las Azores se sitúa predominantemente en el sur. Las bajas presiones centradas en torno a Islandia se profundizan y se posicionan frente la costa suroriental del Groenlandia. El gradiente de presión resultante fuerza un régimen medio de vientos de componente oeste, frecuentemente perturbado por frentes de paso, que cruzan energéticamente la Península Ibérica durante los meses de invierno. Por el contrario en verano el anticiclón de las Azores se ve reforzado y se desplaza hacia el Atlántico central. La baja de Islandia se debilita en intensidad y el gradiente de presión resultante fuerza un régimen de vientos del nordeste, más fuerte en intensidad que los vientos medios en invierno.

El transporte de masas originado por el viento, integrado para la capa de contorno superficial (transporte de Ekman) es  $90^\circ$  a la derecha de la tensión del viento en estas latitudes. La magnitud es proporcional a la ratio  $\mu/f$  (tensión ejercida por el viento-parámetro de Coriolis), para el caso en que la columna de agua sea suficientemente mayor que la profundidad de la capa de contorno superficial, y los efectos de fricción con el fondo puedan ser obviados. La condición de contorno costera a la izquierda del esfuerzo del viento nordeste fuerza divergencias en el transporte de Ekman. La teoría clásica propone que éstas dan origen a un campo de velocidades verticales, con la aparición de un frente de afloramiento como manifestación superficial (Smith, 1995)

En este frente, la estratificación vertical estival (en términos de termo-nutriclo-clina) se torna en una estratificación horizontal, y consecuentemente aparecen acusados gradientes horizontales de temperatura, densidad, y frecuentemente biota. Este frente marca la frontera entre agua recientemente aflorada, fría y rica en nutrientes, y agua superficial oceánica, más cálida y pobre en sales nutritivas. De este modo se observa que las estructuras asociadas con las aguas frías se corresponden con relativamente altas concentraciones de pigmentos clorofílicos y biomasa zooplancónica.

Así, los vientos del nordeste de primavera-verano son favorables al afloramiento a lo largo del borde sur del golfo de Vizcaya, y en general de casi todo el frente occidental de la Península Ibérica (Haynes, 1989). A medida que los nordestes, como factor generador, continúan actuando, el frente progresa en dirección hacia el océano, liberándose de la condición de contorno de la costa; éste forma entonces parte de la respuesta baroclina del océano interior al forzamiento originado por el viento. Las isopicneas afloran en dirección a la costa y el flujo geostrofico longitudinal se acelera, de forma que se desarrolla un *jet* cizallado (Smith, 1995).

En el proceso de formación del afloramiento costero, agua fría y densa aflora a la superficie y agua ligera superficial se desplaza hacia mar abierto. Inicialmente la dinámica de ajuste se aproxima a un equilibrio estable, que es inercial en sus capas superiores, con un periodo de rotación cercano a medio periodo de péndulo  $2\pi/f$ , que para el Cantábrico es  $\approx 17,5$  horas, y con movimientos de radio entre 1 y 10 km, para un empuje de 0,1 a 1 m/s respectivamente. Efectos relacionados con los gradientes de presión y fricción entre capas e interacciones no lineales con la topografía del fondo llevan, a estas masas de aguas ligeras, a apilarse en dirección hacia el océano. Estas masas de agua desplazadas se configuran como torbellinos anticiclónicos, calientes y de baja salinidad relativa, que intensifican el frente de afloramiento. De esta forma, aparece a lo largo del frente de afloramiento un flujo cuasi-geostroficamente ajustado en forma de *jet* en dirección hacia el Ecuador, e intensificado a lo largo del talud continental.

Este frente y su *jet* geostrofico asociado no son uniformes ni constantes a lo largo de la costa ni del tiempo, variando rápidamente de forma en función de la intensidad y dirección del viento, así como, también, por interacción con estructuras asociadas al mismo. Numerosas observaciones han mostrado que sobre la estructura macroescalar del afloramiento, aparece una zona rica en estructuras mesoescalares, altamente energéticas. En particular la serie histórica de campañas ha puesto de manifiesto la presencia de (ver Fig. 2):

1. Ciclones fríos en la zona *inshore* al frente de afloramiento.
2. En la zona *offshore* al frente de afloramiento, se encuentran estructuras anticiclónicas *eddy* con dimensiones horizontales dentro del límite inferior de la mesoescala ( $2-3 R_d$ ).
3. A través del frente de afloramiento y como parte de él, filamentos fríos de afloramiento que se extienden hacia la zona oceánica.
4. En general un *jet* baroclino macroescalar, asociado al frente de afloramiento y que fluye ajustado cuasi-geostroficamente por la plataforma continental, cercano al talud continental, y un patrón ondulante, dentro de un campo *eddy*, ciclónico (en la zona del afloramiento) y anticiclónicos (hacia el lado oceánico).

El frente de afloramiento es bastante persistente a lo largo de distancias relativamente grandes; aunque con frecuentes inestabilidades, existen evidencias

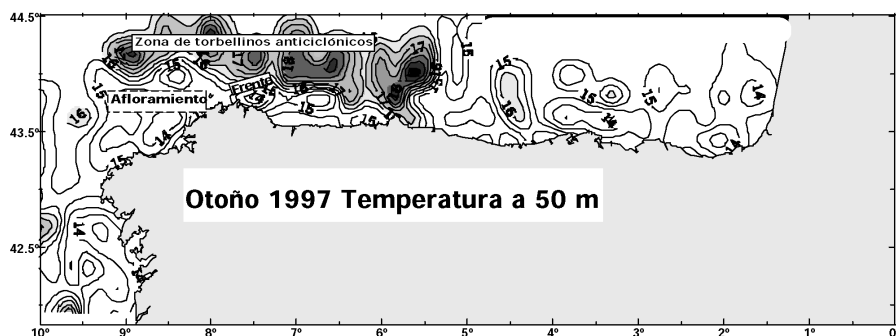


Figura 2. Distribución horizontal de temperatura a 50 m, otoño de 1997.

en otras regiones (típicamente la costa de California, *e.g.* Brink and Cowles, 1991) de meandros del *jet* de afloramiento que se prolongan hacia el mar y retornan hacia la costa cruzando el talud y la plataforma sin llegar a romperse enteramente. Este comportamiento del *jet* se ha modelado como perturbaciones de un *jet* baroclínicamente inestable, pudiendo ser o no los accidentes topográficos los agentes perturbadores (Barth, 1994 y referencias).

Por ejemplo Barth (1994) mediante modelización, observó inestabilidades del frente costero y su *jet* del orden de 20 km de diámetro; estas crecían a expensas de la  $E_p$  disponible del flujo medio por procesos de inestabilidad baroclina. La acción se observó circunscrita al frente superficial y su influencia a la capa superficial, del orden de 100 metros. Barth (1994) muestra como la continuidad macroescalar del flujo a lo largo del frente de afloramiento se ve perturbada por una actividad rica y compleja de mesoescala a ambos lados de dicho frente.

Observaciones sobre este tipo de *eddies*, y su generación sobre el borde exterior de la plataforma —talud— continental, son frecuentes en la literatura (ej. Kosro *et al.*, 1991; Gil, 1995; Sánchez y Gil, 2000; Chereskin *et al.*, 2000). Aunque estos *eddies* estén presentes y se vean asociados al ondulatorio *jet* de afloramiento, parece que el *jet* y su frente actúan como una barrera al intercambio perpendicular a la plataforma. De esta forma estos *eddies* suelen permanecer bien *inshore* u *offshore* del frente.

Estas estructuras parecen permanecer bien ligadas al *jet* costero. Los desplazamientos puramente debidos a la traslación por el efecto  $\beta$  planetario (variación latitudinal de  $f$ ) son relativamente lentos del O (décimas de cm/día), dadas las dimensiones submesoescalares de estas estructuras (Sánchez y Gil, 2000). La asunción de inalterabilidad sobre la cual se derivan los modelos de traslación  $\beta$  tiene que ser revisada, dada la interacción con el frente de afloramiento y también el efecto  $\beta$  topográfico. La ligación de estas estructuras al *jet* de afloramiento puede por sí misma explicar una deriva más intensa de estas es-

estructuras hacia el W, dando como resultado la concentración de este tipo de estructuras en la zona norte de Galicia al fin de la época estival.

### **2.3. Generación de ciclones al oeste del Cabo de Peñas, transporte divergente de Ekman**

La variación del campo vectorial de la tensión del viento a lo largo de la costa, es importante a la hora de causar irrupciones del frente del afloramiento. En el caso idealizado de un viento uniforme sobre una consta rectilínea de profundidad constante, la respuesta del océano estratificado (afloramiento) ocurre en una escala horizontal dada por el campo de densidades inicial, en términos del radio de deformación baroclino, proporcional a la profundidad y estratificación e inversamente proporcional al parámetro de Coriolis (Smith, 1995). Contrario a esta situación ideal, es más frecuente observar la imagen de un frente macroescalar de afloramiento roto, con estructuras de diverso signo a uno y otro lado.

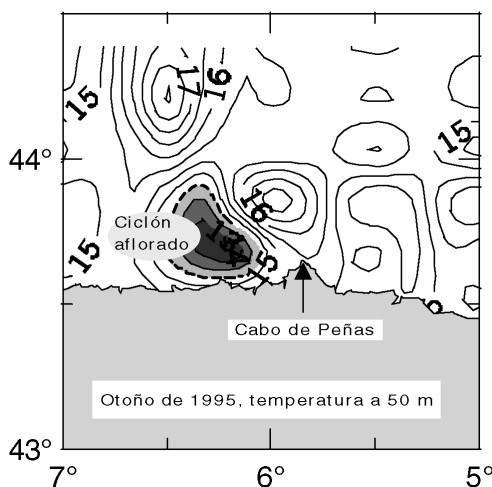
Cambios en la orientación de la línea de costa, como por ejemplo los cabos más prominentes, pueden causar flujo supercrítico en la capa atmosféricas en contacto con el mar. El viento se ve intensificado inmediatamente a sotavento de este cabo, disminuyendo después tras pasar por el salto hidráulico.

En este caso, si la componente longitudinal del viento perpendicular a la plataforma continental no es uniforme, el rotacional de la tensión del viento puede adicionar divergencia (o convergencia) extra a la divergencia en el transporte de Ekman impuesta por la condición de contorno costera. Hay evidencias oceanográficas de que el esfuerzo del viento es espacialmente irregular a lo largo de la costa del cantábrico. Por ejemplo, en las cercanías del cabo de Peñas, en la zona W el descenso de la tensión del viento en dirección hacia la costa define una zona donde el rotacional de la tensión del viento es ciclónico (positivo), de forma que se potencia e intensifica el afloramiento en esa zona (Fig. 3). La magnitud de este afloramiento es proporcional a la tensión del viento e inversamente proporcional al parámetro de Coriolis. Este fenómeno no es infrecuente en otras regiones de afloramiento costero, como constatan las evidencias observacionales (Ramp *et al.*, 1991; el presente trabajo) y las experiencias con modelos numéricos (Batteen *et al.*, 1989).

### **2.4. Estructuras macro-mesoescalares, su incidencia en la producción primaria**

Al final del verano y durante el otoño, en la zona de Galicia y el Cantábrico, el esfuerzo debido al régimen de vientos predominante y su dinámica asociada, da como resultado un modelo de estructuras oceanográficas de diversas dimensiones. Dependiendo de la intensidad y persistencia del viento, podremos





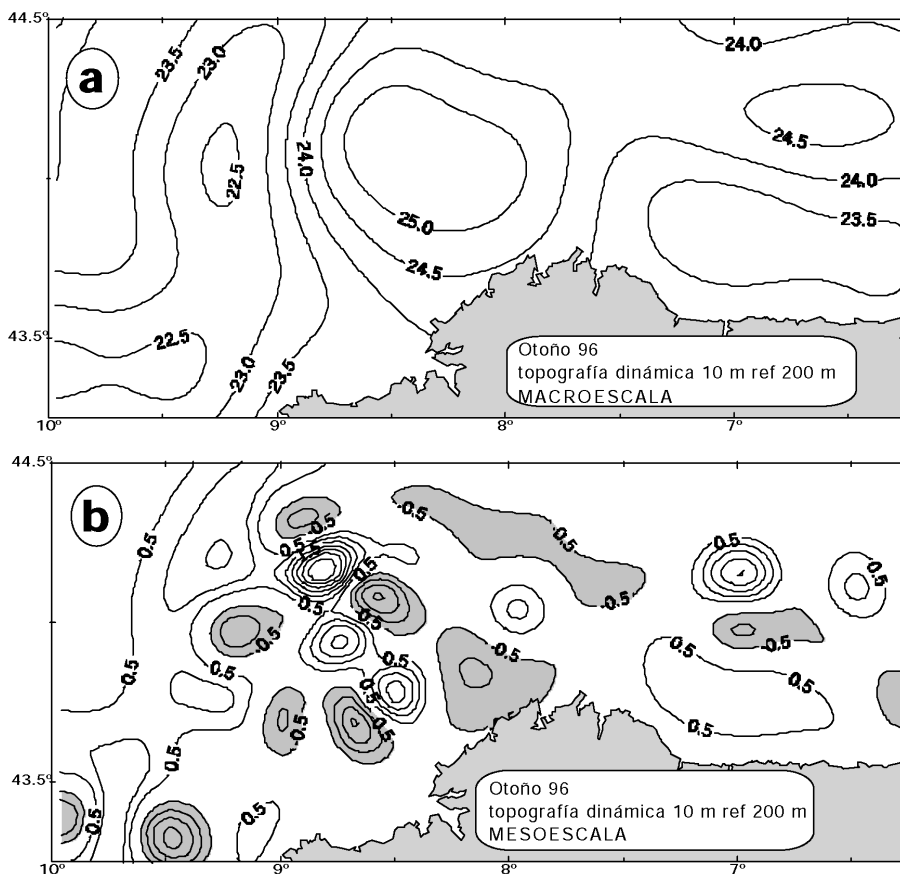
**Figura 3.** Distribución horizontal de temperatura a 50 m, otoño de 1995.

encontrarnos con un marco macroescalar, de estructuras de dimensiones mayores de 100 km, o mesoescalar, con dimensiones estructurales del orden de dos-tres veces el radio interno de deformación de Rossby, que para esta zona es  $R_d = 15$  km. Si se dispone de una malla de muestreo adecuada, podremos, mediante la aplicación del análisis espacial objetivo, con separación de escalas, (Maddox, 1980; Barnes, 1973), determinar la contribución de cada tipo de escalas estructurales al campo total (Gil y Gomis 1994).

A principios del otoño del año 1996, el ajuste geostrófico en el campo de masas, está representado por la topografía dinámica a 10 m con respecto a un nivel de referencia de 200 m. El campo total del geopotencial, lo podemos separar en su contribución macro (se han suavizado las estructuras menores de 40 km (Fig. 4a), y la correspondiente a la mesoescala (Fig. 4b), que se obtiene eliminando del campo total la señal macroescalar. Es evidente que los gradientes de altura dinámica que proporciona la mesoescala al campo total son de un orden muy superior al aportado por la mesoescala. Así, el campo de velocidades geostróficas y sus campos derivados, vorticidad relativa geostrófica, y cizallas vertical y horizontal del campo de velocidades, dependerá fuertemente de las estructuras mesoescalares.

Si observamos como se distribuyen los nutrientes en la zona, en este caso el nitrato que es el elemento nutriente limitador de producción por excelencia (Fig. 5a), se puede ver que la abundancia está íntimamente ligada a las estructuras mesoescalares y su escasez o desaparición a la macroescala.

El máximo de fluorescencia, que se puede considerar como un indicador de producción, tiene sus valores más altos cuando se sitúa sobre la capa fótica y



**Figura 4.** (a) Topografía dinámica de la isobara de 10 db(macro), otoño del 1996.  
 (b) Topografía dinámica de la isobara de 10 db(meso), otoño del 1996.

tiene el carácter de activo, o sea consumidor de nutrientes. Por el contrario, el máximo asociado a las capas más profundas no revela producción activa y es consecuencia de la llegada de células sin fotosíntesis activa (Rodríguez *et al.*, 1998). La distribución del valor máximo de clorofila (Fig. 5b), es en consecuencia, similar a la de nitratos, directamente ligada a la mesoescala los valores altos y a la macroescala los valores bajos y sin fotosíntesis activa.

Otro aspecto relevante asociado a las estructuras de escala media, es la capacidad de retención y transporte dentro de las mismas. En mayo de 1995, se hizo un muestreo de alta densidad de estaciones, (Gil *et al.*, 2001), los resultados mostraron una estrecha relación entre concentración de zooplancton y *rings* mesoescalares anticiclónicos (Fig. 6a, b).

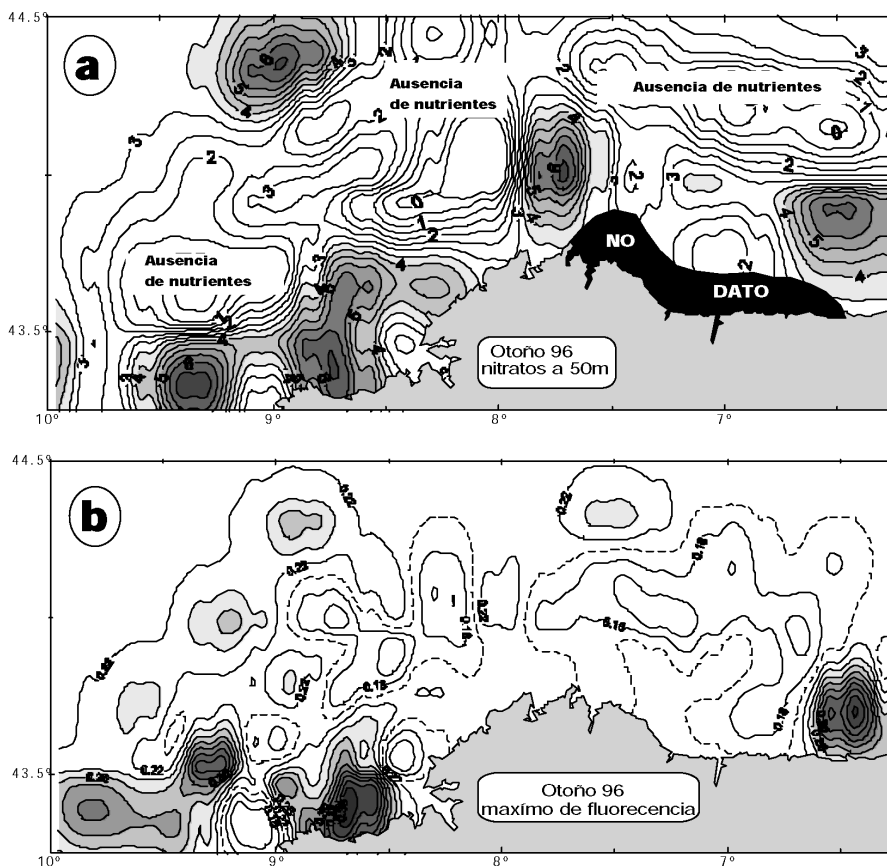
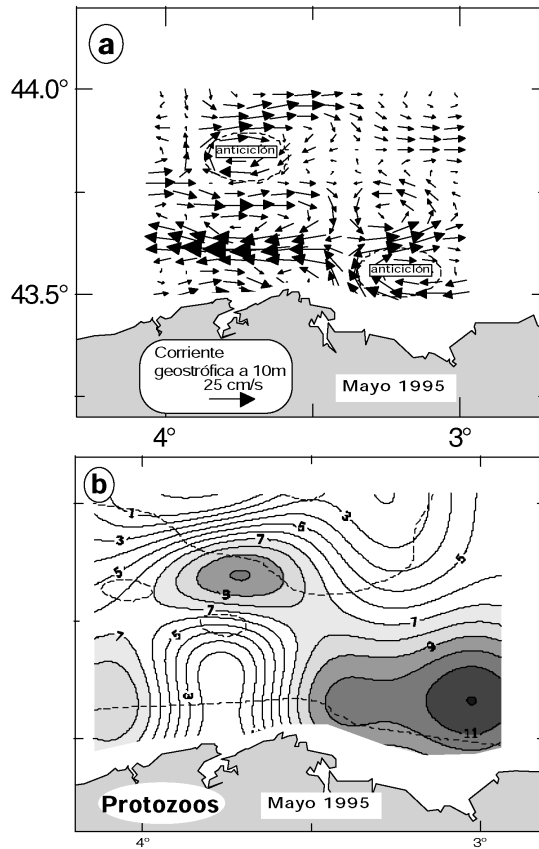


Figura 5. (a) Distribución horizontal de nitratos a 50 m, otoño de 1996.  
 (b) Distribución del valor máximo de fluorescencia, otoño de 1996.

### 2.5. La dinámica «eddy» y los movimientos verticales

Durante el verano, a lo largo de la cornisa Cantábrica, el régimen de vientos predominante es de componente este. El flujo resultante del ulterior ajuste cuasi-geostrofico entre las masas de agua desplazadas de la plataforma, discurre a lo largo del talud, hacia el oeste. La presencia de singularidades topográficas y batimétricas, cabos, variaciones en la dirección del talud, dan como consecuencia un flujo ondulante con frecuentes meandros. Debido a que en los meses de verano la actividad de los fenómenos de mesoescala es muy intensa, con abundante generación de estructuras ciclón/anticiclón, interior/exterior de la plataforma continental, se produce una interacción de la corriente de talud

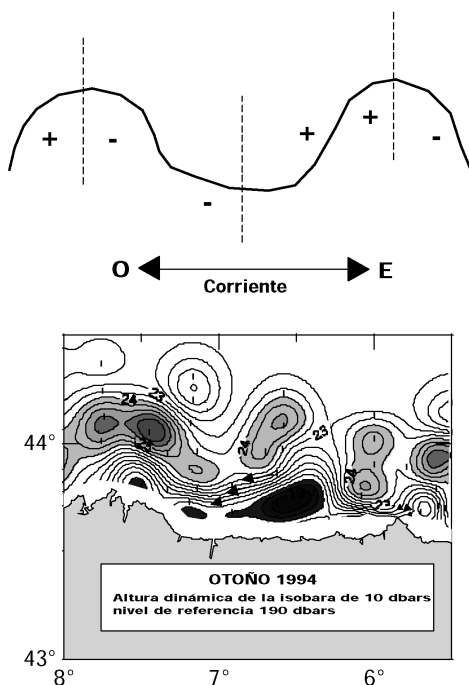


**Figura 6.** (a) Esquema de la corriente geostrófica a 10 db, mayo de 1995.  
 (b) Concentración de protozoos mayo de 1995.

con dichas estructuras. El modelo resultante es un flujo ondulante con remolinos anticiclónicos por el borde norte y ciclónicos por el sur (Fig. 7).

Como consecuencia de los procesos anteriormente descritos, el campo medio de vorticidad relativa geostrófica se ve intensamente perturbado. La ecuación Omega (Hoskins *et al.*, 1978) relaciona, dentro del marco de la teoría cuasi-geostrófica, los movimientos ageostróficos verticales, fenómenos de «*stretching* y *shrinking*», terminología inglesa, con la advección de vorticidad potencial y cambios en la vorticidad relativa asociada al flujo. Usando esta ecuación de diagnóstico,

$$N^2 \nabla_h^2 \omega + f_0^2 \partial^2 \omega / \partial z^2 = f_0 \partial / \partial z (v_g \cdot \nabla_h \zeta_g) + (g / \rho_0) \nabla^2 (v_g \cdot \nabla_h \rho'),$$



**Figura 7.** Esquema del movimiento vertical ageostrófico y Topografía dinámica de la isobara de 10 db, otoño de 1994.

se pueden sacar conclusiones cualitativas del movimiento vertical ageostrófico.

- $V_g \cdot \nabla_h \zeta_g < 0$ , advección negativa de vorticidad relativa geostrófica, significa  $\omega$  negativa, o sea, movimiento vertical descendente.
- $V_g \cdot \nabla_h \zeta_g > 0$ , advección positiva de vorticidad relativa geostrófica, significa  $\omega$  positiva, o sea, movimiento vertical ascendente.

Tengamos en cuenta que los términos crestas y valles son relativos a dirección del flujo, lo que es una cresta para un flujo hacia el este es, por el contrario, un valle para el flujo que se dirige hacia el oeste. Así el criterio para cualificar el movimiento vertical es:

- Antes de una cresta, advección positiva de vorticidad, implica movimiento ascendente.
- Después de una cresta, advección negativa de vorticidad, implica movimiento descendente.

- Antes de un valle, advección negativa de vorticidad, implica movimiento vertical descendente.
- Después de un valle, advección positiva de vorticidad, implica movimiento vertical ascendente.

Es evidente que solo la curvatura del flujo es responsable del signo del movimiento vertical, independientemente del sentido del flujo. Así, a lo largo del frente que separa las aguas sobre la plataforma, de las exteriores oceánicas, se producen movimientos verticales que están directamente ligados a la inestabilidad del flujo. La intensidad, dirección e inestabilidad del flujo dependen fuertemente de la actividad de mesoescala en la zona. Cuando el estado del campo de masas es predominantemente macroescalar, hay una gran homogeneidad, con gradientes horizontales de temperatura débiles, los flujos tienen una débil componente baroclina y son poco inestables.

### 3. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Tanto para las especies pelágicas, como para las que viven cerca del fondo (demersales), los procesos de la puesta de huevos, y el posterior éxito del reclutamiento, asociado a la necesidad de alimento, son cruciales para su abundancia y distribución. Cuando las larvas de especies demersales, como por ejemplo, la merluza europea en el área Galicia y Cantábrico, concluyen su fase pelágica, los juveniles se dirigen hacia el fondo de la plataforma continental. De esta manera comienza el proceso de concentración de reclutas en el fondo, esto acontece al principio del verano. Una vez en el fondo, estos juveniles, que miden entre 8 y 14 cm, pasan por un momento crítico, en el cual la alimentación es un factor fundamental para el éxito del reclutamiento. En esta etapa del desarrollo de los juveniles de merluza tienen lugar ascensiones a las capas superiores, sobre todo nocturnas, para alimentarse de especies zoopláncticas (Sanchez y Gil, 1995). Cuando ya el verano está muy avanzado, y la intensa termoclina estacional hace de barrera infranqueable para que los elementos nutrientes lleguen a la capa fótica, los juveniles tienen que buscar su alimento en aquellas zonas que, debido a procesos de dinámica mesoescalar que puedan producir movimientos verticales de masas de agua, ó zonas frontales con inestabilidades tipo *eddies*, que dan lugar a procesos de fertilización y retención, les permiten una mayor probabilidad de encontrar alimento.

Hemos visto como el elemento que introduce la dinámica más intensa en invierno, es la llamada *Poleward Current* o corriente de Navidad, fenómeno de gran influencia en los procesos de deriva de huevos y larvas y estrechamente relacionado con el éxito o fracaso de su supervivencia.

La formación de torbellinos anticiclónicos, como consecuencia del establecimiento del afloramiento estival, tiene importantes consecuencias para la

vida del ecosistema, por una parte, estos giros son concentradores de material ictio y zooplanctónico, y dependiendo de su situación y deriva, pueden ser consecuencia de mortalidad o vida para los organismos que allí se encuentran.

Los ciclones que se forman al oeste de los cabos, y que refuerzan el afloramiento costero, también tienen una función concentradora de nutrientes y fitoplancton. Estos tienen gran trascendencia cuando se sitúan cerca de zonas de reclutamiento y constituyen una reserva para los procesos de producción primaria, tan necesarios en los primeros estadios de la vida de los peces.

En el área de Galicia y el Cantábrico, el desarrollo de una activa dinámica de mesoescala es una garantía de supervivencia para muchas especies. La dinámica asociada a la mesoescala es la más energética para producir movimientos verticales que regeneran de sustancias nutrientes la capa fótica. Además, los procesos que agregan tanto material de ictioplancton como de zooplancton son beneficiosos para la supervivencia y en ello colaboran los torbellinos, tanto ciclónicos como anticiclónicos, mesoescalares. Las situaciones en que el campo de masas es fundamentalmente macroescalar, presentan un esquema de aguas cálidas y homogéneas, con ausencia de zonas frontales y una gran pobreza en producción primaria.

Por último, destacar la enorme importancia de la dinámica *eddy* sobre las especies que viven en la plataforma continental. El intercambio de materia y energía entre la plataforma y la zona oceánica exterior al talud continental, está íntimamente ligada a los procesos que inestabilidades baroclínicas o barotrópicas, que hacen que el flujo medio tome una forma ondulante con meandros. La presencia de una corriente intensa, cosa no demasiado frecuente en el Cantábrico, como la corriente de invierno, añade un factor muy importante en la vida del ecosistema, tanto pelágico como demersal. La complejidad de situaciones y fenómenos, algunas veces antagónicos en relación con la supervivencia, como es el caso de corrientes inestables que producen procesos beneficiosos de nutrificación de la capa fótica, pero que a su vez, pueden ser causa de mortalidad al arrastrar hacia aguas oceánicas el ictioplancton, hacen del mar Cantábrico un magnífico marco para el estudio de la dinámica de fluidos geofísicos y su relación con los organismos que allí viven.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BARNES (1973): «Mesoscale objective map analysis using weighted time series observations», *NOOAA Tech. Memo. ERL NSSL-62*, 60 pp. (NTIS COM-73-10781).
- BARTH, J. A. (1994): «Short wavelength instabilities on coastal jets and fronts», *Journal of Geophysical Research*, **99**: 16095-16115.
- BATTEEN, M. L.; HANEY, R. L.; TIELKING, T. A. and RENAUD, P. G.: «A numerical study of wind stress curl effects on eddies and jets in the California Current System», *Journal of Marine Research*, **47**: 483-523.
- BRINK, K. H and Cowles, T. J.: «The Coastal Transition Zone Program», *Journal of Geophysical Research*, **96**, C8: 14637-14647.

- CASEY, J., and PEREIRO, J. (1995): «European hake (*M. Merluccius*) in the North east Atlantic», in *Hake: biology, fisheries and markets*, pp. 125-147. Ed by J. Alheit, and T. Pitcher. Chapman and Hall. London.
- FROUIN, R.; FIÚZA, A. F. C.; AMBAR, I. and BOYD, T. J. (1990): «Observations of a poleward surface current off the coasts of Portugal and Spain during winter», *Journal of Geophysical Research*, 95 (C1), 679-691.
- GIL, J., y D. GOMIS (1994): «Circulación geotrófica, dinámica de mesoescala y fertilización de los niveles superficiales en el sector norte del mar de Alborán, julio 1991», *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.*, 10: 95-117.
- GIL, J. (1995): «Inestabilidades, fenómenos de mesoescala y movimiento vertical a lo largo del borde sur del golfo de Vizcaya», *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.* 11 (2), 141-159.
- GIL, J. (2001): «Incidence of a slope poleward current in the water masses pattern of the eastern Cantabrian sea. Bay of Biscay». Enviado a *Oceanológica Acta*.
- KOSRO, T. M., *et al.* (1991): «The structure of the transition zone between coastal waters and the open ocean off northern California, winter and spring 1987», *Journal of Geophysical Research*, 96, C8: 14707-14730.
- LAVÍN, A.; VALDÉS, L.; GIL, J. & MORAL, M. (1997): «Seasonal and inter-annual variability in properties of surface water off Santander, Bay of Biscay, 1991-1995», *Oceanológica Acta*, 21 (2).
- MORAN, J. M and Morgan, M. D. (1994): *Meteorology: the atmosphere and the science of weather*. 517 pp. Macmillan College Publishing Company, NY.
- MOTOS, L.; ÁLVAREZ, P. and URIARTE, A. (2000): «Hake spawning in the Bay of Biscay during winter 1995», *Oceanológica Acta*, 21. In press.
- RAMP *et al.* (1991): «The physical structure of cold filaments near Point Arena, California, during June 1987», *Journal of Geophysical Research*, 96, C8: 14859-14883.
- RODRÍGUEZ, J., BLANCO, J. M.; ECHEVARRÍA, F.; GIL, J.; RODRÍGUEZ, V.; JIMÉNEZ-GÓMEZ, F.; RUIZ, J.; BAUTISTA, B. & GUERRERO, F. (1998): «Macro and mesoscale variability of phytoplankton in the deep fluorescence maximum of the Alboran sea (southwestern Mediterranean)», *Deep-Sea Res.*, I, 45: 1577-1593.
- SÁNCHEZ, F. & GIL, J. (1999): «Hydrographic mesoscale structures and Poleward Current as a determinant of hake (*Merluccius merluccius*) recruitment in southern Bay of Biscay», *ICES Journal of Marine Science*, 57, 152-170.
- SÁNCHEZ, R. y GIL, J. (2000): «Formación, deriva y modificación de estructuras mesoescalares en el borde sur del Golfo de Vizcaya», en 2.<sup>a</sup> *Asamblea hispano-portuguesa de Geodesia y Geofísica*. Lagos, febrero de 2000.
- SMITH, R.L. (1995): «The physical processes of coastal ocean upwelling systems» in *Upwelling in the ocean: Modern processes and ancient records*. C. P. Summerhayes, K. C. Emeis, M. V. Ángel, R. L. Smith and B. Zeitzschel (Eds.). John Wiley and Sons Ltd.
- T. K. CHERESKIN, M. Y. MORRIS, P. P. NILER, P. M. KOSRO, R. L. SMITH, S. R. RAMP, C. A. COLLINS and D. L. MUSGRAVE (2000): *Journal of Geophysical Research*, 105, C1: 1245-1269.
- VALDÉS, L. and MORAL, M. (1998): «Time series analysis of copepod diversity and species richness in the southern Bay of Biscay (Santander, Spain) and their relationships with environmental conditions», *ICES Journal of Marine Science*, 55: 783-792.