

Efectos orográficos sobre la circulación en la capa superficial del océano en el Noroeste de África

G. RODRÍGUEZ, M. PACHECO, L. GARCÍA-WEIL, A. TEJERA, E. PÉREZ-MARTELL
Departamento de Física, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria,
Las Palmas, España

T. A. MCCLIMANS
Department of Civil and Environmental Engineering,
SINTEF, Trondheim, Norway

RESUMEN

Este trabajo presenta el análisis de los efectos de las irregularidades de la línea de costa y la batimetría de la plataforma costera africana, así como la presencia de las Islas Canarias, sobre la denominada Corriente de Canarias, en la región comprendida entre 24° N y 30° N de latitud y 12° O y 19° O de longitud. Haciendo uso de los resultados de un modelo físico a escala y de secuencias de imágenes de temperatura superficial del mar y de concentración de pigmentos clorofílicos, se examinan los efectos orográficos citados sobre la generación de remolinos y filamentos en la zona de transición costera del Noroeste de África, así como las estructuras mesoescalares generadas detrás de las islas y la posible interacción de las mismas con las generadas en la zona de transición.

En general, los resultados del modelo muestran un excelente nivel de concordancia con los obtenidos a través de imágenes de satélite. Estos resultados revelan que la variabilidad mesoescalar observada en las secuencias de imágenes de satélite puede ser explicada, en gran medida, por las perturbaciones que generan sobre el flujo de la Corriente de Canarias las irregularidades de la línea de costa del continente africano, las variaciones de la batimetría de su plataforma continental, hasta los 400 metros de profundidad, y la presencia de las islas.

ABSTRACT

This paper presents the analysis of the effects of African coastline and bathymetric shelf irregularities, as well as the presence of the Canary Islands, on the Canary Current flow in the region between 24° N-30° N latitude and 12° O-19° O longitude. The orographic effects on filaments and eddies generation in the Northwest African coastal transition zone, the mesoscale features downstream the islands, as well as the interaction between both, are examined by making use of a scale physical model and satellite image sequences of sea surface temperature and chlorophyll-like pigment concentrations.

In general, results from the model show an excellent agreement with those from satellite scenes. Results reveal that observed mesoscalar variability in image sequences

can be explained to a great extent by the Canary Current perturbations due to African coastline irregularities, variations in the continental shelf bathymetry, up to 400 m depth, and the presence of the islands.

1. INTRODUCCIÓN

Los límites orientales de los océanos mundiales presentan una gran productividad biológica, estando localizados en éstos los mayores sistemas de afloramientos costeros del planeta. En ellos se encuentran las zonas de pesca más importantes de los océanos y, por tanto, son áreas de gran interés por su repercusión económica. En consecuencia, el conocimiento de los factores que controlan la dinámica de estas regiones posee una gran relevancia.

Estas zonas muestran una alta variabilidad espacio-temporal que queda reflejada en la forma contorneada que presenta la zona frontal entre las aguas afloradas (frías y ricas en nutrientes) y las oceánicas (cálidas y pobres), la presencia de remolinos mesoescales tanto de carácter ciclónico como anticiclónico, determinadas áreas en las que el afloramiento aparece más intenso (*centros de afloramiento*) y lenguas estrechas de agua fría y rica en nutrientes que se internan cientos de kilómetros en mar abierto desde la costa y que están caracterizadas por fuertes gradientes laterales de temperatura (*filamentos*). La interacción entre las aguas del afloramiento costero y las aguas oceánicas tiene lugar en una zona muy característica con una extensión de pocos cientos kilómetros (*zona de transición costera*) donde se produce el intercambio de momentum, calor y materia entre ambos tipos de aguas (Brink y Cowles, 1991).

La Zona de Transición Costera del Noroeste de África (ZTCNA) manifiesta las características comunes anteriormente comentadas pero muestra algunas peculiaridades distintivas, como una línea de costa irregular con algunos cabos importantes, variaciones notables en la pendiente de la plataforma continental y la presencia de las Islas Canarias (Fig. 1).

Los cabos más relevantes en esta zona son Cabo Jubi y Cabo Bojador, que dan lugar a cambios significativos en la orientación de la costa pudiendo modificar las características del flujo. Además de estos salientes en la línea de costa, el flujo podría verse perturbado tanto por los cambios en la pendiente continental como los ensanchamientos en la plataforma justo antes de Cabo Jubi y tras Cabo Bojador. Además es importante resaltar la presencia del archipiélago canario, distribuido zonalmente a una latitud de 28° N en el Atlántico Norte, con una extensión de 400 kilómetros y con la isla más oriental localizada a tan sólo 90 kilómetros de la costa africana. El archipiélago está formado por islas típicamente oceánicas que carecen de una plataforma continental significativa y que surgen abruptamente desde profundidades de más de 2.000 metros, separadas por profundos canales y alcanzando cotas de altitud que pueden superar los 3.000 metros. De este modo, el archipiélago se comporta como una barrera que perturba el régimen de vientos dominante, los

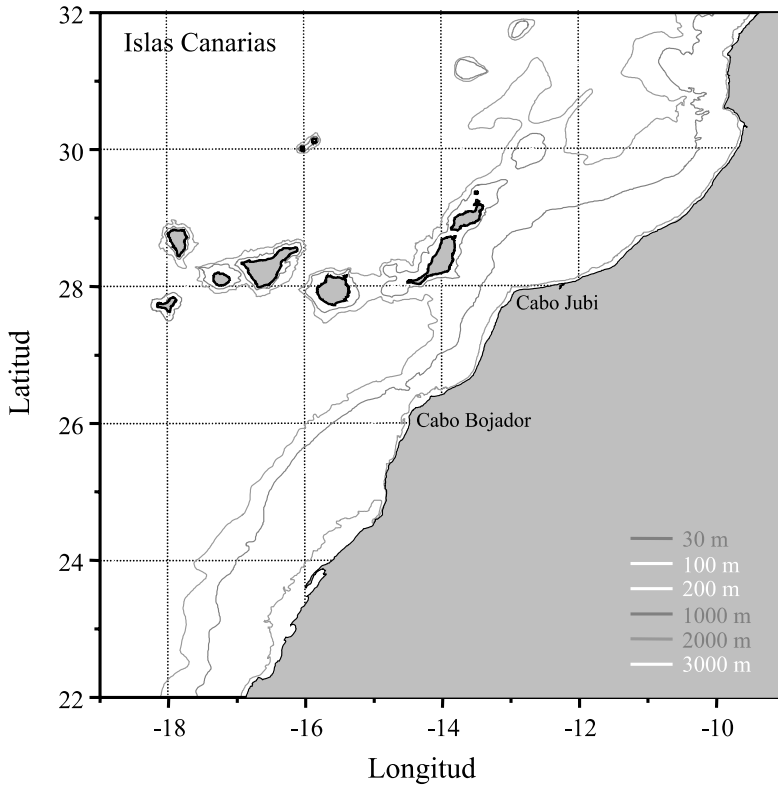
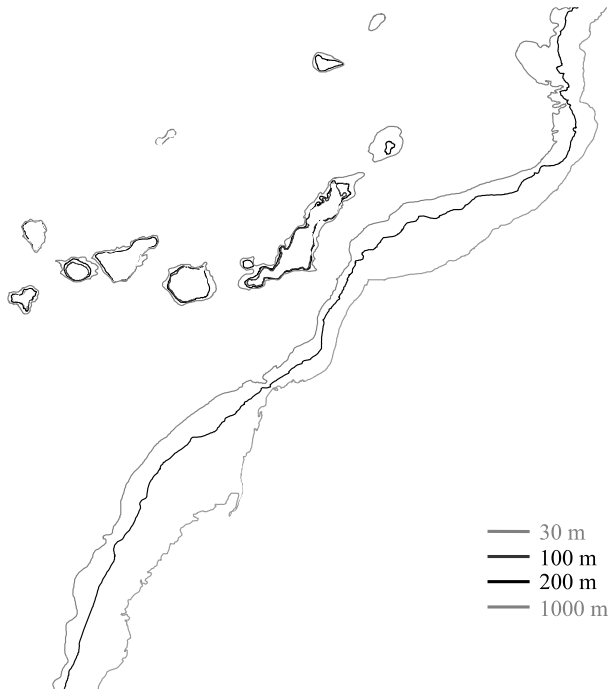
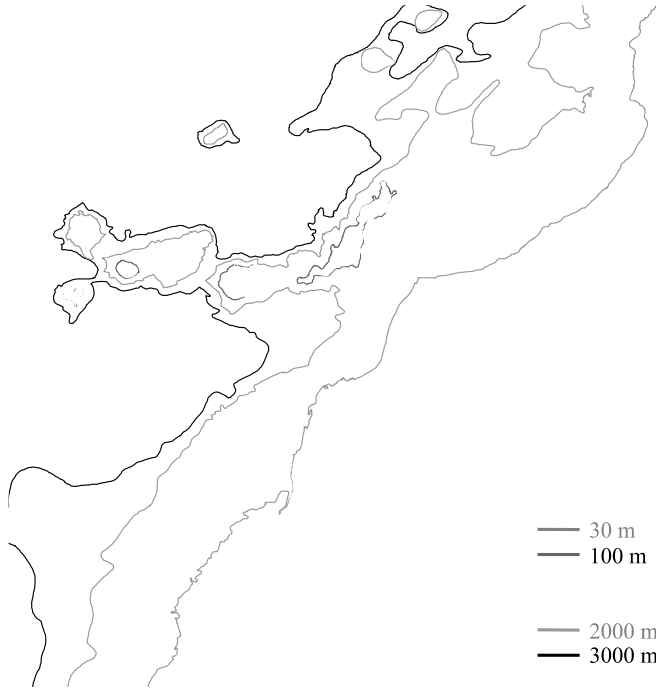


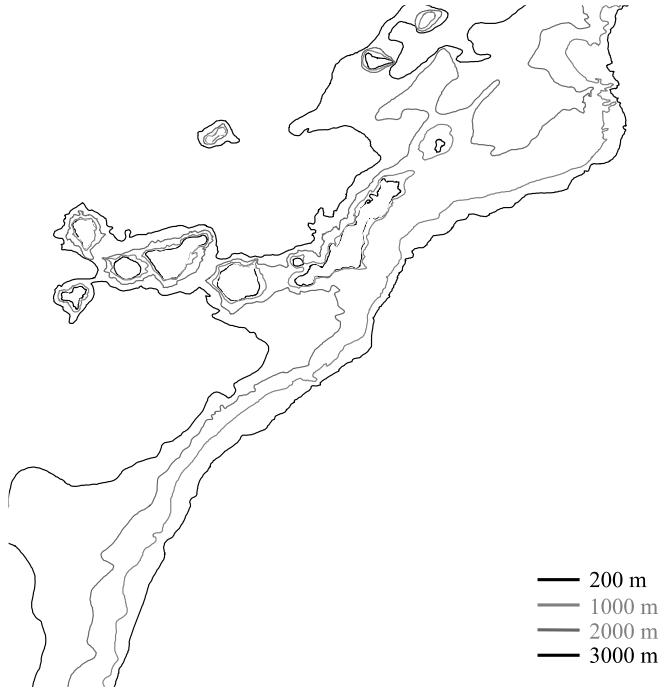
Figura 1. Áreas de estudio que comprende el archipiélago canario y la costa noroeste de África en la que se ha representado la batimetría.

vientos alisios, y el flujo general de la Corriente de Canarias, porción más oriental del Giro Subtropical que fluye hacia el suroeste a través de la ZTCNA, actuando como mecanismo generador de estructuras mesoescalares que aumentan la variabilidad en esta zona (Pacheco y Hernández-Guerra, 1999).

Tanto a través de observaciones de satélite de la temperatura de la superficie del mar (TSM) (La Violette, 1974; Van Camp *et al.*, 1991) y de concentración de pigmentos clorofílicos (ChL) (Pacheco y Hernández-Guerra, 1999) así como a través de la medición *in situ* de parámetros físicos y biológicos (Aristegui *et al.*, 1997; Barton *et al.*, 1998; Rodríguez *et al.*, 1999) se ha puesto de manifiesto la alta actividad mesoescalar existente en esta zona, revelándose en estos estudios diversas estructuras mesoescalares tales como estelas asociadas a las islas, grandes remolinos ciclónicos y anticiclónicos al sur del archipiélago y filamentos de agua fría que se extienden hacia mar abierto desde determinadas zonas de la región del afloramiento llegando a alcanzar algunas veces las islas.







El origen físico y las condiciones necesarias para la generación de estas estructuras mesoescalares, tanto aquellas asociadas a las islas como las que están vinculadas a regiones con cambios significativos de la orientación de la costa o de la pendiente de la plataforma, están relacionadas con fenómenos de interacción del flujo con la topografía y la separación de las corrientes costeras, a escalas en las que el movimiento está afectado por la rotación terrestre. Los estudios basados en modelos numéricos y de laboratorio han puesto de manifiesto que, incluso para geometrías simples, las interacciones entre el fluido y la topografía constituyen un problema extremadamente complejo. Debido a la dificultad que entraña este tipo de fenómenos, se han sugerido diferentes hipótesis que intentan explicar los mecanismos de generación de dichas estructuras.

Mediante modelos de laboratorio se ha tratado de simular el efecto producido por una isla como elemento perturbador del flujo haciendo uso de un tanque rotante lleno de un fluido homogéneo y con un cilindro que hacía las veces de obstáculo. En estos trabajos se mostraba que la separación del flujo y el desprendimiento de remolinos detrás del obstáculo se producía para números de Reynolds mayores que en los casos estudiados sin tener en cuenta la rotación, dándose además una asimetría en la estela generada al desprenderse los remolinos y dominando los remolinos ciclónicos frente a los anticiclónicos (por ejemplo, Boyer, 1970; Boyer and Davies, 1982; Chabert d'Hières *et al.*, 1989).

La influencia de la topografía del fondo y de las irregularidades de la costa sobre el flujo de una corriente límite oriental también ha sido examinada a través de modelos de laboratorio. En algunas experiencias con tanques rotantes donde se introdujeron en el modelo un promontorio marino y una protuberancia costera, que simulaban una cordillera submarina y un cabo, se observaban inestabilidades en el flujo que daban lugar a la formación de un filamento (Narimousa y Maxworthy, 1987, 1989). Otros experimentos de laboratorio han puesto de manifiesto la formación de giros tras variaciones bruscas en la línea de costa (Klinger, 1993).

Los resultados obtenidos a través del análisis de modelos numéricos concuerdan en buena medida con los trabajos de laboratorio tanto para el caso del estudio de una isla (Sangrá, 1995; Heywood *et al.*, 1996) como para el caso de la influencia de las irregularidades del fondo y de la topografía de la costa (por ejemplo, Ikeda y Emery, 1984; Haidvogel *et al.*, 1991; Verron *et al.*, 1991; Vieira y Grimshaw, 1994).

Debido a la ya mencionada dificultad que implica el estudio de este tipo de fenómenos, los trabajos citados anteriormente hacen referencia a condiciones simplificadas que no reproducían las características concretas de una región específica, de modo que sus resultados, aunque han contribuido a profundizar en el conocimiento de los procesos considerados, no pueden ser comparados con datos reales de una zona dada.

Con el objetivo de contribuir al esclarecimiento de los procesos físicos esenciales que intervienen en la formación de las estructuras mesoescalares que aparecen en la región de estudio y que se describen brevemente en la siguiente

sección, se examinaron secuencias largas de imágenes de satélite de la TSM y de ChL, y se desarrolló un modelo de laboratorio que, aunque de forma suavizada, incluía por primera vez las características más relevantes de la zona de transición costera del noroeste de África, tales como el archipiélago canario, la topografía y la línea de costa.

1.1. Dinámica mesoescalar en la zona de estudio

La Corriente de Canarias es una corriente fría que forma parte del margen oriental del Giro Subtropical del Atlántico Norte, fluye hacia el suroeste bordeando la costa africana pasando a través del archipiélago canario, y se separa de la costa a la altura de Cabo Blanco (21° N). La mayor parte del transporte de esta corriente tiene lugar a una profundidad menor de 200 m (Stramma, 1984), por lo que el flujo podría pasar a través de los profundos canales que hay entre las islas. Stramma y Siedler (1988) a través del análisis de datos históricos de temperatura y salinidad observan como el giro experimenta una compresión norte-sur en verano, lo cual se traduce en una intensificación de la Corriente de Canarias cerca de la costa africana, mientras que en invierno es más fuerte al oeste del archipiélago canario.

En la zona de estudio el afloramiento costero presenta un carácter estacional que está relacionado con el comportamiento del régimen de vientos alisios en el área. De este modo, el afloramiento muestra una mayor intensidad en verano y principios de otoño, mientras que aparece atenuado o ausente el resto del año (Wooster *et al.*, 1976; Speth y Detflefsen, 1982, Nykjaer y Van Camp, 1994). El afloramiento es un fenómeno variable a lo largo de la costa y en la zona de estudio aparece localmente reforzado al sur de Cabo Bojador, en la región donde se ensancha la plataforma (García-Weil, 1998).

El uso de imágenes de TSM y datos hidrográficos permitió detectar por primera vez un filamento situado en Cabo Jubi con una longitud de 200 km que en ocasiones llega al sur de la isla de Gran Canaria (La Violette, 1974). Este y otros filamentos en el área de estudio también han sido detectados en trabajos posteriores mediante el uso de imágenes de satélite (Van Camp *et al.*, 1991). Se ha observado que el filamento de Cabo Jubi puede terminar en un remolino ciclónico de 150 km diámetro, y que alcanzaba una profundidad de 300 m (Barton *et al.*, 1998). El análisis de una secuencia de imágenes de satélite ha permitido detectar la presencia de uno o dos filamentos, entre Cabo Jubi y Cabo Bojador, vinculados a la existencia de un remolino ciclónico de gran tamaño, que aparece ligado con uno anticiclónico cuya dimensión duplica al primero (200 km) y que aparecen de forma periódica y continua (Pacheco *et al.*, 1999).

La presencia de las Islas Canarias perturba tanto el flujo de la Corriente de Canarias como el de los vientos alisios, predominantes en esta área, originando una alta actividad mesoescalar y una elevada variabilidad corriente abajo de las islas (La Violette, 1974; Hernández-Guerra *et al.*, 1993; Sangrà, 1995).

Diferentes estudios han mostrado la existencia de remolinos ciclónicos y anticiclónicos al sur de la isla de Gran Canaria durante todo el año (Aristegui *et al.*, 1994; Tejera, 1996; Pacheco y Hernández-Guerra, 1999). La dimensión de estas estructuras es similar al del diámetro de la isla (aproximadamente 50 km), y se extienden hasta una profundidad de 100 m (Navarro-Pérez y Barton, 1995). La producción de remolinos, no solo por la isla de Gran Canaria sino por otras como La Palma o La Gomera (Pacheco y Hernández-Guerra, 1999), contribuye al enriquecimiento de la actividad mesoescalar corriente abajo. Este hecho explicaría las considerables discrepancias en las estimaciones de la corriente geostrofica alrededor de las islas (Molina, 1981), así como del alto nivel de variabilidad de la Corriente de Canarias al sur del archipiélago (Müller y Siedler, 1992).

2. MATERIAL Y MÉTODOS

En esta sección se describen los procedimientos experimentales empleados para obtener la información analizada en el presente trabajo, que procede de dos fuentes: simulaciones en un modelo de laboratorio e imágenes de satélite. Dado que el procedimiento básico para la obtención de los parámetros oceanográficos mediante las imágenes de satélite es bastante estándar, esta sección describe en mayor profundidad el diseño del modelo físico y la metodología para obtener información a partir del mismo.

2.1. Modelo físico

El modelo físico empleado fue construido en el laboratorio de Coriolis del Departamento de Ingeniería Civil y Medioambiental de SINTEF (Trondheim, Noruega), empleando un tanque rotatorio de 5 metros de diámetro y 50 cm de profundidad, equipado con una cámara de vídeo que rota solidariamente con el mismo y que permite obtener imágenes desde un punto elevado y situado justo en el eje de rotación del modelo.

La topografía de la zona de estudio se reprodujo de forma simplificada, suavizando los detalles y resaltando únicamente los rasgos más significativos de la geometría de la línea de costa y la plataforma africana y las Islas Canarias. En la dirección horizontal, el modelo reproduce la zona comprendida entre 22° N-34° N y 10° O-22° O, mientras que en la vertical se considera la columna de fluido entre la superficie libre y la batimétrica de 400 metros. Dado que por debajo de la batimétrica de 200 metros la plataforma presenta una pendiente muy brusca (Fig. 1), verticalmente el modelo sólo reproduce la columna de agua comprendida entre la superficie y la cota de -400 m.

La Figura 2 muestra una imagen ilustrativa de las características del modelo físico, pudiéndose observar la simplificación batimétrica empleada para re-

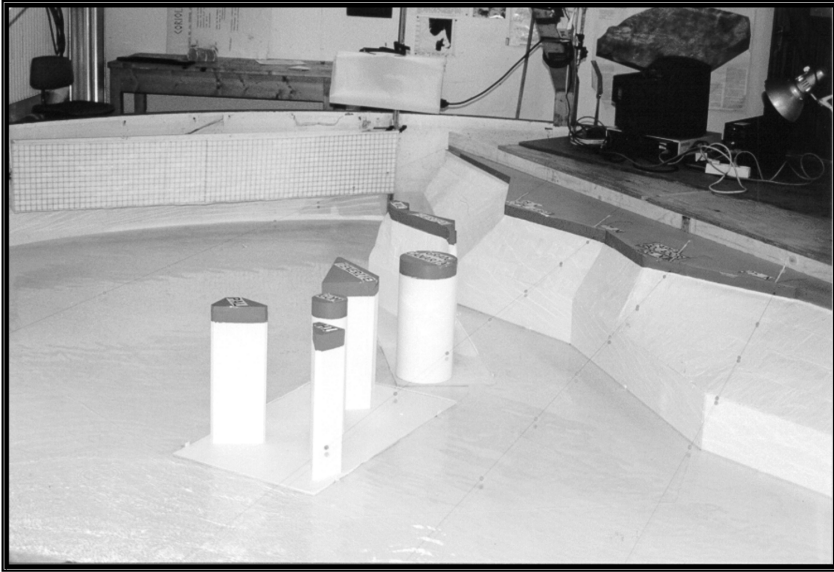
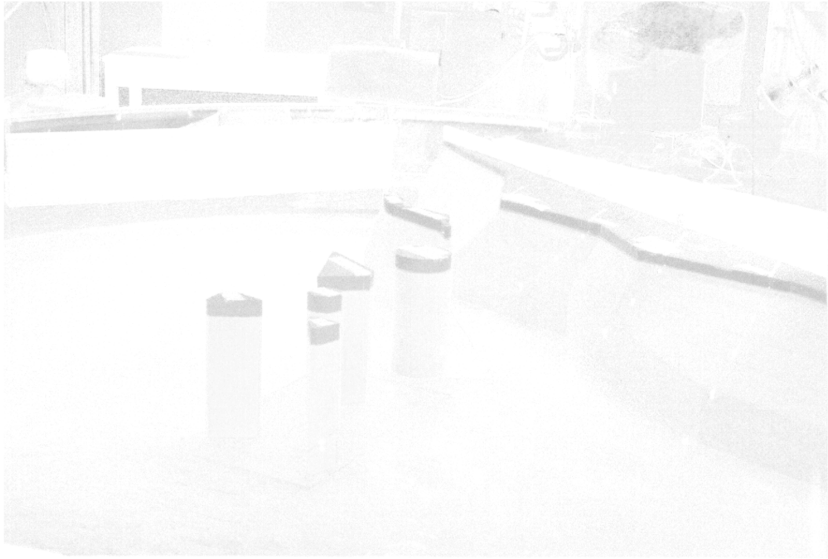


Figura 2. Imagen del modelo físico de la zona de estudio, mostrando la ubicación de la fuente y los puntos más relevantes de la batimetría.

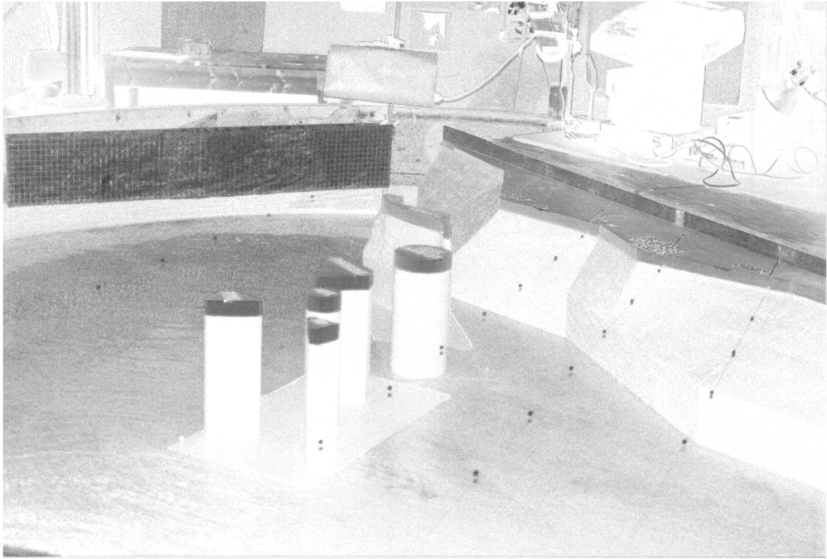
producir a escala la costa africana y las islas, así como la ubicación de la fuente de flujo. En dicha figura se observan también las intersecciones entre meridianos y paralelos, señaladas con puntos rojos y que sirven de referencia en el estudio de la dinámica de la zona. Es importante señalar que debido a la rotación del tanque la superficie del agua forma un elipsoide de revolución, con una diferencia de alturas próxima a los 2 cm entre el centro y los bordes. Este hecho ha de tenerse en cuenta al diseñar el modelo.

La zona geográfica abarcada por el modelo, conjuntamente con la localización de la fuente y el sumidero se muestran en la Figura 3. En dicha figura se representan la línea de costa y la batimetría de 200 m, tanto para el modelo como para el prototipo. Obsérvese que, a pesar de que la topografía ha sido reproducida suavizando la batimetría real, las líneas correspondientes a dichas cotas en el modelo y la naturaleza presentan un excelente grado de ajuste.

Por otra parte, la comparación entre la Figura 3 y la batimetría mostrada en la Figura 2 revela la adecuada reproducción de los rasgos geomorfológicos más importantes de la zona de estudio. Es decir, la línea de costa, los salientes correspondientes a Cabo Jubi y Cabo Bojador, los ensanchamientos y estrechamientos de la plataforma africana y la fuerte pendiente, sin existencia de plataforma, de las islas.







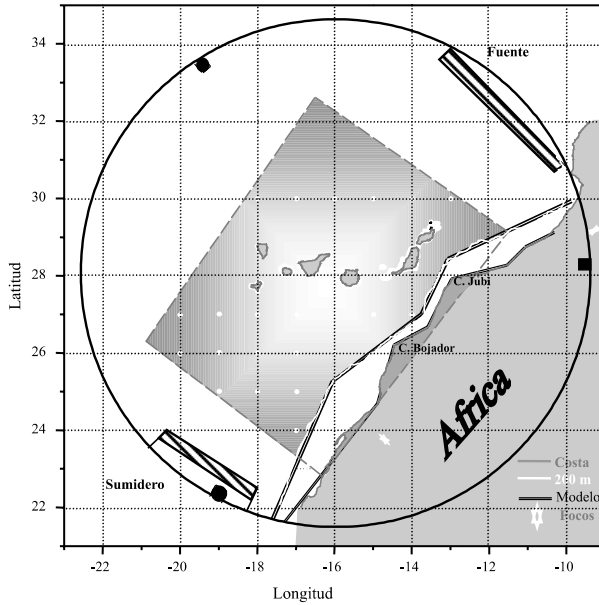


Figura 3. Región abarcada por el modelo físico (círculo), localización de la fuente y el sumidero, línea de costa y batimétrica de 200 m. La zona rectangular sombreada representa el campo de visión de la cámara de vídeo.

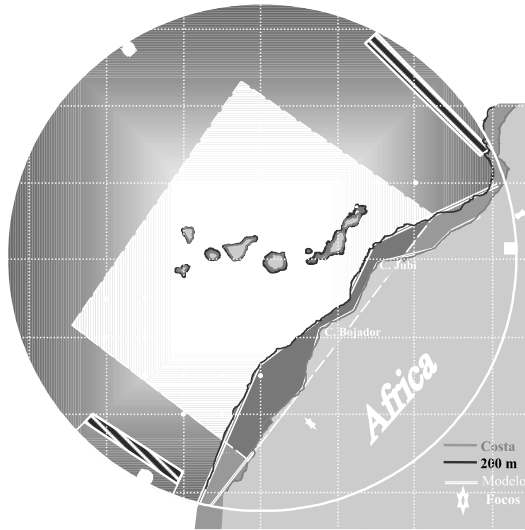
2.2. Teoría del modelo, forzamiento y medidas

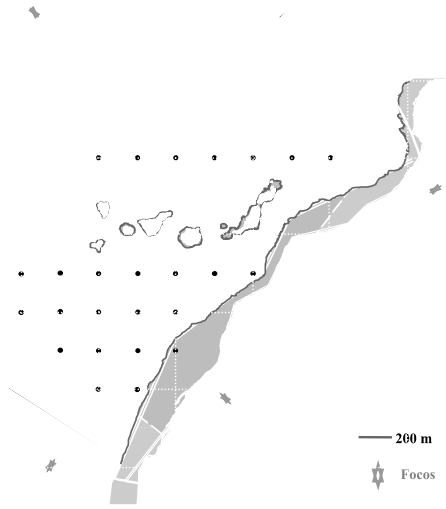
Un modelo de laboratorio de la circulación en un océano no estratificado en rotación requiere la semejanza del término de Coriolis en la ecuación del movimiento y un forzamiento apropiado en los contornos (McClimans, 1990). La ubicación de la fuente y el sumidero en el modelo de laboratorio de la región de estudio, mostrada en la Figura 3, ha sido elegida de forma que las condiciones de flujo puedan ser reproducidas eficientemente y controladas con suficiente facilidad.

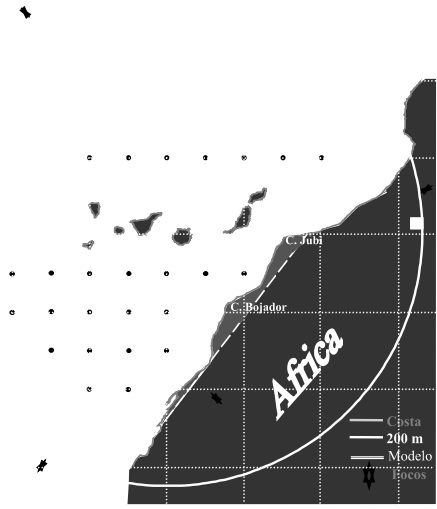
El modelo de 5 metros de la región de Canarias y la costa africana simula una región geográfica de 1500 kilómetros de diámetro, centrada en 28° N, 16° O. En consecuencia, la razón de las longitudes horizontales es

$$L_r = \frac{L_p}{L_m} = \frac{1.500}{5 \times 10^{-3}} = 3 \times 10^5 \quad (1)$$

donde los subíndices p , m y r , se refieren al prototipo, el modelo y la razón entre ambos, respectivamente.







Al construir modelos físicos para el estudio de la circulación marina resulta muy difícil elegir una escala adecuada para el modelo y mantener la semejanza geométrica. Este problema aparece especialmente en la escala vertical, de modo que reducir la escala vertical en el modelo para mantener la semejanza geométrica implica trabajar con profundidades muy pequeñas en el modelo, para las cuales las fuerzas viscosas y capilares llegan a ser dominantes. La solución adoptada normalmente para evitar estos problemas es abandonar la semejanza geométrica estricta y trabajar con diferentes escalas en la horizontal y en la vertical. Así, para evitar los efectos de los gradientes de tensión superficial en el laboratorio es necesario exagerar la escala vertical en el modelo (McClimans and Sægrov, 1982). Esto es posible si las aceleraciones verticales en el modelo no contribuyen al balance de presiones, es decir, el flujo en el modelo debe ser hidrostático.

Para modelar la topografía del fondo en esta región hasta la batimétrica de 400 m, con una columna de agua de 40 cm en el modelo, la razón de las escalas verticales debe ser

$$H_r = \frac{H_p}{H_m} = \frac{400}{0,4} = 1.000 \quad (2)$$

En definitiva, la solución pasa por trabajar con un modelo físico distorsionado, en el cual la escala geométrica es diferente en cada dirección principal. En este caso la razón de escalas en la dirección horizontal es mayor que en la vertical, $L_r > H_r$. De esta forma, se tiene una distorsión (L_r/H_r) de 300, que es un valor típico para este tipo de modelo (McClimans and Nilsen, 1993). Es importante resaltar que la distorsión de escalas no perturba seriamente el patrón de flujo y generalmente da lugar a resultados adecuados.

Las razones entre términos inerciales y rotacionales en un modelo distorsionado geoméricamente son simulados correctamente, bajo la condición de que el flujo en el modelo sea aproximadamente hidrostático, y que los efectos viscosos y de tensión superficial sean pequeños (McClimans, 1990). El efecto de fricción más significativo es la tensión de arrastre del viento, que no es simulada en este caso, debido a la enorme dificultad que entraña su reproducción en el modelo. Por ello, el modelo empleado no puede reproducir la variabilidad natural del flujo inducido por el viento y se restringe a la simulación del flujo medio, con diferentes valores, en los primeros 400 metros de la columna de agua.

Los movimientos a gran escala en los cuales el balance de fuerzas es aproximadamente geostrófico son gobernados por las semejanzas gravitacional de Froude y rotacional de Rossby. Estas semejanzas son compatibles y dichos flujos pueden ser simulados con bastante precisión en un tanque rotatorio (McClimans, 1990).

El número de Froude tiene por expresión

$$F = \frac{U}{\sqrt{gH}} \quad (3)$$

donde U es la velocidad del flujo, mientras que el número de Rossby viene dado por

$$R_o = \frac{U}{f_r L_r} \quad (4)$$

siendo f el parámetro de Coriolis. La semejanza en el número de Froude implica que

$$F_r = \frac{(F_r)_p}{(F_r)_m} = 1 = \frac{U_r}{(H_r)^{1/2}} \quad (5)$$

donde $U_r = L_r/t_r$, y t_r es la razón entre tiempos, $t_r = t_p/t_m$. Nótese que se ha admitido que el modelo y la naturaleza operan bajo la misma aceleración gravitacional. Además, se ha asumido que el fluido en la naturaleza y en el modelo son idénticos.

De la ecuaciones (1, 2 y 5) se deduce que la razón de tiempos viene dada por

$$t_r = L_r H_r^{-1/2} = 3 \times 10^5 (1.000)^{-1/2} = 9.486,8 \quad (6)$$

En consecuencia, un día es modelado en 9.1 s, y cada segundo de tiempo en el modelo simula 2.63 horas en la naturaleza.

Además, dado que la semejanza de Froude es compatible con la de Rossby, se debe verificar que

$$F_r = R_o_r = 1 \quad (7)$$

de donde se deduce que

$$f_r = \frac{U_r}{L_r} = t_r^{-1} \quad (8)$$

La escala de flujos de agua entre el modelo y el prototipo será

$$Q_r = U_r L_r H_r = L_r^2 H_r t_r^{-1} = 9,5 \times 10^9 \quad (9)$$

Así, un flujo de 1 Sverdrup ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) en el océano requiere un flujo en el modelo de $105 \text{ cm}^3/\text{s}$ o $6,3 \text{ l}/\text{min}$.

El tanque rotatorio proporciona un valor constante de f igual a un valor medio f_m escalado de acuerdo con la semejanza de Rossby (Eq. 8). En la naturaleza, las variaciones de f sobre el dominio de observación, respecto a su valor medio entre dichas latitudes, son inferiores al 8%. Por consiguiente, las variaciones en profundidad predominan sobre las variaciones en el parámetro de Coriolis en relación a la vorticidad potencial, pudiendo admitirse la aproximación de plano f .

Un problema crucial en la simulación de un flujo es la reproducción adecuada del forzamiento. En el modelo empleado el forzamiento principal es el generado por el flujo que surge de la fuente, reproduciendo a la corriente de Canarias en los primeros 400 metros. Los valores de flujo empleados en el estudio están basados en los cálculos geostróficos realizados por diversos autores (Stramma, 1984; Muller y Siedler, 1992, etc.) que ofrecen valores del transporte en la zona que oscilan entre 3 y 10 Sv. Para la zona comprendida entre 35° O y la costa africana, por encima de los 800 metros. Por otra parte, los resultados de un modelo numérico inverso aplicado por Paillet y Mercier (1997), empleando una gran cantidad de datos hidrográficos obtenidos durante un periodo de 10 años, sugieren un transporte medio para los 800 primeros metros en la zona de interés del presente estudio de 6 Sv. Si bien en la mayoría de los estudios existentes la estimación del transporte hacia el Ecuador se ha obtenido para los primeros 800 m existen evidencias de que la mayor parte del transporte tiene lugar por encima de los 200 m. (Stramma, 1984). En consecuencia, teniendo en cuenta la variabilidad y la incertidumbre de los valores del transporte existentes en la bibliografía, en las simulaciones realizadas con el modelo se emplearon como flujos de entrada 3 y 6 Sv.

Las medidas para analizar el comportamiento de la circulación fueron adquiridas mediante dos procedimientos. Por un lado, se liberaron diferentes cantidades de trazador líquido fluorescente, tipo Rhodamina, de diferentes colores, tanto en el interior de la fuente como en sitios específicos de especial interés. Por otra parte, se emplearon flotadores, de forma cilíndrica y pequeño tamaño, coloreados de forma que pudiesen ser fácilmente detectados en las imágenes proporcionadas por la cámara de vídeo. Estos flotadores fueron liberados en diferentes instantes de cada simulación, en grupos de 10 a 20, espaciados uniformemente.

El seguimiento de ambos tipos de trazadores en las secuencias de fotogramas proporcionadas por la cámara de vídeo, cuyo campo de visión se representa como un rectángulo sombreado en la Figura 3, permite determinar las características más relevantes del flujo, en particular las perturbaciones inducidas por las irregularidades de la topografía y la presencia de las islas. La información proporcionada por los dos tipos de trazadores ha de considerarse como complementaria. Así, aunque tanto los flotadores como los tintes liberados en el flujo ponen de manifiesto las perturbaciones de la circulación, la información

de los flotadores se restringe a la superficie, mientras que los tintes dan información de diferentes partes de la columna de agua, en función de su densidad. Por otra parte, la percepción visual de las perturbaciones del flujo resulta mucho más simple a partir de la inspección de las nubes de colorante, mientras que el análisis de la evolución de la posición de los flotadores en las secuencias de fotografías capturadas por el video permite obtener de forma bastante exacta la velocidad del flujo. No obstante, este tipo de información no se emplea en el presente trabajo por estar siendo procesada todavía.

2.3. Imágenes de satélite

La información sobre la dinámica de la zona de estudio a través del uso de imágenes de satélite ha sido obtenida mediante el procesamiento y posterior análisis de imágenes de temperatura de la superficie del mar, derivada a partir de los datos del sensor remoto *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) a bordo de la serie de satélites NOAA y TIROS, e imágenes de concentración de pigmentos de tipo clorofílico, obtenidas a partir de los datos del sensor *Coastal Zone Colour Scanner* (CZCS) a bordo del satélite NIMBUS-7. La resolución espacial del sensor AVHRR es de aproximadamente de 1,1 km × 1,1 km en nadir, mientras que la resolución espacial de las imágenes del CZCS es de 0,85 km × 0,85 km en nadir.

El archivo de imágenes de temperatura superficial del mar (TSM) que se ha procesado corresponde al período comprendido entre el año 1987 y la actualidad, mientras que en el caso de las escenas de concentración de pigmentos tipo clorofílico se dispuso del archivo completo, que abarca el periodo comprendido entre 1978 y 1986.

La metodología empleada para el procesamiento de la información procedente de estos sensores para obtener imágenes de TSM y de concentración de pigmentos, incluyendo los algoritmos empleados para la corrección de la influencia de la atmósfera sobre las medidas realizadas por el sensor y las distorsiones geométricas, se describe de forma detallada en (García-Weil, 1998; y las referencias dadas en dicho trabajo).

3. RESULTADOS

Las escenas de TSM y ChL analizadas en este trabajo muestran, en general, las estructuras mesoescalares descritas en la bibliografía, tanto aquellas asociadas al afloramiento africano como las debidas a la presencia del archipiélago canario.

En estas imágenes se observan de manera frecuente, uno o dos filamentos de afloramiento que se extienden desde la zona entre Cabo Jubi y Cabo Bojador y que finalizan en un remolino ciclónico ($\approx 27^\circ$ N), tal y como puede observar-

se en la Figura 4. Sin embargo, al sur de Cabo Bojador aparece de forma recurrente un remolino anticiclónico de gran tamaño y en el límite inferior de éste se aprecia la presencia de un filamento de afloramiento ($\approx 25^\circ$ N). En ambas situaciones, la coexistencia de los remolinos y los filamentos sugiere la interacción entre estas estructuras, y su persistencia durante el periodo analizado sugiere que son independientes de las condiciones que hacen variar el flujo medio.

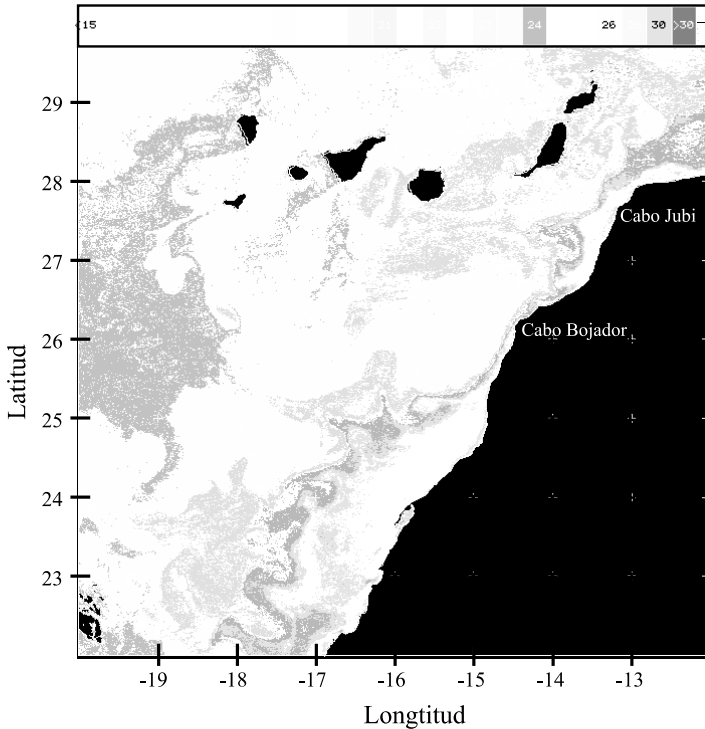
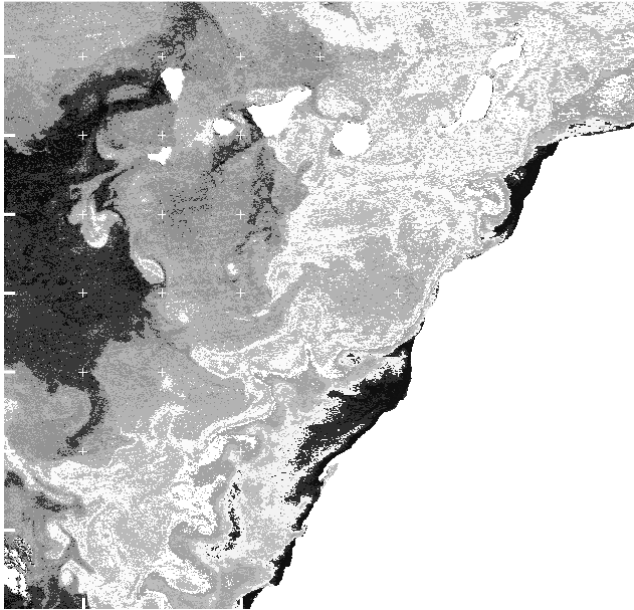


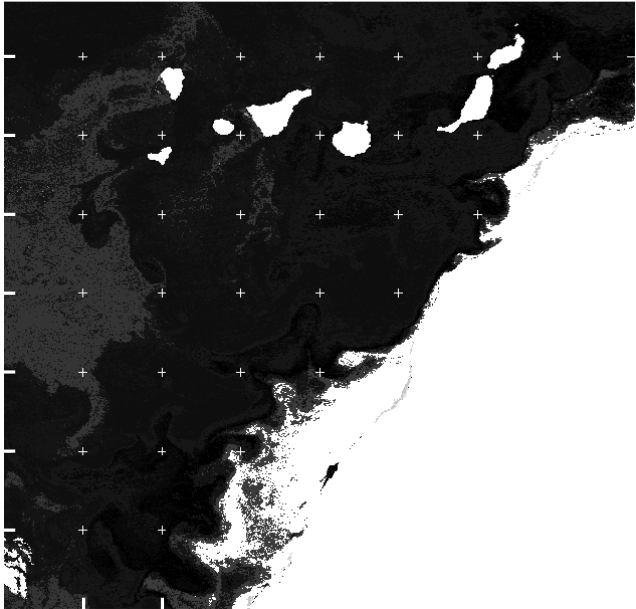
Figura 4. Imagen de TSM del 10 de noviembre de 1998, registrada por el sensor AVHRR a bordo de un satélite de la serie NOAA.

Al igual que en estudios precedentes se detectaron remolinos ciclónicos al sur de la mayoría de las islas, mientras que los remolinos anticiclónicos aparecían al sur de las islas de Gran Canaria y Tenerife. Sin embargo, en ningún caso se observaron remolinos asociados a las islas de Fuerteventura y Lanzarote.

Existen evidencias de que estas estructuras mesoescalares interaccionan con aquellas de la zona de transición costera cuando los filamentos de afloramiento se extienden desde la costa de África hasta las islas.







En las simulaciones realizadas en el modelo de laboratorio se observó que los flotadores liberados cerca de la costa africana, al norte de Cabo Jubi, eran transportados hacia el sur por las corrientes, mostrando un fuerte serpenteo en sus trayectorias e indicando la presencia de estructuras mesoescalares energéticas. Además, generalmente se detectó un incremento en la velocidad de estos flotadores tras sobrepasar Cabo Jubi, y algunos de ellos formaron bucles en sus trayectorias cuando eran atrapados por remolinos (Fig. 5a).

La tinta inyectada cerca de Cabo Jubi, junto con los bucles ciclónicos descritos por los flotadores, muestran evidencias de filamentos y remolinos ciclónicos, íntimamente relacionados y que se encuentran cerca de la plataforma continental entre los cabos Jubi y Bojador. Por otra parte, la tinta y los bucles anticiclónicos revelan que generalmente los remolinos anticiclónicos se localizan en aguas más alejadas de la costa que los ciclónicos y son observados al sur de Cabo Bojador donde frecuentemente la tinta inyectada y las trayectorias de los flotadores a menudo son desviadas hacia fuera de la costa desde la zona en la que la plataforma continental se ensancha entre 25° y 26° de latitud norte (Figs. 5a y 6).

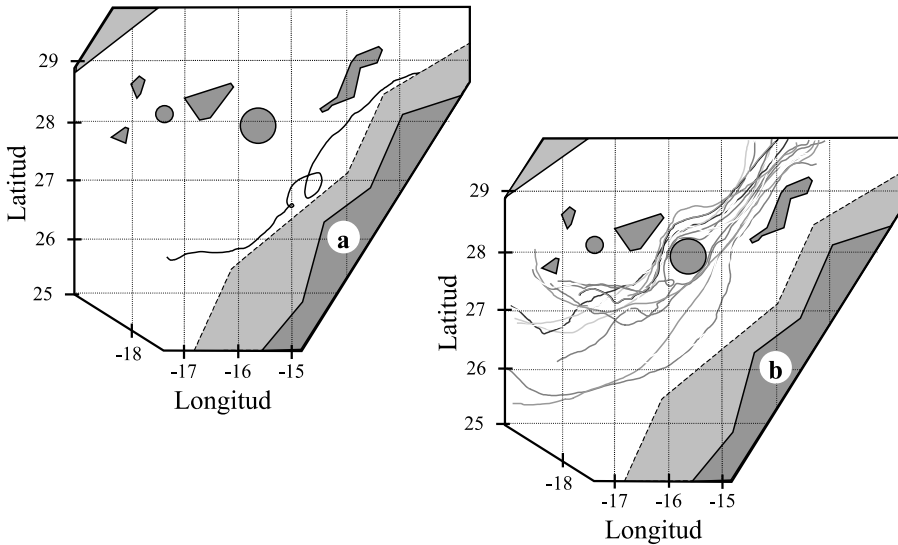
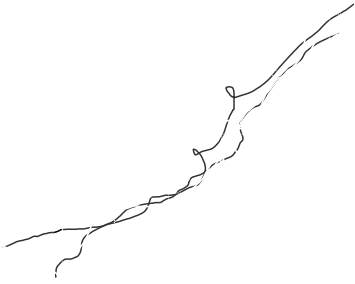
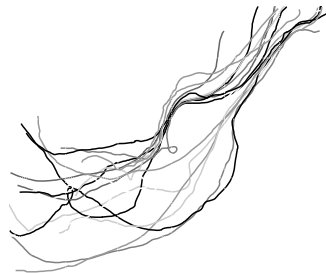
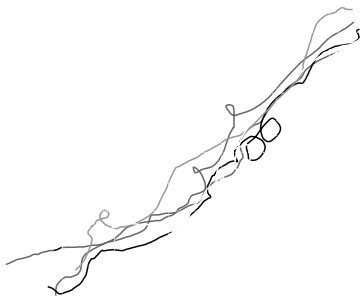
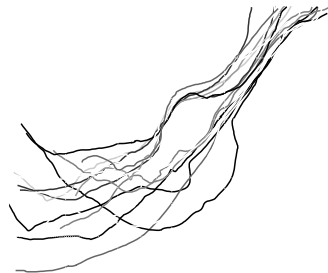
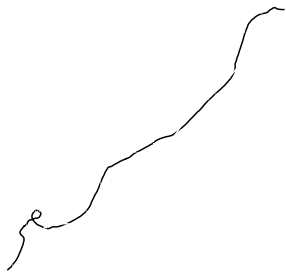


Figura 5. Trayectorias descritas por los flotadores liberados en el modelo de laboratorio donde se ha representado la línea de costa y la batimétrica de 200 m.

Estas estructuras evidenciadas por la tinta y por la trayectoria de los flotadores se ponen de manifiesto en el modelo bajo diferentes condiciones de flujo (3 y 6 Sv) lo que induce a pensar que la formación de estas estructuras es independiente de las fluctuaciones del flujo medio.







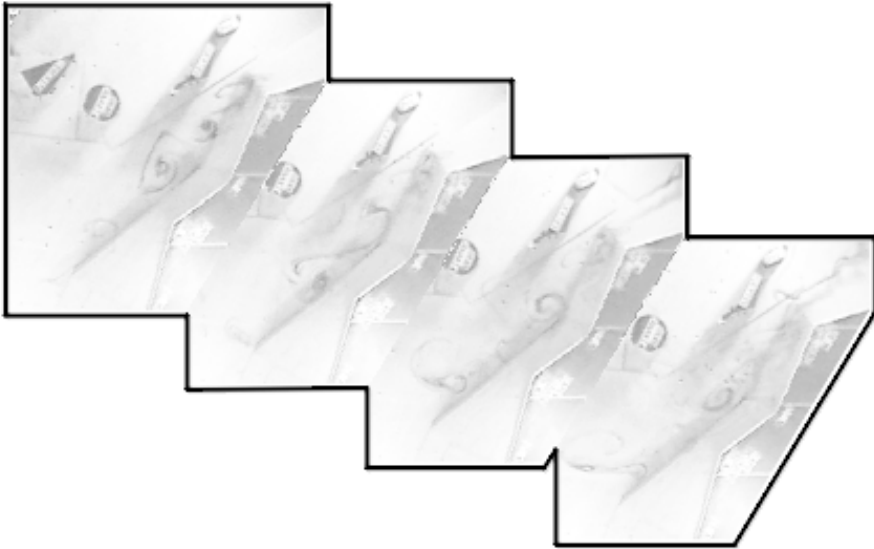
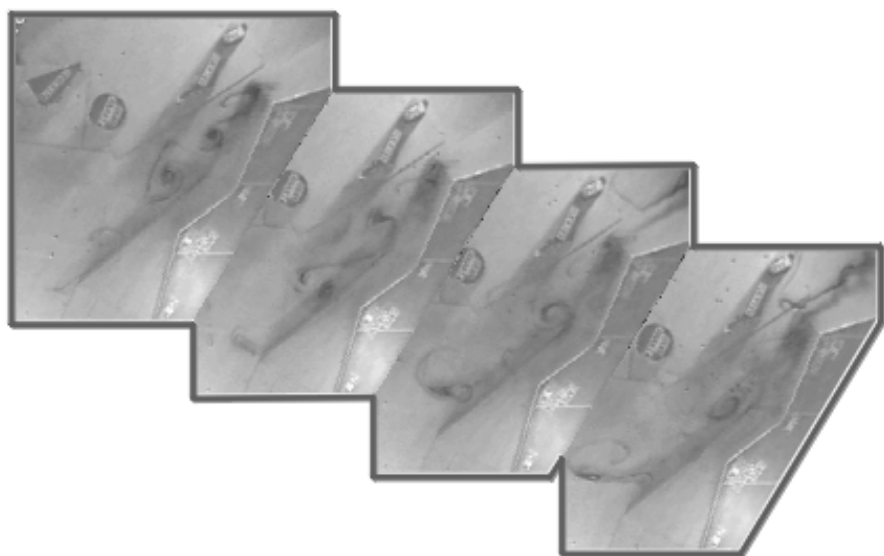
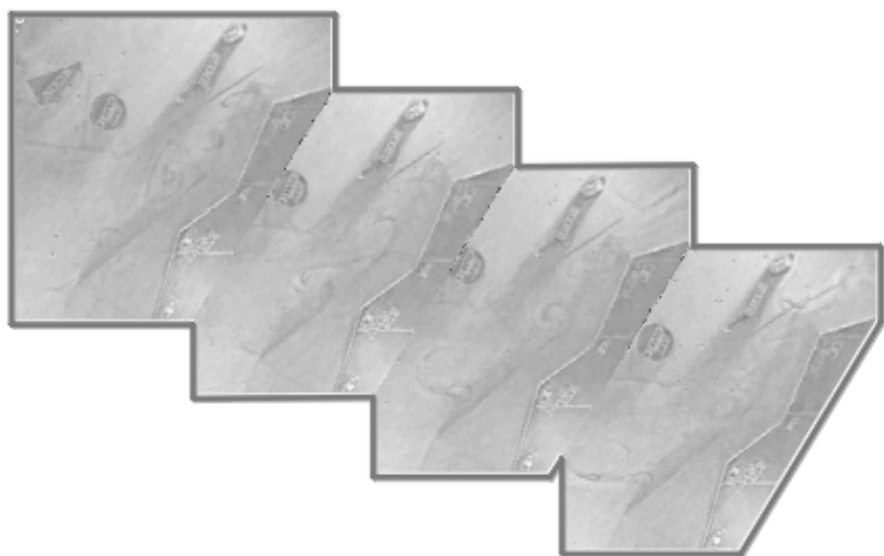


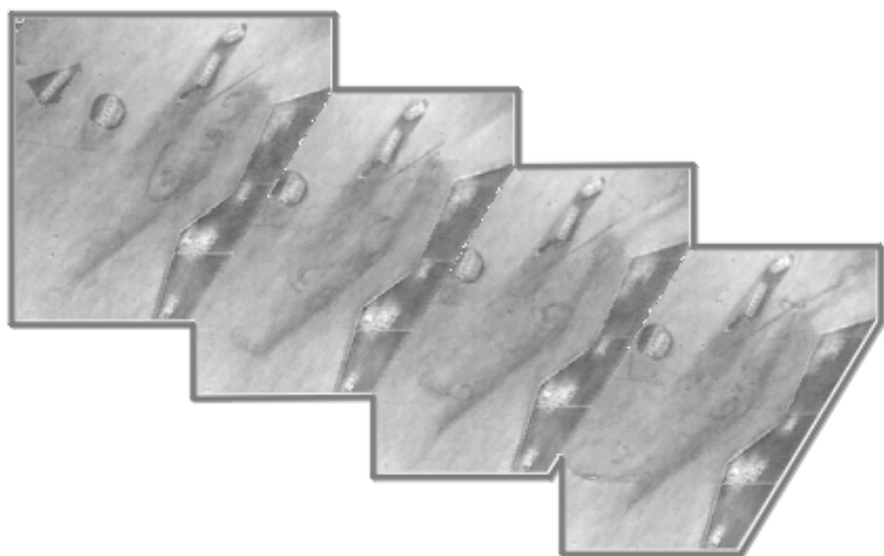
Figura 6. Secuencia de fotogramas de una simulación del modelo de laboratorio mostrando estructuras puestas de manifiesto por la tinta cerca de la costa.

Los flotadores liberados lejos de la costa también avanzan hacia el sur alcanzando el archipiélago canario y acelerándose en los canales entre las islas. Generalmente, las trayectorias de los flotadores tiene dirección suroeste cuando atraviesan el archipiélago, pero cuando pasan a través del canal entre Gran Canaria y Fuerteventura pueden ser desviadas hacia la costa africana (Fig. 5b).

Además, cabe destacar que los flotadores que avanzan próximos a las islas muestran un mayor serpenteo cuando atraviesan los canales, formando a veces algún bucle, que indica una mayor actividad mesoescalar justo detrás de las islas (Fig. 5b). Esto también se pone de manifiesto en la tinta inyectada muy cerca de las islas. La tinta inyectada a ambos lados de la isla de Gran Canaria muestra claramente la generación y desprendimiento secuencial de remolinos ciclónicos y anticiclónicos a sotavento de la isla. Los remolinos ciclónicos se forman en la parte occidental de Gran Canaria y los remolinos anticiclónicos surgen en la parte oriental de la isla, propagándose ambos hacia el sur como una calle de remolinos (Fig. 7). Además se observa frecuentemente que estas características mesoescales generadas por la perturbación del flujo por las islas interacciona fuertemente con aquellas procedentes de la costa africana, dando lugar a una situación más compleja en la parte posterior de las islas.







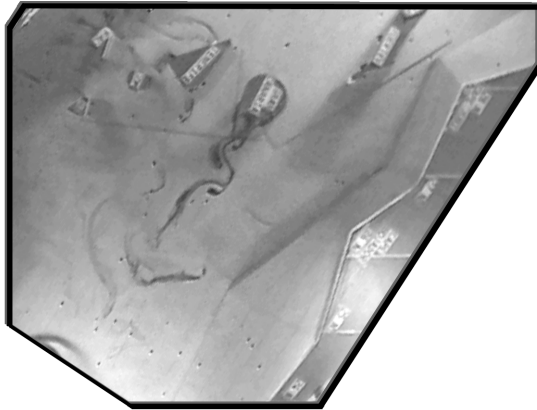


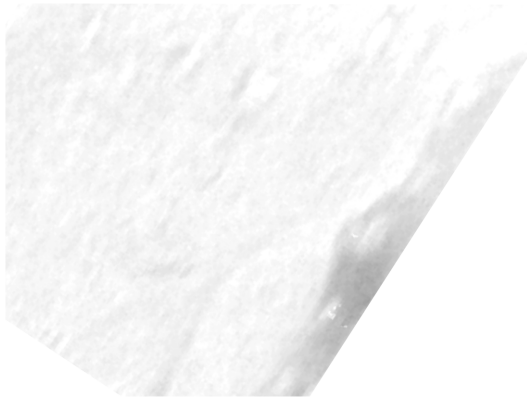
Figura 7. Fotograma de una simulación del modelo de laboratorio mostrando la calle de remolinos formada tras la isla de Gran Canaria.

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las simulaciones realizadas en el modelo de laboratorio revelan que la variabilidad mesoescalar observada mediante imágenes de satélite en el área del Noroeste de África que comprende las Islas Canarias puede ser explicada, en gran medida, por las perturbaciones que generan sobre el flujo de la Corriente de Canarias las irregularidades de la línea de costa del continente africano, las variaciones de la batimetría de su plataforma continental hasta los 400 metros de profundidad, y la presencia de las islas.

Los resultados del modelo físico muestran que la separación del flujo de la costa en la zona de Cabo Jubi da lugar a la generación de filamentos y remolinos oceánicos asociados a éstos corriente abajo. Este resultado está de acuerdo con los resultados obtenidos empleando modelos numéricos y modelos físicos simplificados, en los cuales únicamente se estudia el efecto de un cabo sobre el flujo costero, (Boyer y Tao, 1987) y supone una alternativa al mecanismo sugerido por Barton *et al.* (1998), quienes sugieren que la formación de los remolinos ciclónicos observados en esta zona puede ser debida a un requerimiento de conservación de vorticidad potencial en el flujo saliente del canal poco profundo existente entre Fuerteventura y África, donde la profundidad pasa de aproximadamente 1000 m en el canal a 1500 m a su salida (ver Fig. 1), rasgo que obviamente no ha sido incorporado en el modelo físico.

Por otra parte, la observación de filamentos al sur de Cabo Bojador, en la zona donde la plataforma se ensancha o en sus proximidades, sugiere que un cambio gradual de la profundidad de la plataforma induce la formación de dichas estructuras mesoescalares. Es importante tener en cuenta que el modelo físico sólo puede reproducir movimientos barotrópicos. En consecuencia, dado



que los filamentos se observan bajo condiciones barotrópicas, no es necesario recurrir a las inestabilidades baroclínicas para explicar su generación. Este hecho está de acuerdo con los resultados obtenidos por Viera y Grimshaw (1994), quienes demuestran que la formación de meandros y remolinos puede ser explicada en términos de forzamientos topográficos y procesos dinámicos no lineales, y en ausencia de fenómenos baroclínicos.

Así, mientras la formación de filamentos en Cabo Jubi parece estar asociada con la separación del flujo inducida por el cabo, los observados al sur de Cabo Bojador parece estar relacionada con el ensanchamiento de la plataforma continental. Además, la formación de pequeños filamentos entre ambos cabos podría estar relacionada con los remolinos ciclónicos observados en dicho área y que son originados por la perturbación del flujo en Cabo Jubi.

Las estructuras antes citadas son evidenciadas por las nubes de colorante y por la trayectoria de los flotadores bajo diferentes condiciones de flujo (3 y 6 Sv) en el modelo, lo cual resulta coherente con la observación de las mismas bajo diferentes condiciones climáticas en las imágenes de satélite. Estos hechos soportan la hipótesis de que la formación de estas estructuras es independiente de las fluctuaciones del flujo medio.

Las simulaciones de laboratorio muestran que, bajo condiciones barotrópicas, la interacción del flujo con las islas da lugar a la generación de calles de remolinos corriente abajo, especialmente detrás de la isla de Gran Canaria, aún cuando esta ha sido modelada como un cilindro. Además, se observa como estas estructuras mesoescalares pueden llegar a interactuar con las procedentes de la zona de transición costera.

En general, y aunque la información obtenida del experimento desarrollado no ha sido analizada aún en su totalidad, los resultados analizados hasta el momento muestran un excelente nivel de concordancia con los obtenidos a través de imágenes de satélite y han permitido profundizar en el conocimiento de la actividad mesoescalar en la zona de estudio. No obstante, debido a la complejidad de los fenómenos involucrados en los procesos examinados, se considera necesario complementar los estudios con el uso de modelos numéricos e información obtenida in situ y observaciones de satélite adicionales, para un mejor contraste de las hipótesis sugeridas.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha sido desarrollado en el marco del proyecto Trondheim Marine Systems Large Scale Facility (Ref. ERBFMGECT980135) financiado por la Comunidad Europea.

La participación de los autores de la ULPGC ha sido cofinanciada mediante los proyectos de investigación TRASEDVE (Ref. MAR98-0691-C02-02) y VETERANO (Ref. REN2000-1503-C02-02 MAR), concedidos por la Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología.

REFERENCIAS

- ARÍSTEGUI, J., P. SANGRÁ, S. HERNÁNDEZ-LEÓN, M. CANTÓN, A. HERNÁNDEZ-GUERRA y L. KERLING (1994): «Island-induced eddies in the Canary Islands», *Deep Sea Research I*, vol. 41, 1509-1525.
- ARÍSTEGUI, J., P. TETT, A. HERNÁNDEZ-GUERRA, G. BASTERRETXEIA, M. F. MONTERO, K. WILD, P. SANGRÁ, S. HERNÁNDEZ-LEÓN, M. CANTÓN, J. A. GARCÍA BRAUN, M. PACHECO y E. D. BARTON (1997): «The influence of island generated eddies on chlorophyll distribution: a study of mesoscale variation around Gran Canaria», *Deep Sea Research I*, vol. 44, 71-96.
- BARTON, E. D., J. ARÍSTEGUI, P. TETT, M. CANTÓN, J. GARCÍA-BRAUN, S. HERNÁNDEZ-LEÓN, L. NYKJAER, C. ALMEIDA, J. ALMUNIA, S. BALLESTEROS, G. BASTERRETXEIA, J. ESCÁNEZ, L. GARCÍA-WEIL, A. HERNÁNDEZ-GUERRA, F. LÓPEZ-LAATZEN, R. MOLINA, M. F. MONTERO, E. NAVARRO-PÉREZ, J. M. RODRÍGUEZ, K. VAN LENNING, H. VÉLEZ y K. WILD (1998): «The transition zone of the Canary Current upwelling region», *Prog. Oceanogr.*, vol. 41, pp. 455-504.
- BOYER, D. L. (1970): «Flow past a right circular cylinder in a rotating frame», *J. Basic Eng.*, vol. 92, 430-436.
- BOYER, D. L., y P. A. DAVIES (1982): «Flow past a circular cylinder on a beta plane», *Philos. Trans. R. Soc. London A*, vol. 306, 33-56.
- BOYER, D. L. y L. TAO (1987): «On the motion of linearly stratified rotating fluids past capes», *J. Fluid Mechanics*, vol. 180, 429-440.
- BRINK, K. H. y T. COWLES (1991): «The coastal transition zone program», *J. Geophys. Res.*, vol. 96, 14637-14647.
- CHABERT D'HIÈRES, G., P. A. DAVIS y H. DIDELLE (1989): «A laboratory study of the lift forces on a moving solid obstacle in a rotating fluid», *Dyn. Atmos. Oceans*, vol. 13, 47-75.
- GARCÍA-WEIL, L. (1998): «Descripción y análisis cuantitativo mediante series de imágenes de satélite de la dinámica de las aguas superficiales del noroeste de África», Ph. D. Thesis, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, pp. 289.
- HAIDGOVEL, D. B., A. BECKMANN y K. S. HEDSTRÖM (1991): «Dynamical simulations of filament formations and evolution in the Coastal Transition Zone», *J. Geophys. Res.*, vol. 96, 15017-15040.
- HERNÁNDEZ-GUERRA, A., J. ARÍSTEGUI, M. CANTÓN y L. NYKJAER (1993): «Phytoplankton pigment patterns in the Canary Islands area as determined using Coastal Zone Colour Scanner data», *Int. J. Remote Sensing*, vol. 14, 1431-1437.
- HEYWOOD, K., D. P. STEVENS y G. R. BIGG (1996): «Eddy formation behind the tropical island of Aldabra», *Deep Sea Research I*, vol. 43, 555-578.
- IKEDA, M., y W. J. EMERY (1984): «Satellite observations and modelling of meanders in the California Current System off Oregon and Northern California», *J. Phys. Ocean.*, vol. 14, 1434-1450.
- KLINGER, B. A. (1993): «Gyre formation at a corner by rotating barotropic coastal flows along a slope», *Dyn. Atmos. Oceans*, vol. 19, 27-63.
- LA VIOLETTE, P. E. (1974): «A satellite-aircraft thermal study of the upwelled waters off Spanish Sahara», *J. Phys. Ocean.*, vol. 4, 676-685.
- MCCLIMANS, T. A. (1990): «The role of laboratory experiments and models in the study of sea straits», in *The Physical Oceanography of Sea Straits*. Ed. L. J. Pratt. Kluwer Academic Publishers, 373-388.

- McCLIMANS, T. A. y J. H. NILSEN (1993): «Laboratory simulation of the ocean currents in the Barents Sea», *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, vol. 19, 3-26.
- McCLIMANS, T. A. y S. SÆGROV (1982): «River plume studies in distorted Froude models», *J. of Hydraulic Research*, vol. 20, 15-27.
- MOLINA, R. (1981): «Hidrología y corrientes en la región canario-marroquí, entre Cabo Jubi y Cabo Sim. Campaña CINECA I», Actas de la IV Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica, 1167-1195.
- MÜLLER, T. J. y G. SIEDLER (1992): «Multi-year current time series in the eastern North Atlantic Ocean», *J. Marine Research*, vol. 50, 63-98.
- NARIMOUSA, S., y T. MAXWORTHY (1987): «On the effects of coastline perturbations and coastal currents and fronts», *J. Phys. Ocean.*, vol.17, 1296-1303.
- NARIMOUSA, S., y T. MAXWORTHY (1989): «Application of a laboratory model to the interpretation of satellite and field observations of coastal upwelling», *Dyn. Atmos. Oceans*, vol.13, 1-46.
- NAVARRO-PÉREZ, E. y E. D. BARTON (1995): «Hespérides Cruise 9308 report: acoustic current Doppler data», MAST I Proj. 0031 Rep. 0031-18, 1995.
- NYKJAER, L. y L. VAN CAMP (1994): «Seasonal and interannual variability of coastal upwelling along Northwest África and Portugal from 1981 to 1991», *J. Geophys. Res.*, vol. 99, 14197-14207.
- PACHECO, M. y A. HERNÁNDEZ-GUERRA (1999): «Seasonal variability of recurrent phytoplankton pigment patterns in the Canary Islands area», *Int. J. Remote Sensing*, vol. 20, 1405-1418.
- PACHECO, M., A. TEJERA, L. GARCÍA-WEIL y O. BERGASA (1999): «Offshore cyclonic and anticyclonic eddies in the Canary Current System», *Proc. IGARSS'99*, Hamburg (Germany).
- PAILLET, J. y H. MERCIER (1997): «An inverse model of the eastern North Atlantic general circulation and thermocline ventilation», *Deep Sea Research*, vol. 44(8), 1293-1328.
- RODRÍGUEZ, J. M., S. HERNÁNDEZ-LEÓN y E. D. BARTON (1999): «Mesoscale distribution of fish larvae in relation to an upwelling filament off Northwest África», *Deep Sea Research I*, vol. 46, 1969-1984.
- SANGRÁ, P. (1995): «Perturbación de un flujo geofísico por un obstáculo: aplicación a la isla de Gran Canaria», Tesis doctoral, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 200 pp.
- SPETH, P. y H. DETLEFSEN (1982): «Meteorological influences on upwelling off Northwest África», en *The Canary Current: studies of an upwelling system*, Rapports et Procès-Verbeaux des Réunions, Conseil International pour l'Exploration de la Mer, vol. 180.
- STRAMMA, L. (1984): «Geostrophic transport in the warm water sphere of the eastern subtropical North Atlantic», *J. Marine Research*, vol. 42, 537-558.
- STRAMMA, L. y G. SIEDLER (1988): «Seasonal changes in the North Atlantic Subtropical gyre», *J. Geophys. Res.*, vol. 93, 8111-8118.
- TEJERA, A. (1996): «Estudio de estructuras oceanográficas mesoescalares en la Cuenca Canaria mediante los altímetros de los satélites Geosat, ERS-1 y Topex/Poseidon», Tesis doctoral, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria.
- VAN CAMP, L., L. NYKJAER, E. MITTELSTAEDT y P. SCHLITTENHARDT (1991): «Upwelling and boundary circulation off Northwest África as depicted by infrared and visible satellite observations», *Prog. Oceanog.*, vol.26, 357-402.

- VERRON, J., P. A. DAVIES y J. M. DAKIN (1991): «Quasigeostrophic flow past a cape in a homogeneous fluid», *Fluid Dyn. Res.*, vol. 7, 1-21.
- VIERA, F., y R. GRIMSHAW (1994); «Topographic forcing of coastal phenomena: Filamentation, vortex formation and eddy detachment», *J. Phys. Res.*, vol. 24, 1433-1448.
- WOOSTER, W. S., A. BAKUN y D. R. MCCLAIN (1976): «The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the North Atlantic», *J. Marine Research*, vol. 34, 131-141.