

## *Flujos residuales de intercambio entre la Ría de Vigo y la plataforma continental*

B. M. MÍGUEZ

Dpto. de Física Aplicada, Facultad de Ciencias, Universidad de Vigo,  
Campus Lagoas-Marcosende, 36200 Vigo, Spain

F. F. PÉREZ

Instituto de Investigaciones Mariñas, C.S.I.C., Eduardo Cabello 6, 36208 Vigo, Spain

C. SOUTO, L. FARIÑA-BUSTO

Dpto. de Física Aplicada, Facultad de Ciencias, Universidad de Vigo,  
Campus Lagoas-Marcosende, 36200 Vigo, Spain

### RESUMEN

En este trabajo se realiza la primera descripción cuantitativa de la circulación residual de la Ría de Vigo basada en datos de corrientes. El estudio se centra en el intercambio que se produjo entre la ría y la plataforma a través de las dos bocas de la ría durante un fondeo simultáneo de 10 días de duración, cuya primera mitad se desarrolló en condiciones de intenso hundimiento para pasar después a condiciones de fuerte afloramiento. El objetivo es describir el movimiento residual de la columna de agua frente a los cambios meteorológicos y analizar las diferentes respuestas de la misma en las dos bocas.

Durante el periodo de muestreo los perfiles de velocidad residual en la boca norte mostraron una gran homogeneidad vertical. En la boca sur, en cambio, evidenciaron la existencia de dos capas que se movían en sentidos contrarios. Los flujos residuales presentaron una fuerte relación lineal con la componente meridional del viento,  $W_y$ , capaz de explicar >90% de la variabilidad de mismos. Bajo régimen de vientos de componente sur (hundimiento) se produjo una salida de agua por toda la boca norte. En la boca sur y durante el mismo periodo, el agua penetró en la ría por la capa superior mientras que por la inferior salía. En la segunda mitad del fondeo, caracterizada por vientos del norte (afloramiento), el sentido de los flujos fue el inverso. El comportamiento de la columna de agua en la boca norte se interpreta como consecuencia del arrastre directo del viento y de la comunicación con la Ría de Pontevedra, situada al norte. Por su parte, la respuesta en la boca sur está relacionada con el transporte de Ekman.

### ABSTRACT

Current, wind and sea level data were taken in the Ría de Vigo so as to make the first quantitative description of its residual circulation based on direct observations. The study is focused on the exchange of water between the Ría de Vigo and the coastal shelf through the ría two main entrances, the northern mouth and the southern mouth, which took place during a 10-day period. In this period, a strong shift between downwelling

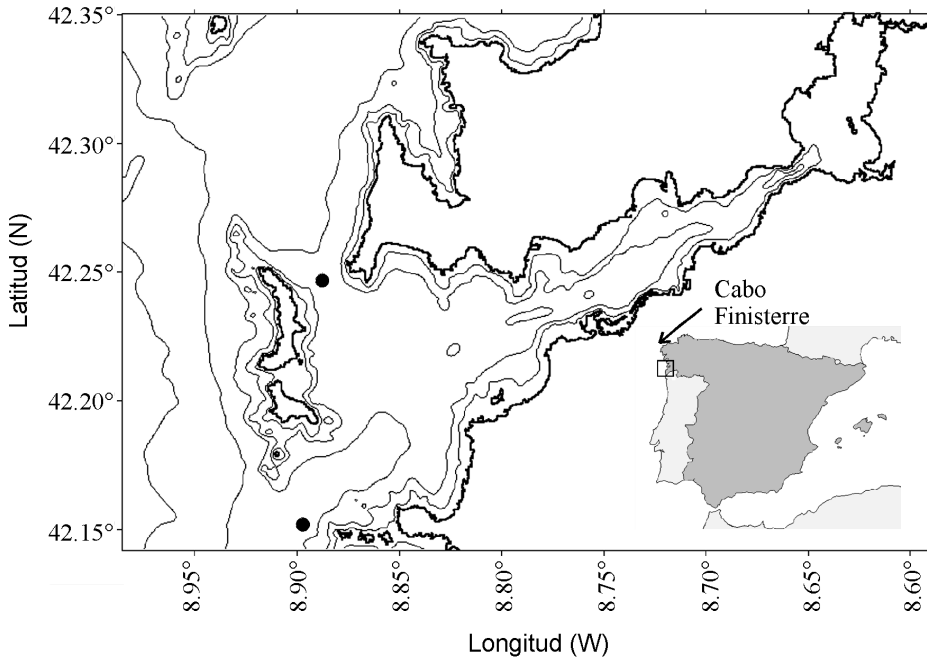
and upwelling conditions was recorded. Our aim was to analyse the effect of the meteorological context on the vertical velocity profile and on the fluxes of water which entered/exited the ría.

Winds were found to drag water out (downwelling) or in (upwelling) the ría through its northern mouth, which featured a very homogeneous vertical velocity profile. In contrast, a two-layered pattern prevailed in the southern mouth. During downwelling, the Ekman transport to the right of the wind entered water to the ría through the southern mouth as a surface layer, partially compensated by the exit of the deep one. During upwelling the situation reversed, the surface layer exiting the ría and being compensated by the uplifting and entrance of deep waters. Residual fluxes showed a strong linear relationship with the meridional component of the wind,  $W_y$ , which explained >90% of the fluxes variability.

## 1. INTRODUCCIÓN

Una ría es un entrante costero, más largo que ancho, resultado de una subsidencia por la cual se inunda un terreno estuárico preexistente. A lo largo de la frontera atlántica de la Península Ibérica se pueden encontrar varios ejemplos de estos sistemas, siendo especialmente conocido el grupo de las cuatro rías denominadas Rías Baixas, en la costa occidental gallega. La Ría de Vigo (Figura 1) es la más meridional del grupo y se extiende en dirección O-SO a lo largo de aproximadamente 30 km. En la cabecera de la ría se encuentra la ensenada de San Simón, en donde vierte sus aguas el río Verdugo y su afluente, el Oitabén, con un caudal medio anual de  $17 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . La ensenada se conecta con el resto de la ría a través del estrecho de Rande. A partir del estrecho la ría se ensancha progresivamente hasta alcanzar unos 13 km de ancho en su boca. El intercambio con el océano abierto se produce a través de dos bocas separadas por las Islas Cíes. La boca norte tiene unos 2,5 km de ancho y una profundidad máxima de 25 m. La boca sur es más profunda, hasta 50 m, y el doble de ancha.

Si bien las características fisiográficas de la Ría de Vigo están claramente establecidas, describir su hidrodinámica se revela como una tarea más compleja de forma que, a falta de estudios más precisos, tradicionalmente su funcionamiento ha sido asimilado al de un estuario parcialmente mezclado, siguiendo la definición de Pritchard (1955). En realidad, la hidrodinámica de las rías, al igual que sucede en el resto de sistemas estuáricos, es resultado de la interacción entre una serie de procesos con orígenes y características muy diferentes, los cuales actúan conjuntamente en escalas temporales variables. El primero y más evidente de estos procesos es el mareal. Los flujos mareales asociados a las frecuencias diurnas y semidiurnas suelen ser los mecanismos más energéticos que operan en los estuarios. El rango mareal en la ría es de 3 m, lo que permite clasificarla como mesomareal según Davies (1964). La influencia que ejerce la marea tanto en la circulación de agua dentro de la ría, como en el desarrollo de los ecosistemas que sustenta, es evidente. Sin embargo, no hay que olvidar



**Figura 1.** Representación de la Ría de Vigo en la costa norte de la Península Ibérica junto con los puntos de recogida de datos.

que se trata de un movimiento de tipo oscilatorio, de modo que el transporte neto de materia y la renovación del agua en la ría a largo plazo no están ligados a la marea.

Cuando se promedia el campo de velocidades sobre uno o varios ciclos mareales se habla de *circulación residual*, y esta definición comprende los efectos de todos aquellos mecanismos que operan en frecuencias submareales ( $f < 1 \text{ día}^{-1}$ ). La circulación baroclina, por ejemplo, ligada a la descarga fluvial y al gradiente de densidad establecido entre la cabecera y la boca de los estuarios, fue el primero de los procesos submareales en ser contemplado por los investigadores (Pritchard, 1952, 1956). A este respecto, en los estudios realizados en la Ría de Vigo, la analogía con el patrón de circulación descrito para los estuarios parcialmente mezclados hizo que se trabajara sobre la base de un esquema de circulación residual positiva (Fraga y Margalef, 1979). Esto implica la existencia de una circulación en dos capas: una inferior constituida por una entrada de agua en profundidad desde el océano, la cual forma una cuña y va perdiendo sal progresivamente, y otra capa superior caracterizada por la salida de agua más dulce desde la cabecera de modo que ambos flujos se compensan.

En la Ría de Vigo, no obstante, existe otro forzamiento de gran importancia, que se superpone al anterior y que también actúa en frecuencias submareales: el viento. Por una parte, el arrastre del viento sobre la superficie del océano tiene un efecto directo sobre el movimiento de las capas más superficiales. Pero además, la localización de la ría hace que el efecto indirecto a través del transporte de Ekman adquiera gran relevancia. En efecto, la costa gallega configura el límite septentrional del sistema de afloramiento del NO africano, uno de los cuatro más importantes del mundo (Bakun y Nelson, 1991). Entre 37° y 43° N los vientos de plataforma siguen un patrón estacional relacionado con la climatología de gran escala del Atlántico NE. Así, los vientos del norte que favorecen el afloramiento son predominantes desde marzo-abril hasta septiembre-octubre (Wooster *et al.*, 1976; McClain *et al.*, 1986). El afloramiento trae consigo la entrada de aguas más frías y ricas en nutrientes en la ría, lo que favorece la producción primaria, e intensifica la circulación residual positiva. El resto del año, son más habituales los vientos del sur, generando situaciones de hundimiento en las rías que pueden provocar la inversión del patrón de circulación residual positivo típico. En resumen, si bien el aporte fluvial es imprescindible para entender la circulación residual en la Ría de Vigo, su efecto puede verse claramente superado por el del patrón de vientos, especialmente en su parte externa. Por último, no podemos olvidar que ambos forzamientos interaccionan en un sistema con una determinada batimetría, la cual también puede alterar la circulación.

Para aproximarse a la descripción dinámica de este sistema, hasta ahora los investigadores se han decantado por el planteamiento de modelos teóricos de circulación. Así, han sido numerosos los trabajos que han abordado el estudio de la circulación residual a través de modelos de cajas (Officer, 1980), los cuales parten del esquema residual positivo bicapa. En los primeros trabajos la frecuencia de muestreo empleada imponía la condición de estado estacionario (Prego *et al.*, 1990; Prego y Fraga, 1992). Sin embargo, trabajos como el de Nogueira *et al.* (1997) demostraron que más allá del patrón estacional, el régimen de vientos está sujeto a una gran variabilidad de escala <30 días lo que provoca cambios tanto en la hidrodinámica como en la biogeoquímica de las rías que sólo pueden ser contemplados con una mayor frecuencia de muestreo. Así se realizaron estudios utilizando modelos de cajas bidimensionales no estacionarios progresivamente más complejos, que se aplicaron al estudio de ciclos de sales nutrientes (Rosón *et al.*, 1999; Álvarez-Salgado *et al.*, 2001) y al fitoplancton (Tilstone *et al.*, 2000; Míguez *et al.*, 2001). En los últimos años también se han desarrollado modelos 3-D (Montero *et al.*, 1999; Souto *et al.*, 2001; Torres López *et al.*, 2001) en los que se describe la circulación en la Ría de Vigo y se evalúa la influencia del viento en la misma.

A pesar de que los trabajos realizados en la Ría de Vigo son numerosos, existe una manifiesta falta de datos observacionales de corrientes que permitan validar los modelos y describir de forma más precisa el patrón de circulación. Por esta razón, contribuciones como la nuestra, centrada en el estudio del in-

tercambio plataforma-ría a través de las bocas, son de gran interés. Nuestros objetivos son dilucidar hasta qué punto los flujos residuales presentan características diferentes en la boca norte y en la boca sur, y cuál es la relación entre estos flujos y el patrón de vientos predominante.

## 2. DESARROLLO

### 2.1. Recogida de datos

La recogida de datos se realizó mediante el fondeo de dos correntímetros DCM 12, uno en cada boca de la ría, en octubre de 1997. El DCM 12 (Aandera) es un correntímetro Doppler que permite obtener celeridad y dirección de la corriente a 5 profundidades equidistantes de la columna de agua, por lo que también se pueden obtener las correspondientes componentes zonal (E-O) y meridional (N-S),  $V_x$ ,  $V_y$  respectivamente. En la Tabla 1 se dan más detalles de dichos fondeos.

**Tabla 1.** Tabla resumen con las principales características de los fondeos.

<i>Situación</i>	<i>Fecha inicial</i>	<i>Fecha final</i>	<i>Período muestreo</i>	<i>Total datos</i>	<i>Prof.</i>	<i>Latitud N</i>	<i>Longitud O</i>
Boca norte	6-10-97	16-10-97	30'	482	25 m	42,24°	8,886°
Boca sur	6-10-97	16-10-97	10'	1.441	50 m	42,15°	8,890°

Puesto que sólo estábamos interesados en las frecuencias submareales fue necesario realizar un procesado de las series divididas en componentes, que permitiera eliminar de los registros aquellas periodicidades que no fueran de interés. Con este propósito aplicamos el filtro  $A_{24}^2 A_{25}$  (Godin, 1972). Dicho filtro tiene un período de corte de aproximadamente 30 horas, lo que significa que los armónicos principales de la marea quedaron eliminados de la series filtradas. El estudio se realizó sobre dichas series filtradas y todos los resultados que se muestran a partir de aquí están basados en ellas.

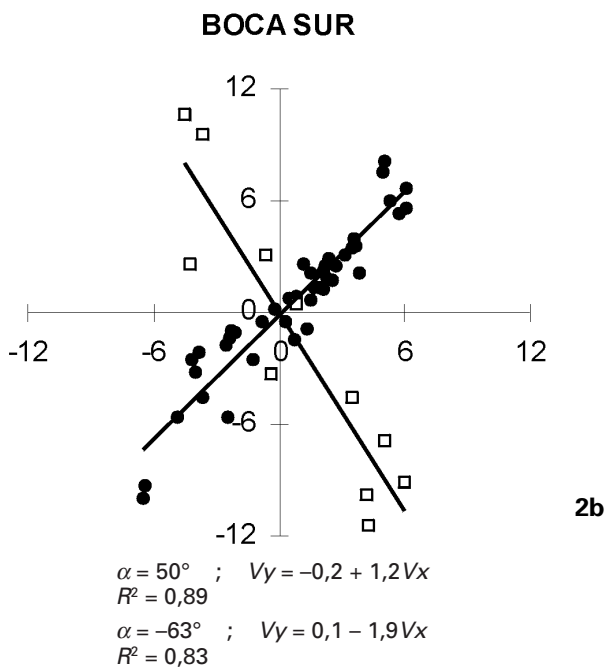
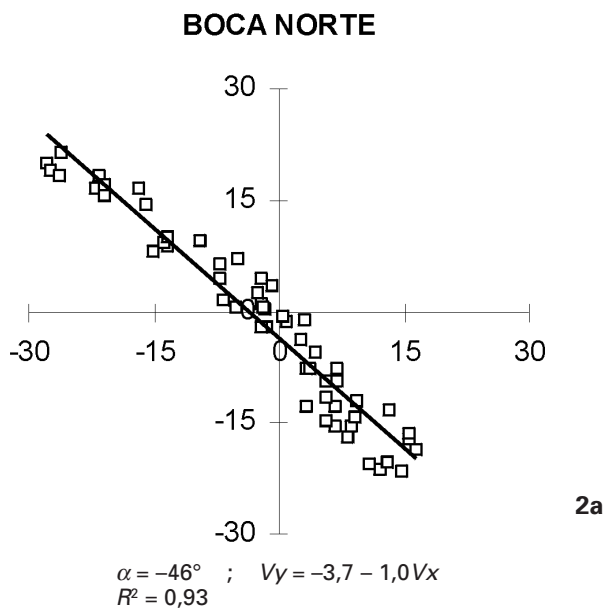
La serie de vientos utilizada fue tomada en la estación que el Instituto Nacional de Meteorología tiene en el Cabo Finisterre (43° N, 11° O). Estudios previos han demostrado la representatividad de dicha estación a la hora de describir las condiciones generales de la costa occidental gallega, incluidas las rías de Vigo y Pontevedra (Blanton *et al.*, 1984; Lavín *et al.*, 1991). Nos referiremos a la velocidad del viento mediante la letra  $W$ .  $W_x$ ,  $W_y$  serán sus componentes zonal y meridional respectivamente ( $W_x > 0$ , viento del oeste;  $W_y > 0$ , viento del sur). Sobre la serie de vientos se aplicó el mismo filtro que el utilizado para las corrientes.

## 2.2. Gráficos de dispersión

Existe una complejidad inherente al estudio de las corrientes que es su carácter vectorial. Para simplificar dicho estudio es conveniente hallar las componentes sobre una dirección preferencial de movimiento. Esto será viable cuando dicha dirección preferencial sea significativa, es decir, cuando contenga una parte importante de la variabilidad de la corriente. Para determinarla se realizan los denominados gráficos de dispersión, en los cuales se representa la componente meridional  $V_y$ , (velocidades positivas hacia el norte) frente a la componente zonal  $V_x$  (velocidades positivas hacia el este) de los datos de velocidad. Cuando la corriente presenta una dirección preferente, la nube de puntos se dispone sobre una línea recta, cuyo coeficiente de regresión representa la tangente del ángulo que forma el vector velocidad con el eje de latitudes. Por su parte, el coeficiente de determinación indica qué porcentaje de la variabilidad de las corrientes está asociada a esa dirección. Cuanto mayor sea el porcentaje, más clara será la orientación del vector velocidad.

En la Figura 2a se presenta el gráfico de dispersión para las series diarias de velocidad en la boca norte, considerando conjuntamente las 5 capas. Se observa que la corriente residual atraviesa la boca norte siguiendo una dirección NO-SE extremadamente marcada, y en la que se recoge más de un 90% de la variabilidad encontrada. Si observamos la Figura 1 constataremos que esta dirección es aproximadamente perpendicular a la sección norte, algo que sugiere la existencia de un fuerte direccionamiento batimétrico.

La Figura 2b muestra el gráfico de dispersión en la boca sur que se corresponde, por un lado, a la capa 1 examinada por separado y, por otro, a las cuatro últimas capas consideradas de forma conjunta. Esto se debe a que, a diferencia de lo que ocurre en la boca norte, la columna de agua no tiene una dirección de movimiento única. La capa más somera se mueve según una dirección NNO-SSO y por tanto el movimiento discurre fundamentalmente paralelo a la sección de la boca sur. Las capas 2 a 5, por el contrario, se mueven transversalmente a la sección, formando un ángulo de aproximadamente  $50^\circ$  con el eje de latitudes. Al igual que en la boca norte, para estas 4 últimas capas el gráfico de dispersión sugiere que la batimetría provoca el encauzamiento de la corriente. De este modo, si exceptuamos la capa 1 de la boca sur, aproximadamente el 90% de la variabilidad del flujo que atraviesa ambas entradas en la escala residual se concentra en dos únicas direcciones, las cuales son perpendiculares a las secciones correspondientes. Esto justifica la obtención de componentes de entrada para cada una de las bocas, efectuando así el paso de series vectoriales a series escalares, y por tanto simplificando el estudio de las series. De aquí en adelante cuando hablemos de velocidad nos estaremos refiriendo a dicha componente, que designaremos como  $V_e$ . El criterio de signos adoptado es que velocidades positivas indicarán corriente de entrada a la ría y velocidades negativas indicarán salida.



**Figura 2.** Gráfico de dispersión  $V_y$  frente a  $V_x$  para la serie de datos diarios: (a) en la boca norte; (b) en la boca sur.

### 2.3. Relación con el viento

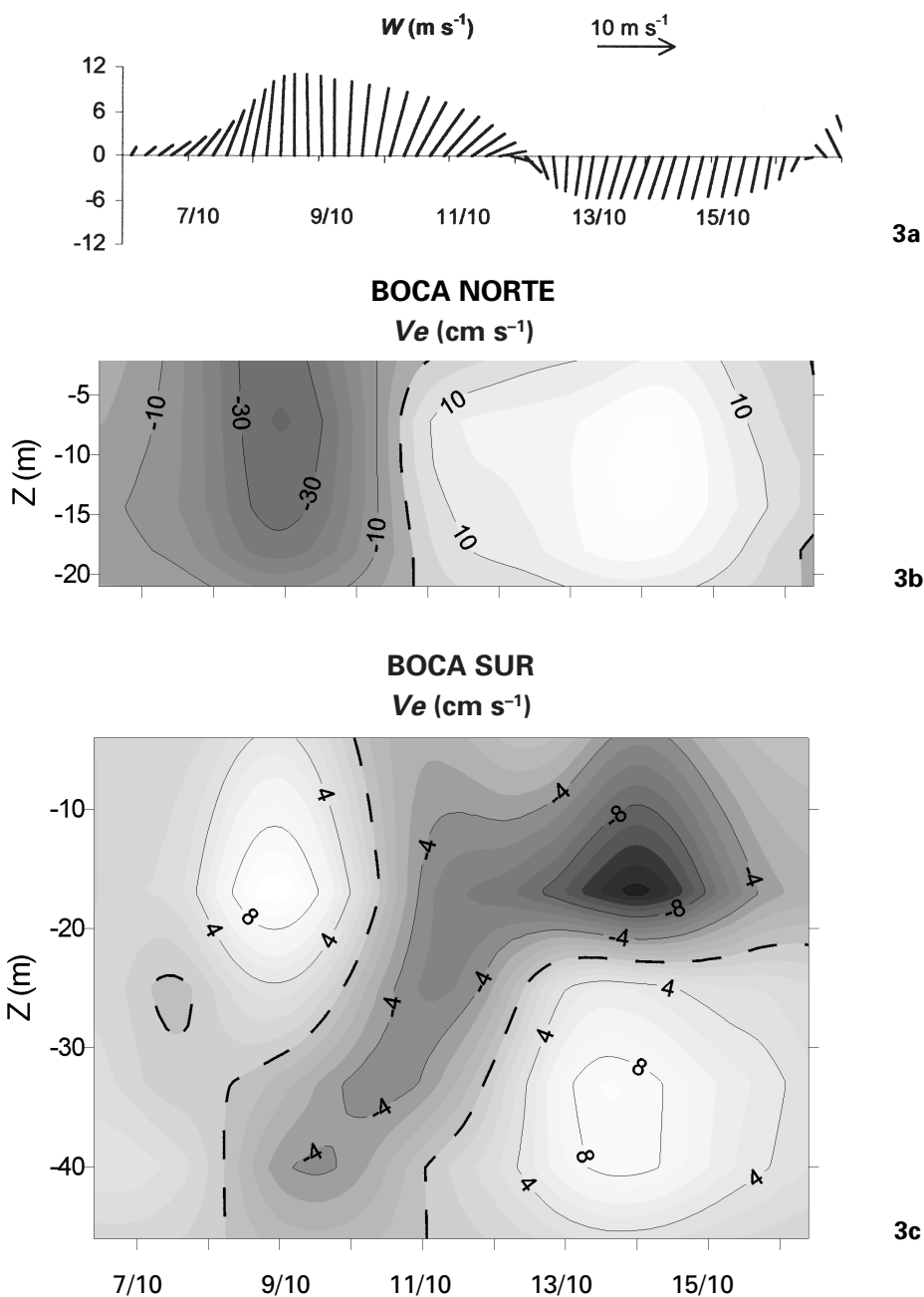
En la Figura 3a aparece representada la evolución temporal del vector velocidad del viento durante la época de fondeo. Bajo ésta, se presenta la variación del perfil vertical de velocidades residuales (componente de entrada/salida) en ambas bocas (Figuras 3b y 3c) para el mismo período. Los tonos más oscuros se corresponden con velocidades negativas y por tanto con salida de agua. La gama de tonos claros se asocia a velocidades positivas e indican entrada de agua. Ambas zonas están separadas por la línea discontinua en donde  $V_e = 0$ .

Atendiendo a la Figura 3a se pueden distinguir dos épocas bien diferenciadas dentro del período de muestreo. La primera transcurrió entre el 6 y el 11 de octubre y estuvo caracterizada por vientos del sur, con intensidades muy fuertes que superaron los  $10 \text{ m s}^{-1}$ . Del 12 al 16 de octubre la situación fue justamente la contraria: los vientos soplaron del norte de forma persistente, y con intensidades algo menores, de  $6 \text{ m s}^{-1}$  de promedio. Entre ambas, del 11 al 12 de octubre, los vientos rolaron del S al N mostrando una cierta componente E.

En la Figura 3b llama la atención en primer lugar la homogeneidad de la columna de agua en cuanto al perfil vertical de velocidades. También en este caso existen dos épocas definidas de forma muy clara que coinciden con las sugeridas por el vector progresivo del viento. Durante la primera, se produjo una salida de agua en toda la columna que fue muy intensa (más de  $30 \text{ cm s}^{-1}$ ) el día 9 de octubre, coincidiendo con vientos fuertes del sur. En la segunda época existió una entrada, también muy homogénea en cuanto a su perfil vertical, que superó los  $20 \text{ cm s}^{-1}$  el 14 de octubre. La transición entre ambas épocas fue muy rápida, y tuvo lugar a partir del día 10, en lo que parece una respuesta al giro horario del vector velocidad del viento. Mientras el viento es predominantemente del sur el agua sale por la boca norte. Cuando el viento rola hacia el este, la salida se convierte en entrada, que se intensifica conforme aumenta la componente norte. En ambas épocas puede distinguirse un núcleo de mayor velocidad entre 8 y 10 m.

El comportamiento de la columna de agua en la boca sur es muy distinto. El perfil vertical de velocidad es heterogéneo y muestra la existencia de dos semicapas de agua moviéndose en sentidos contrarios y separadas por un nivel de velocidad cero que oscila entre los 25 y los 35 metros. Las velocidades en toda la columna de agua son muy inferiores a las registradas en la boca norte. También en este caso cabe hablar de dos épocas diferenciadas coincidiendo con el cambio de régimen de viento de sur a norte. La semicapa superior de la boca sur presentó el comportamiento inverso a la boca norte, con entrada de agua durante la primera época y salida durante la segunda. La semicapa inferior, por el contrario, se movió de manera similar a la boca norte. La transición entre ambas épocas, mucho menos brusca, tuvo lugar entre el 10 y el 11 de octubre y en ella la estructura bicapa desapareció y se produjo una entrada de





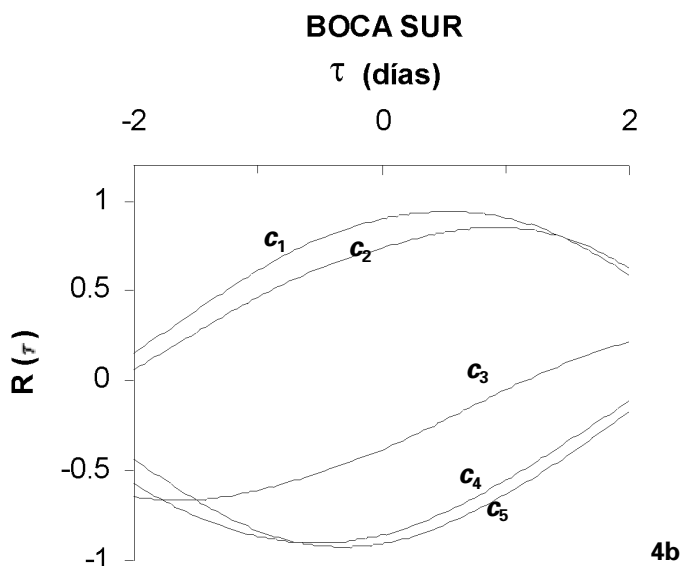
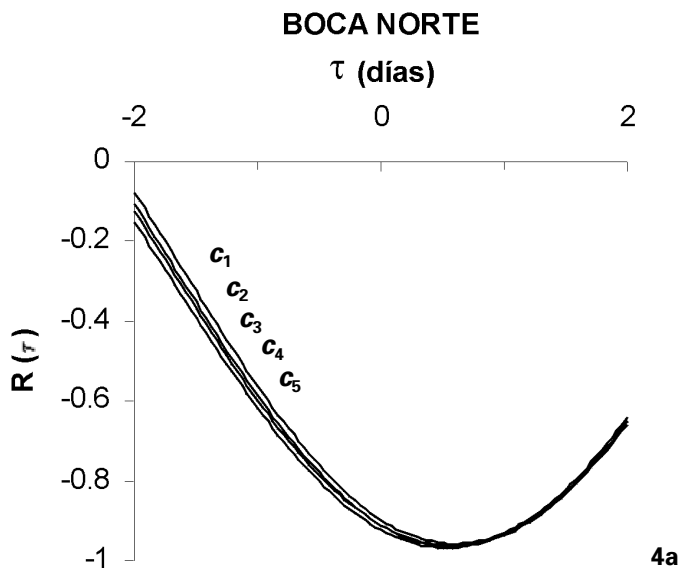
**Figura 3.** (a) Vector progresivo del viento  $W$  ( $\text{m s}^{-1}$ ) durante el período de muestreo. Evolución temporal del perfil de velocidad de entrada: (b) en la boca norte; (c) en la boca sur.

agua por toda la boca, con velocidades relativamente bajas. Los momentos de máxima intensidad de corriente para ambas semicapas coinciden en términos generales con los que aparecen en la boca norte. Se distinguen dos núcleos de mayor intensidad de corriente centrados entre 15-20 m el superior y 35-40 m el inferior.

Una vez puesta de manifiesto la relación de la dinámica submareal con el patrón de vientos reinante, pasaremos a estudiar el tiempo de respuesta. Para ello, utilizaremos el coeficiente de correlación cruzada  $R(\tau)$ . Este parámetro estadístico indica la correlación existente entre dos series temporales  $X(t)$  e  $Y(t+\tau)$ , que están desfasadas un determinado tiempo,  $\tau$ . Lógicamente, cuando  $\tau = 0$ , el coeficiente de correlación cruzada coincide con el coeficiente de correlación normal. Presentamos a continuación los resultados del cálculo de  $R(\tau)$  aplicado a la componente meridional del viento ( $W_y$ ) que, como se ha visto, es la más relevante a la hora de determinar el intercambio de agua a través de las bocas y la componente de entrada a cada boca ( $Ve$ ) para cada una de las 5 capas que mide el correntímetro. Los resultados se muestran en las Figura 4a y 4b. Así, en la boca norte y durante este período, todas las capas presentan un coeficiente de correlación  $R(\tau)$  cercano a  $-1$  cuando  $0 < \tau < 1$  días. El coeficiente de correlación negativo indica que los vientos del sur ( $W_y > 0$ ) favorecen la salida de agua y los del norte ( $W_y < 0$ ) la entrada. La máxima correlación se produce cuando la serie de velocidad está ligeramente adelantada respecto a la de viento. Además, observamos de nuevo que frente al viento toda la columna de agua presenta una respuesta muy similar.

A diferencia de la boca norte, en la boca sur observamos coeficientes de correlación cruzada diferentes dependiendo de la capa. La  $Ve$  de las capas más superficiales,  $c_1$  y  $c_2$  está correlacionadas positivamente con  $W_y$  de forma que vientos del sur favorecen la entrada de agua por la semicapa superior. Para estas dos capas los mayores valores de  $R(\tau)$  se alcanzan para tiempos de adelanto similares a los obtenidos en la boca norte. La respuesta de las capas 4 y 5 es la contraria. El coeficiente de correlación es negativo y adquiere valores cercanos a  $-0,9$  cuando la entrada o salida de agua se produce con medio día de retraso. Por otro lado, los valores del coeficiente de correlación en el caso de la  $c_3$  son mucho menores, algo explicable por la condición de zona de frontera entre las dos semicapas.

Puede sorprender que la respuesta de la columna de agua ante el forzamiento meteorológico en frecuencias submareales se produzca con un cierto adelanto, sin embargo, hay que tener en cuenta la distancia entre el punto de toma de datos de viento y los lugares de muestreo. Creemos que lo importante es hacer énfasis en las diferencias observadas en el tipo y tiempo de respuesta. Por otra parte, no cabe duda de que los elevados índices de correlación son indicadores claros de la ligazón existente entre el campo de vientos y el de velocidades durante este período.



**Figura 4.** Coeficientes de correlación cruzada,  $R(\tau)$ , entre  $W_y$  y  $V_e$  frente al tiempo retraso: (a) en la boca norte; (b) en la boca sur.

## 2.4. Cálculo de caudales

Los correntímetros Doppler DCM 12, además de registrar velocidad de corrientes, proporcionan información sobre la altura de la columna de agua. De este modo se puede obtener un registro de altura de marea con una precisión de un 0,1 %. Con estos datos podemos estimar cuál es el volumen de agua que penetra o sale de la ría asociado a ese cambio de altura de marea. Así, conociendo el incremento de altura de la columna de agua ( $\Delta H$ ) y el intervalo de tiempo invertido en que se produzca ( $\Delta t$ ), calcularemos una tasa de cambio que multiplicada por el área superficial de la ría ( $A$ ) nos dará el flujo medio durante dicho intervalo ( $Q_H$ ).

$$Q_H = A \frac{\Delta H}{\Delta t} \quad (1)$$

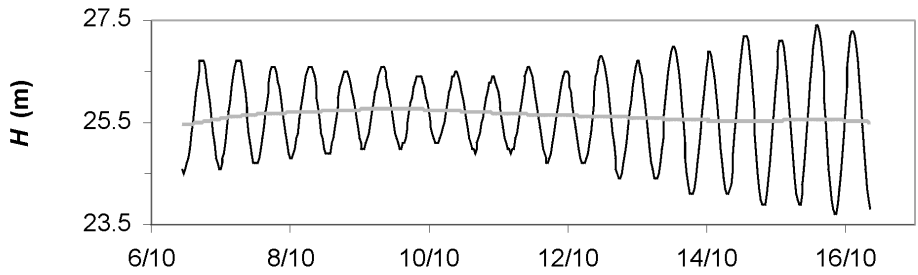
Este flujo puede ser comparado con el que se deriva de los datos de velocidad. Como ya hemos dicho, el DCM 12 nos permite conocer la velocidad en 5 capas de la columna de agua. Disponemos, por tanto, de un perfil de velocidades que está contenido en una sección, de forma que podemos hallar la componente de la velocidad que es perpendicular a la misma,  $Ve_i$ , para cada capa  $i$ . Multiplicando dichas componentes por el área de la sección vertical de cada capa,  $S_i$  y haciendo la suma, podremos conocer cuál es el caudal total que atraviesa la sección en cada segundo,  $Q_S$ .

$$Q_S = \sum_i S_i Ve_i \quad (2)$$

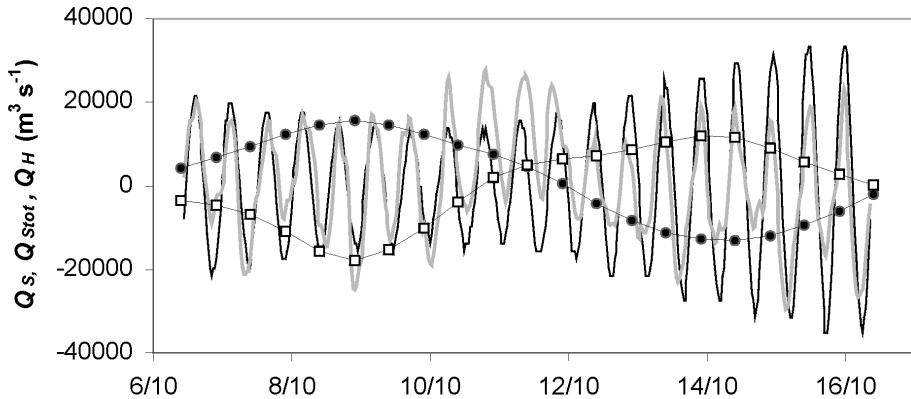
Además, podemos sumar los caudales obtenidos en ambas bocas para saber cuál es el intercambio total de agua ría- plataforma,  $Q_{Stot}$ . Si los perfiles son suficientemente representativos,  $Q_{Stot}$  debe ser similar a  $Q_H$ . A continuación realizaremos el cálculo de  $Q_S$  y de  $Q_{Stot}$  partiendo tanto de las velocidades totales como de las residuales.

En la Figura 5a se representa la evolución de la altura de la columna de agua en la boca norte junto con la altura filtrada tal y como se explicó al comienzo de la sección. De este modo podemos comparar el cambio que se produce en escalas mareales y residuales. La mayor parte de la variación está asociada al fenómeno mareal mientras que el cambio en frecuencias residuales sólo supone un 10% de la variación total. A escalas residuales, por tanto, la masa de agua en la ría debe variar muy poco. Sin embargo, como veremos a continuación, esto no significa que los caudales residuales de entrada y salida sean poco importantes.

En la Figura 5b se muestra el caudal calculado mediante la altura de marea  $Q_H$  y el caudal resultado de sumar los flujos totales que penetran en la ría por



5a



5b

**Figura 5.** (a) Variación temporal de la altura de marea,  $H$ , en la boca norte (línea oscura). La línea superpuesta (más clara) representa la componente residual de la variación de  $H$ . (b) Variación temporal de los caudales residuales,  $Q_s$ , que atraviesan la boca norte (cuadrados) y la boca sur (puntos). Variación temporal del caudal obtenido a partir de la altura de marea  $Q_H$  (línea oscura). Variación temporal del caudal total intercambiado por ambas bocas simultáneamente  $Q_{Stot}$  (más clara).

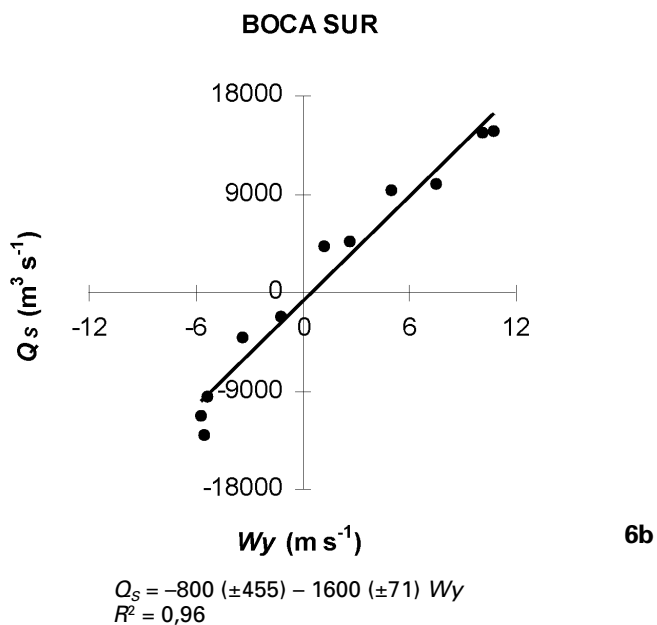
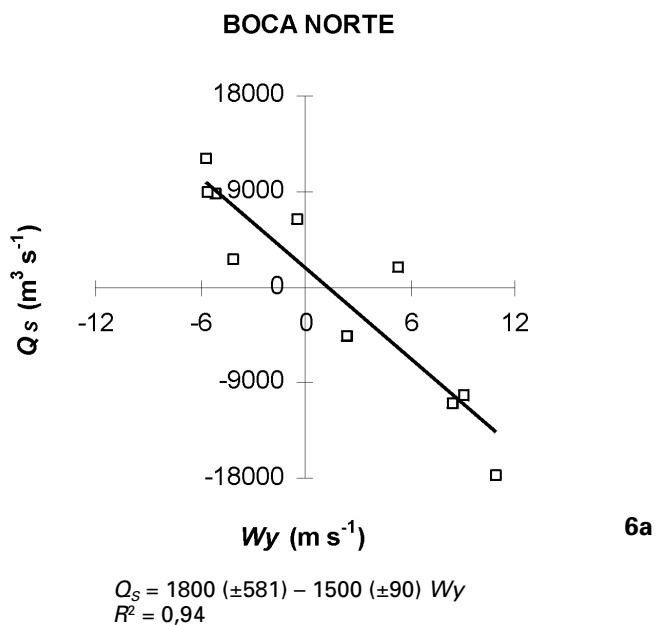
ambas bocas,  $Q_{Stot}$ . Es interesante resaltar lo semejantes que son las dos señales, habida cuenta que tan sólo contamos con dos perfiles para caracterizar el intercambio por toda la frontera con el océano abierto. Esto permite tener confianza en que el comportamiento observado en los puntos de fondeo sea similar en toda la sección. Las dos líneas superpuestas representan los caudales totales residuales que atraviesan cada una de las bocas (cuadrados, boca norte; puntos boca sur). En este caso lo destacable, aparte de la magnitud de los flujos residuales, comparable a los totales, es el carácter especular de ambas líneas. Hasta ahora hemos hablado de las diferencias en la respuesta dinámica de la columna de agua en cada una de las bocas. El resultado neto, sin embargo, es un balance entre entradas y salidas, algo que resulta esperable si observamos la

evolución de la altura de marea, en la que apenas existe reflejo de otros procesos que no sean los mareales. La similitud de los caudales residuales que atraviesan ambas bocas es coherente con la mayor intensidad de corriente registrada en la boca norte (Figuras 3b y 3c), ya que su sección posee un área aproximadamente 4 veces más pequeña que la de la boca sur.

Es posible hallar el coeficiente de regresión entre la componente meridional del viento  $W_y$  y  $Q_s$  en cada una de las bocas. Esto nos permite caracterizar de forma global de qué forma el intercambio de agua en cada entrada cambia en relación con el patrón de vientos. En la Figura 6a y 6b se presentan los resultados en series diarias. Durante este fondeo la relación entre la intensidad de la componente meridional del viento y el flujo residual de agua a través de las bocas es lineal y explica más de un 90% de la variación en el rango submareal. Vemos que las pendientes de las rectas son muy parecidas aunque de signo contrario. Un aumento de la intensidad de  $W_y$  de  $1 \text{ m s}^{-1}$  se corresponde con un incremento en la salida de agua a través de la boca norte a razón de  $1500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  y de la entrada en  $1600 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  en la boca sur. Por otra parte, nos parece interesante valorar el significado del término independiente ya que es distinto de cero, positivo en el caso de la boca norte, y negativo en el caso de la boca sur. Esto significa que cuando no existe forzamiento por causa del viento norte-sur habría no obstante una entrada de agua por la boca norte y una salida por la boca sur. Considerando ambas rectas conjuntamente durante este período existiría un caudal residual neto de entrada de aproximadamente  $1000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . Este flujo, si bien es pequeño en relación con los caudales mareales, produciría un aumento de la altura de marea de aproximadamente  $0,5 \text{ m días}^{-1}$ . Ya hemos hablado de que no se aprecian cambios significativos en la altura de marea en frecuencias submareales, de modo que este dato, inexacto, es resultado lógico de contar sólo con dos perfiles para describir lo que sucede en toda la sección. De hecho, los errores asociados al cálculo del término independiente son relativamente altos. No obstante, no deja de ser interesante que el caudal residual sea de entrada en la boca norte y de salida en la sur. Lo esperable, si tenemos en cuenta la circulación baroclina debida a la escorrentía, sería que se produjera una salida neta equivalente al flujo de agua dulce hacia la cuenca, esto permitiría explicar el flujo encontrado en la boca sur en ausencia de viento. La entrada de agua residual por la boca norte, podría explicarse si tenemos en cuenta la conexión con la Ría de Pontevedra, en la que presumiblemente también se producirá una salida de agua similar por su boca sur que puede alimentar la entrada en la Ría de Vigo.

### 3. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

A pesar de lo limitado del período de muestreo, la gran variabilidad observada en las condiciones meteorológicas permiten trazar un esquema general de cómo se produce el intercambio residual de agua con la plataforma en relación

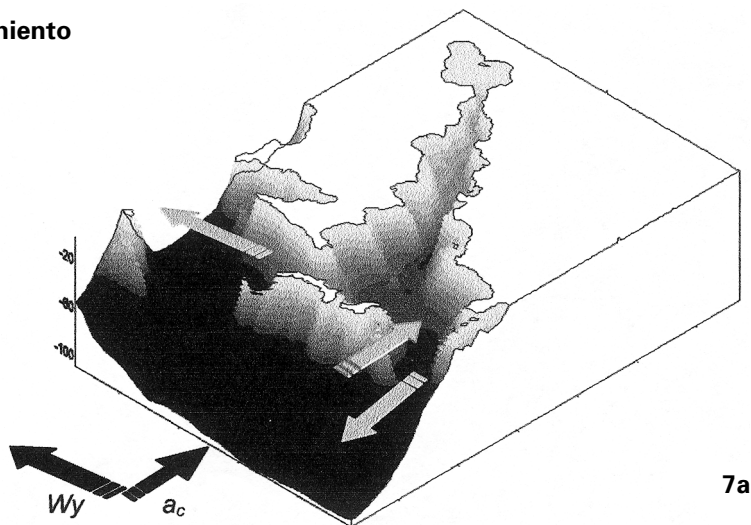


**Figura 6.** Caudales residuales totales  $Q_s$  frente a la componente meridional del viento  $W_y$ : (a) en la boca norte; (b) en la boca sur.

con el patrón de vientos en dos momentos muy diferentes, hundimiento y afloramiento. En las Figuras 7a y 7b se resume e interpreta esta relación.

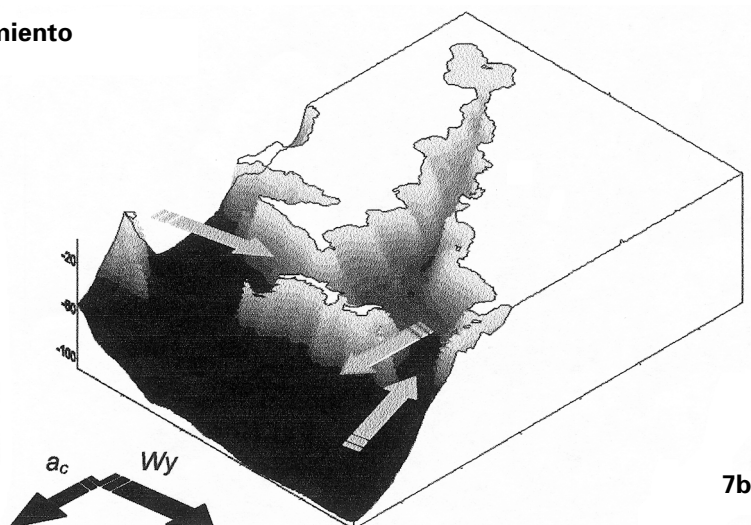
Hundimiento (6-10 octubre): Los vientos del sur arrastran agua hacia fuera de la ría a través de toda la sección de la boca norte de la ría. Este efecto se ve favorecido por la configuración batimétrica de dicha entrada, que está orienta-

### Hundimiento



7a

### Afloramiento



7b

**Figura 7.** Representación idealizada del intercambio residual entre la Ría de Vigo y la plataforma bajo régimen de: (a) hundimiento; (b) afloramiento.



da transversalmente al eje de la Ría de Vigo y comunicada con la Ría de Pontevedra. Esos mismos vientos generan, debido a la aceleración de Coriolis ( $a_c$ ), un transporte neto de agua perpendicular al viento y hacia su derecha (transporte de Ekman), es decir, en dirección a la costa. Esto se traduce en una entrada de agua en la ría por su boca sur, mucho más amplia y más abierta al océano. Este flujo acaba por hundirse y salir por la parte inferior de dicha boca y se produce así la inversión del patrón residual positivo.

Afloramiento (11-16 octubre): En este caso, el régimen de vientos de componente norte, favorece el arrastre de agua hacia el interior de la ría de forma que el perfil vertical de velocidades presenta pocas diferencias. En la boca sur, en cambio, el transporte de Ekman, perpendicular al viento, explica la salida de agua por su parte superficial. Esta salida es compensada por la penetración de agua en la ría por su parte más profunda. Como consecuencia, el patrón residual positivo se vería reforzado.

Las conclusiones principales del estudio son las siguientes:

- Los gráficos de dispersión muestran la clara orientación de las corrientes residuales, las cuales atraviesan las bocas según una dirección perpendicular a éstas, excepto en la capa más somera de la boca sur. Esto permite obtener una velocidad de entrada-salida en cada una de las fronteras.
- Del estudio de la evolución temporal de los perfiles se desprende que en la boca norte existen pocas diferencias verticales de velocidad. En la boca sur, por el contrario, predomina la estructura bicapa, con el establecimiento de un nivel de velocidad cero que oscila entre los 25 y los 35 m y núcleos de velocidad máxima en torno a los 15 y 35 m.
- Durante el fondeo, la intensidad y sentido del flujo a través de las bocas están ligados a las características del régimen de vientos. Más en concreto, existe una relación lineal entre la componente meridional del viento y los caudales de entrada, que en la boca norte se relacionan con el arrastre directo del viento y en la boca sur con el transporte de Ekman.

Estas conclusiones suponen una revisión del esquema de circulación residual que se había planteado hasta el momento en la Ría de Vigo, y permitirán validar los modelos de circulación que se están desarrollando actualmente en la misma.

## AGRADECIMIENTOS

Manifestamos nuestro agradecimiento al Dr. Xelu G. Morán por sus sugerencias al manuscrito y a Silvia Torres por los ánimos al comenzar a escribirlo. B. M Míguez es beneficiaria de una beca predoctoral FPU del Ministerio de Educación, Cultura y Deporte.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ÁLVAREZ-SALGADO, X. A.; GAGO J., MÍGUEZ, B. M., y PÉREZ, F. F. (2001): «Net Ecosystem Production of Dissolved organic Carbon in a Coastal upwelling system. The Exemplar Case of the Ría de Vigo in the Eastern Boundary of the North Atlantic», *Limnol. Oceanogr.*, 46 (1), 135-147.
- BAKUN, A., y NELSON, C. S. (1991): «The seasonal cycle of wind-stress curl in subtropical eastern boundary current regions», *J. Phys.Oceanogr.*, 21, 1815-1834.
- BLANTON, J. O.; ATKINSON, L. P.; DE CASTILLEJO, F. F., y LAVÍN, A. (1984): «Coastal upwelling off the Rías Bajas, Galicia, Northwest Spain, I: Hydrographic studies», *Rapp. P.-V. Reun. Cons. Int. Explor. Mer.*, 183, 79-90.
- DAVIES, J. H. (1964): «A morphogenetic approach to world shorelines», *Z. Geomorphol.*, 8, 127-142.
- FRAGA, F., y MARGALEF, R. (1979): «Las Rías Gallegas», en *Estudio y explotación del mar en Galicia*. Cursos y congresos, University of Santiago, Santiago de Compostela, 21-24.
- GODIN, G. (1972): *The analysis of tides*. Liverpool University Press, Liverpool.
- LAVÍN, A.; DÍAZ DEL RÍO, G.; CABANAS, J. M., y CASAS, G. (1991): «Afloramiento en el noroeste de la península Ibérica. Índices de afloramiento para el punto 43 grados N y 11 grados W período 1966–1989», *Inf. Tec. Inst. Esp. Ocean.*, 91, 40 pp.
- MCCLAIN, C. R.; CHAO, S.; ATKINSON, L. P.; BLANTON, J. O., y DE CASTILLEJO, F. (1986): «Wind-driven upwelling in the vicinity of Cape Finisterre, Spain», *J. Geophys. Res.*, 91 (7), 8470-8486.
- MÍGUEZ, B. M.; FARIÑA-BUSTO, L.; FIGUEIRAS, F. G., y PÉREZ, F. F. (2001): «Succession of phytoplankton assemblages in relation to estuarine hydrodynamics in the Ría de Vigo: A box model approach», *Sci. Mar.*, 65 (Suppl. 1), 65-76.
- MONTERO, P.; GÓMEZ-GESTEIRA, M.; TABOADA, J. J.; RUIZ-VILLARREAL, M.; SANTOS, A. P.; NEVES, R. R.; PREGO, R., y PÉREZ-VILLAR, V. (1999): «On residual circulation of the Ría de Vigo, using a 3-D baroclinic model», *Bol. Inst. Esp. Ocean.*, 15 (1-4), 31-38.
- NOGUEIRA, E.; PÉREZ, F. F., y RÍOS, A. F. (1997): «Seasonal and long-trends in an estuarine upwelling ecosystem (Ría de Vigo, NW Spain)», *Est. Coastal Shelf Sci.*, 44, 285-300.
- OFFICER, C. B. (1980): «Box Models Revisited». In *Estuarine and Wetland Processes with Emphasis on Modeling*, Plenum, Nueva York, 65-114.
- PREGO, R.; FRAGA, F., y RÍOS, A. F. (1990): «Water interchange between the Ría de Vigo and the coastal shelf», *Sci. Mar.* 54 (1), 95-100.
- PREGO, R., y FRAGA, F. (1992): «A Simple Model to Calculate the Residual Flows in a Spanish Ría. Hydrographic Consequences in the Ría de Vigo», *Est. Coast. Shelf Sci.*, 34, 603-615.
- PRITCHARD, D. W. (1952): «Salinity distribution and circulation in the Chesapeake estuarine system», *J. Mar. Res.*, 11, 106-123.
- PRITCHARD, D. W. (1955): «Estuarine circulation patterns», *Proc. Am. Soc. Civ. Eng.*, 81 (717), 1-11.
- PRITCHARD, D. W. (1956): «The dynamic structure of a coastal plain estuary», *J. Mar. Res.* 15 (1), 33-42.
- ROSÓN, G.; ÁLVAREZ-SALGADO, X. A., y PÉREZ, F. F. (1999): «Carbon cycling in a large coastal embayment affected by wind-driven upwelling. Short-time-scale variability and spatial differences», *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 176, 215-230.

- SOUTO, C.; FARIÑA-BUSTO, L.; ÁLVAREZ, E., y RODRÍGUEZ, I. (2001): «Wind and tide current prediction using a 3-D finite difference model in the Ría de Vigo (NW Spain)», *Sci. Mar*, 65 (Suppl. 1), 269-276.
- TORRES LÓPEZ, S.; VARELA, R. A., y DELHEZ, E. (2001): «Residual Circulation and Thermohaline Distribution of the Ría de Vigo: A 3-D Hydrodynamical Model», *Sci. Mar*, 65 (Suppl. 1), 277-289.
- TILSTONE, G. H.; MÍGUEZ B. M.; FIGUEIRAS F. G., y FERMÍN, E. G. (2000): «Diatom dynamics in an estuarine ecosystem affected by upwelling: coupling between species succession, estuarine circulation and biogeochemical processes», *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 205, 23-41.
- WOOSTER, R. W. S.; BAKUN, A., y MCLAIN, D. R. (1976): «The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the North Atlantic», *J. Mar. Res.*, 34 (2), 131-142.