

Análisis de la circulación marina superficial mediante espectros direccionales de oleaje obtenidos de imágenes SAR

F.J. Rivero, J. Puigdefàbregas, M.A. García, J. Figa y A.S. Arcilla

Laboratori d'Enginyeria Marítima
Universitat Politècnica de Catalunya

RESUMEN

En este trabajo se propone una metodología para la estima de la circulación superficial a partir de los cambios observados en las propiedades cinemáticas del oleaje (longitud de onda y dirección de propagación) en una región dada. Estos datos pueden determinarse con ayuda de una técnica convencional para extraer espectros direccionales de oleaje a partir de imágenes SAR. Las limitaciones principales del método propuesto radican tanto en las hipótesis de partida (e.g. oleaje regular) como en la fiabilidad de los espectros derivados de las imágenes. Los resultados preliminares que se presentan conciernen a su validez respecto a las restricciones impuestas por la teoría.

ABSTRACT

A method is proposed to estimate ocean surface circulation from changes observed in the kinematic properties of surface waves (wavelength and propagation direction). These magnitudes can be calculated using conventional techniques to obtain directional wave spectra from SAR data images. The main limitations of the proposed method are related to the simplifying assumptions (e.g. regular waves) and to the reliability of the computed directional spectra. Some preliminary results are presented to investigate the validity of the proposed method and its corresponding limitations.

Introducción

La cuantificación de las corrientes oceánicas superficiales es un objetivo frecuente en oceanografía. Muchos de los trabajos publicados al respecto, que incorporan la teledetección entre sus herramientas, se apoyan en la hipótesis geostrófica y en una supuesta relación inversa entre la densidad y la temperatura del agua. Estas hipótesis permiten estimar cualitativamente el campo de corrientes a partir de la temperatura superficial, dato que se puede obtener a partir de mediciones en las bandas infrarrojas del espectro electromagnético.

No obstante, hay áreas donde este enfoque metodológico no es adecuado. En primer lugar, aquellas cuya climatología adversa impide formar imágenes del mar en el infrarrojo térmico; por otra parte, las zonas de la plataforma continental, donde el efecto de la fricción y las interacciones no lineales restan validez a la hipótesis geostrofica.

Partiendo de las ecuaciones matemáticas que rigen la propagación de un tren de ondas de gravedad en presencia de corrientes, cabe considerar un método cuantitativo para determinar la circulación superficial a partir de las alteraciones observadas en los espectros direccionales de oleaje en el área de estudio considerada. Esta metodología se apoya en los espectros direccionales de oleaje calculados en subescenas de localización arbitraria dentro de una imagen SAR, haciendo uso de algoritmos convencionales para este fin y cuyos resultados han sido validados con medidas *in situ*.

El esquema de la presentación es el siguiente: en el apartado 2 se presenta el algoritmo utilizado para obtener el espectro direccional del oleaje a partir de una imagen SAR; las ecuaciones matemáticas que describen la propagación del oleaje en presencia de corrientes se resumen en el apartado 3; la inversión de tales ecuaciones, así como el conjunto de hipótesis simplificadoras necesarias para determinar la dirección e intensidad de la corriente, se describen en el apartado 4; el apartado 5 muestra resultados preliminares a la aplicación de la metodología propuesta a un caso práctico (delta del Ebro); finalmente, se exponen algunas conclusiones obtenidas al respecto, así como algunas cuestiones a abordar en el futuro necesarias para poder mejorar la metodología propuesta.

Obtención de espectros direccionales de oleaje

En los últimos años se han desarrollado diversas metodologías para la obtención de espectros direccionales de oleaje a partir de imágenes SAR. Los avances teóricos, y por consiguiente, los resultados que de ellos se derivan, aún sin haber llegado a ser totalmente concluyentes, permiten usar el SAR para aplicaciones en este campo. Al menos la longitud de onda y la dirección de propagación del oleaje parecen ser medidos con suficiente exactitud en estos espectros, mientras que las estimaciones de otros parámetros del oleaje, tales como la densidad de energía espectral (i.e. altura de ola), son todavía imprecisas.

El soporte teórico necesario para interpretar el espectro de energía de una imagen en términos de parámetros del oleaje ha sido descrito por diversos autores (e.g. Alpers (1981), Hasselmann et al (1985)). Alpers (1986) centra su estudio en el análisis de los términos no lineales debidos al movimiento de las olas, y más recientemente, Hasselmann & Hasselmann (1991) aportan métodos iterativos para corregir sus efectos.

Para el desarrollo de los algoritmos destinados a la corrección del espectro de energía bruto nos hemos basado en Goldfinger (1985), Tilley (1986) y Monaldo & Lyzenga (1986). De ellos hemos adoptado el modelo lineal para la formación de una imagen SAR sobre un campo de olas, que permite una inversión sencilla de los procesos involucrados. Se trata en esencia de ecualizar, en el espectro de energía de la imagen, las distorsiones introducidas por dichos procesos. Resumidos brevemente, los pasos del algoritmo son los siguientes:

(A) Normalización de la imagen según:

$$x' = \frac{x - \bar{x}}{\bar{x}} \quad (1)$$

para evitar un peso excesivo de la componente continua del espectro. x , \bar{x} , x' indican respectivamente la intensidad de la imagen, su media y la intensidad de la imagen normalizada.

(B) Obtención del espectro de energía de la imagen con una transformación de Fourier. Para aumentar la fiabilidad estadística puede aplicarse un filtrado pasobajo al resultado, o bien promediar varios espectros en áreas colindantes que, supuesta ergodicidad del proceso, se consideran equivalentes.

(C) Inversión de la función de transferencia estática que modela la respuesta del SAR a una excitación puntual. Al ser el modelo lineal, esta función de transferencia puede obtenerse de una imagen tomada sobre una escena uniforme, donde a la salida se observa tan sólo el ruido procesado. En nuestro caso, se consideró una imagen tomada por el ERS1 sobre mar helado, en julio de 1992, suponiéndola separable en las dos direcciones de azimut y alcance, y ajustando el perfil de su espectro de energía en cada una de ellas a un polinomio de grado 8.

(D) Estimación e inversión de la función de transferencia dinámica, donde se incluyen los efectos del movimiento aleatorio del mar –con la consiguiente pérdida de resolución en el sistema–, que utiliza precisamente la desviación Doppler en frecuencia para formar la imagen. El gran número de reflectores existentes en el área correspondiente a una celda de resolución permite suponer que sus velocidades obedecen a una distribución gaussiana. La pérdida de resolución que estas velocidades introducen se puede modelar con una función de transferencia de la forma:

$$h(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma}} e^{-\frac{x^2}{2\sigma^2}} \quad (2)$$

donde $x_g = (R/V)v_g$ siendo v_g la velocidad media cuadrática de los reflectores, x la dirección azimutal, y R/V el cociente entre la altura y la velocidad del satélite. El valor de v_g depende de las condiciones del mar, pero debido precisamente a sus efectos en la resolución azimutal se puede estimar ajustando los parámetros de la curva al perfil del espectro en esta dirección.

- (E) Extracción del nivel de ruido en el espectro resultante de los pasos anteriores. Este nivel de ruido tiene una expresión teórica que a menudo resulta insuficiente, obteniéndose mejores resultados de forma heurística. Opcionalmente, antes de esta extracción se pueden eliminar aquellos pixels cuya energía se considere demasiado baja para contener información útil.
- (F) Inversión de la función con que la teoría predice que las olas se muestran en la imagen SAR. Esta función suele desglosarse en tres partes: dos de ellas describen modulaciones a la reflectividad de la superficie marina, y la tercera incluye los efectos del movimiento orbital asociado al oleaje.

En la banda C del espectro electromagnético y para los ángulos de incidencia que utiliza el ERSI, la reflectividad superficial se debe predominantemente a la resonancia de Bragg de la onda electromagnética emitida por el radar con las olas capilares (de alta frecuencia y pequeña longitud de onda) generadas por el viento. Para que esta teoría pueda considerarse dominante en la imagen SAR, las reflexiones especulares debidas a valores altos del peralte de las olas, y el número de ellas rompiendo en alta mar, no debe ser excesivo.

En este caso se distinguen dos modulaciones de las olas largas (que se pretenden analizar) sobre las cortas (que detecta el SAR). La primera de ellas, la modulación por el peralte de las olas, es función del ángulo de incidencia del pulso radar y de la geometría del oleaje; la segunda, la llamada modulación hidrodinámica, representa el efecto de las diferentes características de las olas cortas según su posición sobre la ola larga.

La formulación de ambas modulaciones les atribuye gran protagonismo cuando las olas se propagan en la dirección de alcance (i.e. ortogonal a la dirección de vuelo), y se considera en general bastante más exacta que la correspondiente a la tercera de las funciones (modulación por el movimiento orbital de las partículas de agua), al ser ésta la linealización de un fenómeno de por sí no lineal como son los efectos en la imagen del movimiento de las olas. No obstante, se admite una forma lineal en el caso de que la altura de las olas sea lo suficientemente pequeña. Este efecto, que se conoce como agrupamiento de reflectores, es el responsable de que las olas que se propagan en azimut

(i.e. la dirección de vuelo) aparezcan en la imagen. Debido a las no linealidades, puede ocurrir, sin embargo, que este tipo de olas no sea perceptible con un SAR.

En el espacio del número de onda, la función que expresa el efecto conjunto de estas tres modulaciones puede escribirse como:

$$M^2(k_a, k_r) = \frac{R^2}{V^2} g \cos \theta k k_a^2 + \frac{16 \cot^2 \theta}{(1 - \sin^2 \theta)^2} k_r^2 \quad (3)$$

donde R/V es la relación entre la altura del sensor y su velocidad, g es la constante gravitatoria, θ es el ángulo de incidencia del pulso, y k_a , k_r , k son respectivamente los números de onda del oleaje en la dirección azimutal, de alcance y su módulo.

El espectro de energía resultante tras aplicar el proceso descrito anteriormente a una imagen SAR puede asimilarse a un espectro direccional de oleaje. Para comprobar la bondad de este método se consideraron imágenes SAR.PRI tomadas por el ERS1, y correspondientes a dos regiones en las que se disponía de información fiable sobre el clima de oleaje, proporcionada por boyas direccionales. En las figuras 1 y 2 se muestran los espectros direccionales de oleaje calculados a partir de la imagen SAR en un área de 3.2x3.2 Km (256x256 pixels) alrededor de las boyas emplazadas en el Mar Mediterráneo, frente al delta del Ebro, y en el estrecho de Bransfield, frente a la Península Antártica.

El contraste entre los resultados obtenidos tras procesar la imagen SAR por la metodología propuesta y la serie temporal de la boya por técnicas convencionales se realizó considerando únicamente el pico de los espectros direccionales resultantes. En el caso del espectro obtenido a partir de la imagen SAR dicho valor modal se estimó como el centroide de la densidad espectral de energía en un reducido entorno del valor de pico. La comparación de los valores así obtenidos a partir de ambas muestras para el período de pico y dirección de propagación asociada se recoge en la tabla 1. A este respecto cabe señalar los siguientes aspectos:

	Datos de la boya	Datos de la imagen
Delta del Ebro	T=6.02s 0=82°	T=5.9s 0=79°
Estrecho de Bransfield	T=12s 0=270°	T=13s 0=267°

Figura 1
Comparación de los parámetros derivados del análisis de la imagen SAR y los medidos por las boyas en el delta del Ebro y el estrecho de Bransfield

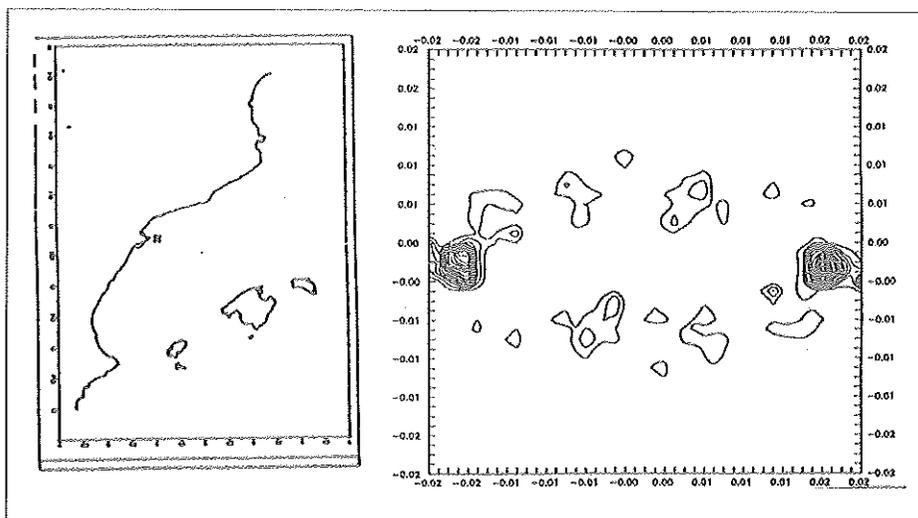


Figura 2
Localización de la imagen (Delta del Ebro) y espectro direccional. Los ejes horizontal y vertical corresponden a k_x y k_y , respectivamente. Unidades: $\cdot 10^4$.

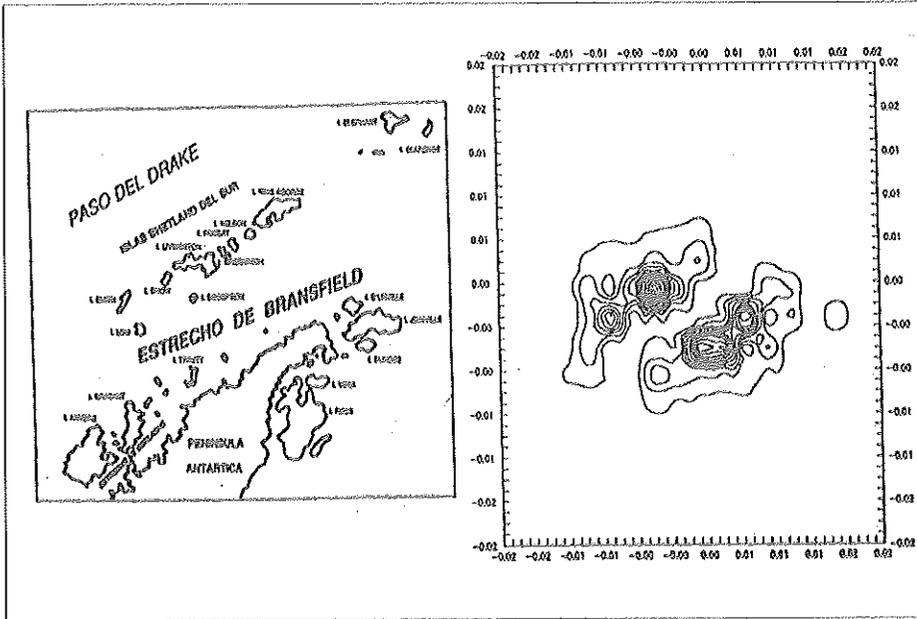


Tabla 1

Localización de la imagen (Estrecho de Bransfield) y espectro direccional. Los ejes horizontal y vertical corresponden a k_x y k_y , respectivamente. Unidades: $\ast 10 \text{ m}^{-1}$.

- (a) El espectro asociado a la boya está definido en el espacio frecuencia y dirección (w , a), mientras que el asociado al SAR lo está en el espacio (K_x , K_y). Si bien la obtención de a a partir de K_x , K_y es inmediata, el cálculo de w precisa el conocimiento de la velocidad de corriente en dicha área, véase la relación de dispersión en el próximo apartado.
- (b) En el delta del Ebro el oleaje se propaga con una dirección prácticamente ortogonal a la dirección de vuelo del satélite, caso más favorable para su observación con un SAR, pero su longitud de onda (alrededor de 50m) corresponde al límite inferior de las observables por el sensor que lleva a bordo el ERS1, cuya resolución es de unos 25m.
- (c) Por el contrario, en el estrecho de Bransfield la longitud de onda es más larga –de unos 200m aproximadamente– mientras que su dirección de propagación es más oblicua respecto a las coordenadas de vuelo del satélite, distorsionándose, según lo visto en el apartado anterior, el espectro calculado. Además, en este caso, se trata de un oleaje cambiante, como se comprueba analizando los espectros en el área circundante y las series temporales registradas por la boya.

Refracción del oleaje por corrientes

Cuando las olas se propagan a través de una región con corrientes variables, su longitud y altura varían, así como su celeridad y dirección. La influencia de las corrientes sobre las olas es un fenómeno conocido desde hace muchos siglos por los navegantes (ver Isaacs, 1948), y ha sido descrito en varias publicaciones relacionadas con la experiencia náutica.

Unna (1942) fue el primero en considerar el cambio en la celeridad de fase de las olas al propagarse éstas en presencia de corrientes ambientales, y Johnson (1947) describió cuantitativamente la refracción del oleaje en aguas profundas debido a corrientes. El estudio de la interacción olas-corriente tuvo un notable impulso cuando Longuet-Higgins & Stewart (1961, 1962) presentaron la correcta ecuación energética para olas superpuestas a una corriente variable, que fue finalmente interpretada por Bretherton & Garrett (1968) introduciendo el concepto de la 'acción de las olas' ('wave action', en terminología anglosajona), y estableciendo su principio de conservación.

La mayor parte de los estudios antes mencionados están basados en teoría lineal de ondas de gravedad (teoría de Stokes de primer orden), y por lo tanto, consideran oleaje regular (monocromático y unidireccional). La descripción de la refracción del oleaje por corrientes en términos espectrales se realiza a través de la descomposición lineal del espectro direccional en un número finito de componentes para distintas frecuencias y direcciones, y el análisis de la refracción de cada una de estas componentes como si se tratara de oleaje regular. La interacción entre distintas componentes del espectro fue descrita por Phillips (1977).

En el desarrollo que sigue se describen los principios físicos que rigen la propagación del oleaje en presencia de corrientes basado en teoría lineal, donde las olas se suponen monocromáticas y unidireccionales. Además de ésta, se considerarán las siguientes hipótesis básicas:

1. El oleaje se supone estacionario, lo cual es coherente con la información obtenida a través de la imagen SAR.
2. No existen mecanismos de generación (e.g. debida al viento) o de disipación de energía (e.g. rotura del oleaje).
3. El campo de velocidades de las corrientes ambientales es irrotacional (uniforme en profundidad), lo cual es razonable al considerar corrientes oceánicas interaccionando con ondas de gravedad (periodos inferiores a los 15-20 se-

gundos), donde su influencia es apreciable únicamente en una extensión de la columna vertical aproximadamente igual a $L/2$, siendo L la longitud de onda.

4. Los efectos de difracción son despreciados, hipótesis razonable al tratar oleaje en mar abierto.

En una descripción bidimensional ($\mathbf{x} = (x, y)$), la superficie libre η puede expresarse como:

$$\eta(\mathbf{x}, t) = a(\mathbf{x}) e^{iS(\mathbf{x}, t)} \quad (4)$$

donde t es el tiempo, a es la amplitud y S es la función de fase de las olas. El (vector) número de onda $\mathbf{K} = (K_x, K_y)$ se define como

$$\mathbf{K} = \nabla S \quad (5)$$

donde $\nabla = (\partial / \partial x, \partial / \partial y)$ es el operador nabla, y del que se obtiene inmediatamente la condición de irrotacionalidad de \mathbf{K} :

$$\nabla \times \mathbf{K} = 0 \quad (6)$$

Si las olas se propagan sobre una corriente cabe distinguir dos frecuencias distintas:

$$\omega = -\frac{\partial S}{\partial t} \quad (7)$$

$$\sigma = -\frac{DS}{Dt} = -\left(\frac{\partial S}{\partial t} + \mathbf{U} \cdot \nabla S\right) \quad (8)$$

donde ω es la frecuencia angular absoluta observada desde un sistema de referencia fijo, y σ es la frecuencia angular intrínseca, relativa a un sistema de referencia moviéndose con la velocidad de la corriente $\mathbf{U}(\mathbf{x}) = (u(x), v(y))$. A partir de las expresiones (5), (7) y (8) se obtiene la conocida relación de Doppler:

$$\omega = \sigma + \mathbf{K} \cdot \mathbf{U} \quad (9)$$

La dependencia entre el (módulo) número de onda k y la frecuencia relativa σ está expresada por la relación de dispersión frecuencial para ondas progresivas:

$$\sigma^2 = gk \tanh(kh) \quad (10)$$

donde g es la aceleración de la gravedad y h es la profundidad media. En la aproximación de aguas profundas ($h/L \rightarrow \infty$), dicha expresión degenera en

$$\sigma^2 = gk \quad (11)$$

que es la relación que utilizaremos de aquí en adelante para tratar la propagación del oleaje en regiones oceánicas.

En ausencia de corrientes ambientales ($\omega = \sigma$), la ecuación de conservación de la energía

$$\nabla \cdot [C_g E] = 0 \quad (12)$$

establece que la densidad de energía $E = 1/2 \rho g a^2$, siendo ρ la densidad del agua, se propaga con la celeridad de grupo C_g , definida como

$$C_g = \frac{\partial \sigma}{\partial k} \frac{K}{k} \quad (13)$$

que, para aguas profundas, es

$$C_g = \left(\frac{1}{2} \frac{\sigma}{k} \right) \frac{K}{k} \quad (14)$$

y se conserva a lo largo de las *ortogonales*, definidas éstas como las curvas tangentes en cada punto a C_g .

En presencia de corrientes ($\omega \neq \sigma$, en general) existe, sin embargo, un intercambio de energía entre las olas y las corrientes (Longuet-Higgins & Stewart, 1964), de tal modo que la magnitud energética que se conserva es la densidad de 'acción de olas' $A = E/\sigma$ (Bretherton & Garret, 1968):

$$\nabla \cdot [(C_g + U)A] = 0 \quad (15)$$

En esta situación, A se conserva a lo largo de los rayos, curvas tangentes en cada punto al vector $C_g + U$, que es la velocidad con que se propaga la energía.

Las propiedades cinemáticas del tren de ondas en presencia de corrientes quedan definidas a través de las ecuaciones (6), (9) y (11). Una de las características más relevantes de la teoría lineal es que estas ecuaciones están desacopladas de las propiedades dinámicas del oleaje, en términos de la altura de ola a , descritas por las ecuaciones (12) o (15).

Método propuesto para la estima de corrientes superficiales

A la vista de los principios físicos que describen la propagación del oleaje en presencia de corrientes, parece razonable considerar las transformaciones que experimenta el oleaje al propagarse en una región dada como posible medio de estimación de las corrientes superficiales oceánicas. Para ello es preciso invertir las ecuaciones matemáticas que rigen el problema considerado, ya descritas en el apartado anterior.

Debido a las limitaciones derivadas de la metodología de obtención de espectros direccionales a partir de imágenes SAR (e.g. los valores calculados de densidad espectral de energía no son fiables), sólo pueden ser consideradas aquellas ecuaciones que describen la transformación de las propiedades cinemáticas del oleaje (i.e. longitud de onda y dirección de propagación). Ello implica el desequilibrio entre incógnitas y ecuaciones, y la consiguiente necesidad de hacer hipótesis simplificadoras adicionales.

La hipótesis básica en la que se fundamenta la presente metodología consiste en suponer que existe uniformidad de la corriente según la dirección de ésta en un entorno definido por dos subescenas contiguas de la imagen SAR objeto de estudio. Esto es equivalente a suponer que $\partial/\partial x_1=0$, según la nomenclatura descrita en la figura 3. En estas condiciones, es posible obtener una estimación de la dirección e intensidad de la corriente, como se muestra a continuación.

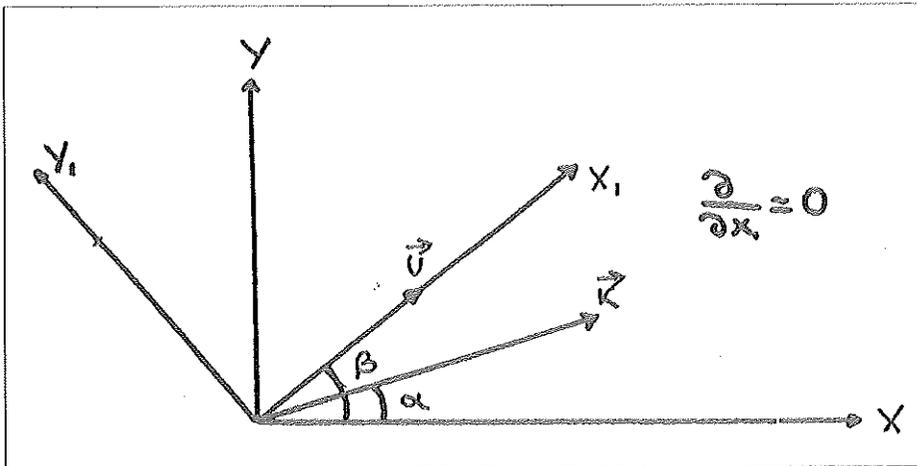


Figura 3
Sistema de coordenadas utilizadas en el apartado 4.

Imponiendo la condición de irrotacionalidad ($\nabla \times \mathbf{K} = 0$) sobre los ejes (X, Y) de la figura, y recordando que $\partial/\partial x = 0$, se obtiene inmediatamente

$$k \cos(\beta - \alpha) = \text{cte} \quad (16)$$

donde α y β son, respectivamente, los ángulos formados por la dirección de propagación del oleaje y la corriente con el eje X de referencia (figura 3).

Aplicando la condición (16) a dos subescenas contiguas de la imagen,

$$k_1 \cos(\beta - \alpha_1) = k_2 \cos(\beta - \alpha_2) \quad (17)$$

se obtiene una expresión explícita para determinar la dirección de la corriente:

$$\text{tg}(\beta) = -\frac{(k_x)_1 - (k_x)_2}{(k_y)_1 - (k_y)_2} = -\frac{\Delta k_x}{\Delta k_y} \quad (18)$$

En este punto, cabe distinguir dos situaciones distintas:

(a) Si se puede conocer la frecuencia angular absoluta del oleaje ω (e.g. si existe una boya en el área analizada), es posible obtener la velocidad de la corriente en cada punto, haciendo uso de la relación de Doppler (9):

$$U = \frac{\omega - \sigma(k)}{k \cos(\beta - \alpha)} \quad (19)$$

donde $\sigma(k)$ viene dada por la relación de dispersión en aguas profundas (11).

(b) Si ω no se conoce, tan solo podrán determinarse variaciones en el valor de la corriente, pero no su valor absoluto. Aplicando la relación de Doppler a dos subescenas contiguas de la imagen, se obtiene

$$\Delta U = U_1 - U_2 = -\frac{\sigma_1 - \sigma_2}{k \cos(\beta - \alpha)} = -\frac{\Delta \sigma}{k \cos(\beta - \alpha)} \quad (20)$$

Nótese que la metodología descrita previamente está basada en una descripción monocromática y unidireccional del oleaje, dada la enorme dificultad que supondría invertir las ecuaciones que describen la transformación del oleaje en términos espectrales. Los parámetros característicos del oleaje (k y α) vendrán dados por los valores del pico del espectro direccional, cuestión ésta que será abordada con mayor detalle en el siguiente apartado.

Validación de los datos

Uno de los aspectos más relevantes de la metodología anterior refiere a la enorme sensibilidad de los resultados obtenidos para la estimación de la corriente, a través de las expresiones (18), (19) y (20), respecto a los parámetros del oleaje utilizados. En efecto, pequeñas diferencias del valor del número de onda k o del ángulo de incidencia α , pueden generar importantes diferencias entre los valores de la velocidad U y la dirección β de la corriente. Ello exige que dicha metodología únicamente pueda ser aplicable en situaciones donde los espectros direccionales de oleaje obtenidos a partir de la imagen SAR sean de gran precisión.

Como aplicación práctica, se utilizó inicialmente la imagen SAR obtenida por el ERSI en agosto de 1991 del área del delta del Ebro, de la cual se consideró una subescena, de dimensiones 16x16 km, correspondiente a una zona con calados superiores a 50 m, valor umbral a partir del cual se puede formular la hipótesis de aguas profundas ($kh > 3$) para el clima de oleaje característico de la zona, en la cual el oleaje no se ve afectado por el fondo. A continuación, dicha imagen se subdividió en 25 subescenas colindantes, de dimensiones 3.2x3.2 km (256x256 pixels), en cada una de las cuales se determinó el espectro direccional del oleaje según el algoritmo descrito en el apartado 2.

Posteriormente, se determinaron los parámetros característicos del oleaje (k y α) en cada una de las subescenas consideradas. Dichos parámetros, conceptualmente asociados a los valores de pico del espectro direccional, no pueden ser calculados como los valores modales del espectro, debido a que éste está definido en forma discreta, con el consiguiente error cometido en la discretización. Por ello, se decidió estimar como tales parámetros los centroides del espectro direccional en un entorno definido por un círculo de centro el valor modal (o de pico) y de radio variable. Dicha dimensión fue seleccionada de modo que minimizara el rotacional de \mathbf{K} , $\nabla \times \mathbf{K} = (\partial k_y / \partial x) - (\partial k_x / \partial y)$, considerado como estimador del error producido en la determinación de las características cinemáticas del oleaje a partir de la imagen SAR, habida cuenta que dicha magnitud ($\nabla \times \mathbf{K}$) debe ser nula en todo el dominio (ecuación (6)). El valor óptimo del radio del entorno considerado para calcular el centroide fue el 2% del valor del número de onda k de pico del espectro discretizado.

Los (vectores) números de onda \mathbf{K} asociados a cada una de las subescenas consideradas, representativas de la propagación del oleaje, se muestran en la figura 4a. La figura 4b reproduce la distribución resultante del rotacional de \mathbf{K} . Esta magnitud, considerada como estimador de la fiabilidad de los resultados obtenidos por la metodología propuesta para una imagen dada, hizo entrever que existía una dispersión importante en la distribución del (vector) número de onda \mathbf{K} , que no podía asociarse a

la circulación oceánica. De hecho, cuando intentó determinarse las direcciones de la corriente en todo el dominio a partir de la ecuación (18), se obtuvieron valores que presentaban una gran variabilidad, de los cuales no podían extraerse conclusiones relevantes sobre la circulación existente en el área considerada.

Un análisis crítico de los espectros obtenidos reflejan que las ondas observadas (longitud de onda del orden de 50-60 m) están en el límite de resolución de la imagen SAR, donde un píxel equivale a 12.5 m. Para una correcta definición de las ondas sería necesario disponer del orden de 10 píxels por longitud de onda, lo cual implica que la metodología propuesta es únicamente válida para oleajes con periodos medios superiores a 9-10 segundos.

En la actualidad se está aplicando la misma metodología a partir de otra imagen (estrecho de Bransfield), esta vez correspondiente a oleaje con periodos del orden de 12-13 segundos, de la cual se espera una mejor definición de los espectros a fin de poder contrastar la bondad del método propuesto para la estima de las corrientes superficiales.

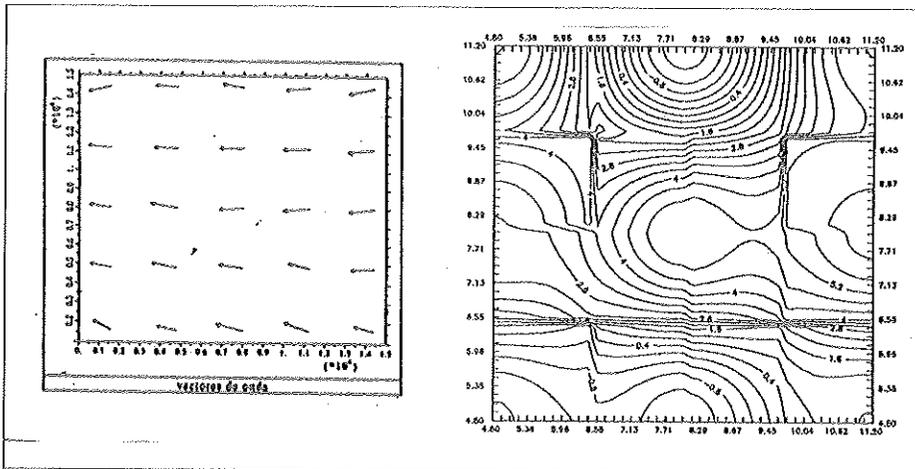


Figura 4

a) Campo del (vector) número de onda K calculado; b) valor de $\nabla \times k$ ($\cdot 10^{-6} \text{ m}^{-2}$).

Conclusiones

En este trabajo se propone una metodología para determinar la circulación superficial oceánica a partir de imágenes SAR para una zona determinada. Dicha metodología comprende los siguientes aspectos:

- (a) Desarrollo de un algoritmo para obtener el espectro direccional de oleaje a partir de una imagen SAR.
- (b) Inversión de las ecuaciones matemáticas que rigen la propagación de oleaje (regular) en presencia de corrientes, para así poder expresar la dirección e intensidad de la corriente superficial en función de las alteraciones que experimentan las propiedades cinemáticas del oleaje (longitud de onda y dirección de propagación).
- (c) Obtención de los parámetros característicos del oleaje, considerado regular, a partir del espectro direccional de oleaje determinado en (a).

La principal limitación que dicha metodología presenta para su posible uso es, aparte de otras restricciones impuestas por la teoría, la resolución de las imágenes SAR para la obtención de espectros direccionales, que hace preferible su aplicación sobre oleajes de periodos característicos superiores a los 9-10 segundos. Esta fue presuntamente la razón de que los resultados obtenidos para la imagen SAR correspondiente al delta del Ebro no fueran satisfactorios.

Futuras líneas de investigación

A pesar de las indudables ventajas que la metodología aquí propuesta promete, esta técnica presenta por el momento algunas limitaciones, ya descritas, difíciles de resolver, que precisarán ser abordadas en un futuro próximo.

Por un lado, si bien las ecuaciones matemáticas que rigen la refracción del oleaje por corrientes es bien conocida para oleaje regular (monocromático y unidireccional), su descripción en términos espectrales es aún bastante pobre como para abordar con precisión el problema inverso, i.e. determinar las velocidades de corriente superficial a partir de los espectros direccionales del oleaje.

Por otro lado, la sensibilidad de las alteraciones de los espectros del oleaje a variaciones de las velocidades de corriente implican la necesidad de una mejor definición tanto de las imágenes SAR como de la metodología empleada para la obtención de los espectros direccionales del oleaje a partir de dichas imágenes. A esto cabe

añadir la imperiosa necesidad de cuantificar con precisión la densidad espectral de energía, hoy por hoy no posible, a fin de lograr un equilibrio entre el número de ecuaciones e incógnitas del problema, y así evitar hacer uso de un conjunto de hipótesis de trabajo, siempre cuestionables.

Bibliografía

- Alpers, R.W., Ross, D.B., and Rufenach, C.L.:** 1981. On the detectability of ocean surface waves by real and synthetic aperture radar. *Jour. of Geophys. Res.* Vol 86, pp 6481-6498.
- Alpers, R.W. & Bruening, K.:** 1986. On the relative importance of motion related contributions to the SAR imaging mechanism of ocean surface waves. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* Vol GE-24 N°6.
- Bretherton, F.P. & Garret, C.J.R.:** Wavetrains in inhomogeneous moving media. *Proc. Roy. Soc. London, Ser. A*, 302, 529-554.
- Goldfinger, A.:** 1982. Estimation of spectra of speckled images. *IEEE Transactions on Aerospace and Electronic Systems* Vol AES-18 N°5.
- Hasselmann, K.:** et al. 1985. Theory of Synthetic Aperture Radar Ocean Imaging. A MARSEN View. *Journal of Geophysical Research* Vol. 90 pp 4659-4686.
- Hasselmann, K. & Hasselmann, S.:** 1991. On the Nonlinear Mapping of an Ocean Wave Spectrum into a SAR Image Spectrum and its Inversion. *Journal of Geophysical Research* Vol 96 pp 10713-10729.
- Isaacs, J.D.:** 1948. Discussion of "Refraction of surface waves by currents", by J.W. Johnson. *Trans. Am. Geophys. Un.* 29, 443-454.
- Johnson, J.W.:** 1947. The refraction of surface waves by currents. *Trans. Am. Geophys. Un* 28, 867-874.
- Longuet-Higgins, M.S. & Stewart, R.W.:** 1961. The changes in amplitude of short gravity waves on steady non-uniform currents. *Journal of Fluid Mechanics* 10, 529-549.
- Longuet-Higgins, M.S. & Stewart, R.W.:** 1962. Radiation stress and mass transport in gravity waves, with application to 'surf-beats'. *Journal of Fluid Mechanics* 13, 481-504.
- Longuet-Higgins, M.S. & Stewart, R.W.:** 1964. Radiation stresses in water waves; a physical discussion with applications. *Deep Sea Research*, 11, 529-562.
- Monaldo, F.M. & Lyzenga, D.R.:** 1986. On the estimation of wave slope -and height- variance spectra from SAR Imagery. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* Vol. GE-24 N°4.
- Phillips, O.M.:** The dynamics of the upper ocean, 2^{ed}. Univ. Press, Cambridge (1st ed., 1966.)
- Tilley, D.G.:** 1986. Use of speckle for determining the response characteristics of Doppler imaging radars. *Optical Engineering* Vol 25 N°6.

Rasgos de mesoescala de la circulación marina superficial en el estrecho de Bransfield durante el verano austral, a partir de imágenes NOAA/AVHRR y LANDSAT/TM

J. Figa, M.A. García, J. Puigdefàbregas, A. Sánchez-Arcilla

Laboratori d'Enginyeria Marítima (LIM)

Universitat Politècnica de Catalunya

RESUMEN

El Estrecho de Bransfield es el escenario de una confluencia de masas de agua diferentes. Esto, junto con la situación estratégica de la zona como vía de acceso a bases antárticas, confiere interés al estudio de su circulación. Varias campañas oceanográficas sucesivas han ido perfilando el conocimiento que actualmente se posee de ella, pero sólo últimamente, por ejemplo en las campañas españolas BRANSFIELD 9112 y BIOANTAR 93, la resolución del muestreo se ha aproximado a las dimensiones adecuadas para el estudio de los fenómenos de mesoescala.

En esta comunicación se presenta un análisis de la temperatura superficial obtenida a partir de imágenes de satélite, aplicado a la caracterización de la circulación superficial en la región. En este trabajo se ha hecho uso de dos sensores distintos, NOAA/AVHRR y LANDSAT/TM que, con diferente resolución espacial, permiten acceder a dos escalas de trabajo también distintas (mar abierto y aguas costeras). Cada una de ellas requiere su propio proceso en vista a su calibración e interpretación. Para los datos AVHRR se usan medidas in situ obtenidas durante la campaña BRANSFIELD 9112. Por su parte, es la estimación de la temperatura del agua en las costas lo que apoya la interpretación de la imagen TM.

Los datos procedentes de la teledetección, si bien escasos en ese área debido a la persistente cobertura nubosa, se han revelado adecuados como trazadores de los fenómenos oceanográficos que se pretenden observar, enriqueciendo, a través del análisis de la distribución superficial de la temperatura y de la información de los canales visibles en áreas próximas a la costa, el conocimiento que de ellos se tiene.

ABSTRACT

The Bransfield Strait is a confluence of different water masses. That fact, and also the strategic location of the area as an access to some antarctic bases, make the study of the sea circulation very interesting. Several oceanographic surveys have come up

with the knowledge we have actually about it, but only lately, for example during the spanish surveys BRANSFIELD 9112 and BIOANTAR 93, the spatial resolution has reached the adequate dimensions to study mesoscale features.

In the present communication, an analysis of sea surface temperature from satellite imagery is presented. Two types of data have been used, NOAA/AVHRR and LANDSAT/TM, whose different spatial resolution has given us the possibility to work in two different scales (open sea and coastal waters). Each one of them requires its own processing, in order to be calibrated and interpreted. *In situ* measurements obtained during the BRANSFIELD 9112 experiment have been used to calibrate the AVHRR data. On the other hand, an estimation of the sea surface temperature of coastal waters has helped the interpretation of TM data.

Remote sensing data, although those being scarce in the area due to the permanent cloud cover, have been found adequate as tracers of the sea surface circulation mesoscale features, improving our knowledge about them through the analysis of the sea surface temperature and the information from the visible channels in coastal areas.

Introducción

El Estrecho de Bransfield es el brazo de mar que separa la Península Antártica del archipiélago Shetland del Sur (ver situación en figura 1). Desde el punto de vista oceanográfico, se trata de una zona de gran singularidad, en la que se desarrollan procesos de intercambio hidráulico complejos.

En el marco del Proyecto "Oceanografía Dinámica del Estrecho de Bransfield" (ANT91-1279), financiado por el Programa Nacional de investigación en la Antártida, se pretende, entre otros objetivos, mejorar el conocimiento de los rasgos de mesoescala de la circulación marina estival en la zona, entendiendo como tales aquellos cuyas escalas espacial y temporal son decenas de kilómetros y días, respectivamente. El análisis de la temperatura superficial del mar (SST) es una herramienta muy útil para este fin. Por una parte, podemos relacionar su distribución en mar abierto con la circulación geostrofica; por otra, el seguimiento de plumas térmicas nos permite trazar los rasgos de la circulación superficial en las zonas de plataforma continental.

Antecedentes de la investigación oceanográfica en el Bransfield

Campañas oceanográficas

La investigación oceanográfica en el Estrecho de Bransfield se inició con las expediciones del *W. Scoresby* y del *Discovery*, llevadas a cabo entre 1927 y 1930. Cloves (1934) propone, basándose en los resultados de dichas campañas, un esquema de



Figura 1
Mapa de situación del Estrecho de Bransfield

circulación marina que todavía hoy es una referencia obligada. En la década de los 80, bajo los auspicios del programa *BIOMASS*, se inicia una etapa de experimentos coordinados (*FIBEX*, *SIBEX I* y *SIBEX II*) en los cuales se realizan muestreos con mayor resolución espacial, que permiten mejorar la caracterización de las masas de agua presentes en el área. El programa multidisciplinario *RACER* (Huntley *et al.*, 1991) es el mejor exponente de los proyectos de la última etapa, en los que se opta por aumentar la densidad espacial del muestreo a costa de restringir el ámbito de estudio.

Gracias a los resultados de todas estas campañas, disponemos de mucha información acerca de la hidrografía del Estrecho de Bransfield, acaso con algunas lagunas en lo que respecta a las masas de agua profunda. Por el contrario, sabemos poco acerca de los distintos mecanismos de transporte hidráulico. Casi todo lo que se conoce de la hidrodinámica regional procede de cálculos geostroáficos de corrientes realizados por distintos autores con respecto a niveles de referencia someros (e.g. 500 db en Grelowski y Tokarczyk, 1985, y 200 db en Niiler *et al.*, 1991).

Masas de agua superficiales

Los intercambios de agua que se producen a través de los contornos SW y NE del Estrecho de Bransfield son el factor que controla en mayor medida la hidrografía de la región. En los 200 m superficiales, encontramos cuerpos de agua cuyas características responden, principalmente, a dos influencias: la de los flujos procedentes del Mar de Bellingshausen y la de las aguas originadas en el Mar de Weddell (figura 2).

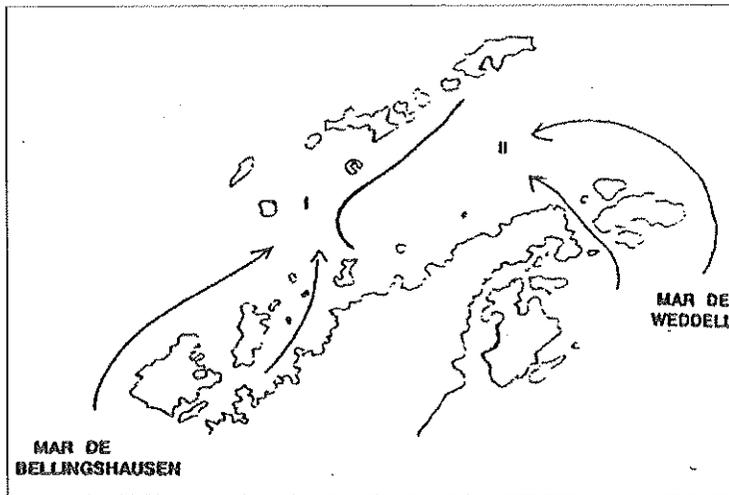


Figura 2
Masas de agua superficiales en el Estrecho de Bransfield

Las aguas calientes y poco salinas que ocupan las zonas oeste y sur de la superficie del Estrecho son aguas influenciadas por los aportes del Mar de Bellingshausen (I), que entran, principalmente, por el canal que separa las islas Low y Brabant. Estas aguas rodean la isla Decepción y fluyen hacia el noreste, a lo largo del talud continental de las Shetland del Sur. De acuerdo con Tokarczyk (1987), las temperaturas características de estas masas son de -1.3 a 1.5°C durante el verano austral, y sus salinidades, de 33.6 a 34.4‰.

El sector de la plataforma continental de las Shetland del Sur limítrofe con el Estrecho de Bransfield está ocupado por aguas de características próximas a las de Bellingshausen, aunque modificadas por el proceso de mezcla con aguas procedentes del deshielo de glaciares costeros.

En la mitad noreste de Estrecho se encuentran aguas más frías (de -1.5 a 1.0°C) y salinas (de 33.8 a 34.6‰) que las anteriores (II). Estas masas están influenciadas por los flujos procedentes del Mar de Weddell, que entran en el Bransfield cruzando la plataforma continental de la Península Antártica. Las características hidrográficas de este agua se van modificando ligeramente de este a oeste, debido a la mezcla con aguas de plataforma, de menor salinidad.

Circulación geostrófica

La circulación geostrófica, en tanto que movimiento del agua resultante del equilibrio entre el gradiente de presión y la aceleración de Coriolis, se manifiesta en el

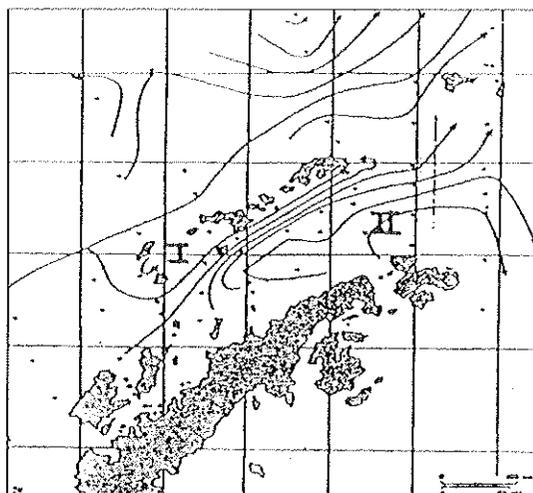


Figura 3

Esquema de circulación geostrofica superficial referida a una profundidad de 500 m, elaborado por Greowski y Tokarczyk (1985)

Hemisferio Sur como una corriente que sigue la traza superficial de los frentes de densidad, dejando a su derecha el agua más densa.

Greowski y Tokarczyk (1985) han calculado el esquema de circulación geostrofica superficial que se muestra en la figura 3, adoptando un nivel de referencia de 500 m. En este esquema aparecen reflejados los grandes rasgos de la circulación local, aunque en el sector de la Península Antártica y al norte de las Shetland hay zonas sin información. Se puede advertir la presencia de una corriente relativamente intensa –la denominada Corriente del Bransfield– que atraviesa el Estrecho de suroeste a noreste, asociada al frente hidrográfico que separa las masas de agua de tipos I y II. Asimismo, se atisba una corriente en dirección suroeste que transporta agua de Weddell bordeando la costa de la Península Antártica, y que al llegar a la isla Trinity gira en sentido horario para unirse a la Corriente del Bransfield.

Limitación de los datos disponibles

La principal limitación que plantea la información disponible acerca de la oceanografía del Estrecho de Bransfield para el estudio de fenómenos de mesoescala es su insuficiente resolución espacial y su falta de sinopticidad, ya que la mayor parte de las campañas realizadas en el área fueron diseñadas para determinar los grandes rasgos de la circulación regional.

Tabla 1
Características principales de los sensores AVHRR y TM

	AVHRR		TM
Resolución espectral (canales)	NOAA 6, 8, 10 1. 0.6-0.7 μm visible 2. 0.7-1.1 μm visible 3. 3.5-3.9 μm IR próx. 4. 10.5-11.5 μm IR próx.	NOAA, 7, 9, 11, 12 1. 2. id. 3. 4. 5. 11.5-12.5 μm IR térm.	1. 0.45-0.52 μm visible 2. 0.52-0.60 visible 3. 0.63-0.69 visible 4. 0.76-0.90 IR próx. 5. 1.55-1.75 IR próx. 6. 10.40-12.50 IR térm. 7. 2.08-2.35 IR próx.
Resolución radiométrica	10 bits (\approx 1024 ND)		8 bits (\approx 256 ND)
Resolución espacial en nadir	1.1 km.		30 m (120 m para canal 6)

Por otra parte, no es posible determinar la circulación en los ámbitos litorales haciendo uso de los datos hidrográficos existentes, puesto que, al tratarse de zonas someras en las que la fricción y los efectos no lineales son importantes, no es procedente la aplicación del método geostrófico.

Estas limitaciones sugieren cuál es el apoyo que pueden prestar las imágenes de satélite a la investigación oceanográfica en este área. Por un lado, la resolución y sinopticidad de los datos AVHRR o TM es mayor que la de cualquiera de las campañas realizadas en la zona. Por otro, la detección y traza de las plumas de deshielo glaciar puede aportar información sobre la circulación costera sin las restricciones del método geostrófico.

Disponibilidad de imágenes en el área de estudio

El Estrecho de Bransfield es una zona extraordinariamente nubosa, donde es muy difícil obtener imágenes infrarrojas claras. Sensores adecuados para la obtención de este tipo de datos son, entre otros, NOAA/AVHRR y LANDSAT/TM. Sus características más relevantes se resumen en la tabla 1.

De acuerdo con las consultas realizadas, sólo existen dos imágenes AVHRR obtenidas entre esas fechas en que el área de estudio aparezca libre de nubes. La imagen nº 1 fue tomada por el satélite NOAA 10, el 4 de febrero de 1991 a las 09:18h. La imagen nº 2 fue tomada por el satélite NOAA 12, el 10 de febrero de 1992 a las 10:35h. Ambas imágenes han sido suministradas por el NESDIS en formato LAC (i.e. resolución de 1.1 km x 1.1 km en el nadir, y de 1.5 km x 4.5 km en los extremos de fila) a través del INTA/NPOC.

Rasgos de mesoescala de la circulación marina superficial en el estrecho de Bransfield durante el verano austral, a partir de imágenes NOAA/AVHRR y LANDSAT/TM

Por otra parte, se dispone de una imagen multispectral TM tomada por el LANDSAT-4 en la mañana del 28 de enero de 1989. La imagen cubre la cuenca suroccidental del Bransfield e incluye las islas Decepción, Livingston, Greenwich y Robert, pertenecientes al archipiélago de las Shetland del Sur. Esta imagen ha sido adquirida por el Departamento de Geología Dinámica, Geofísica y Paleontología (DGDGP) de la Universidad de Barcelona a EOSAT.

Dada la diferente resolución espacial de los sensores AVHRR y TM, el estudio de las imágenes NOAA se ha orientado a la detección de fenómenos oceanográficos en mar abierto, y el de la imagen LANDSAT al análisis de la circulación en el ámbito costero. En todos los casos, el tratamiento de la imagen se ha encaminado a la estima de las distribuciones de SST.

Tratamiento digital de las imágenes

Para la visualización y proceso de las imágenes se ha utilizado el sistema ERDAS del DGDGP. Las etapas cubiertas en el proceso de cada imagen incluyen el enmascaramiento de la tierra y las nubes, la calibración geofísica, la corrección atmosférica y la corrección geométrica.

Enmascaramiento de tierra y nubes

La eliminación de los elementos de imagen correspondientes a tierra y nubes es un método efectivo de realce de los gradientes de temperatura sobre el mar. La estrategia de eliminación de tierra y nubes empleada consiste en evaluar las diferencias radiométricas observadas entre los *pixels* de mar y los de nubes o tierra (teniendo en cuenta que ésta puede estar cubierta de hielo), en los canales visible o infrarrojo cercano, e infrarrojo térmico. En el visible o en el infrarrojo cercano, tanto las nubes como las zonas de tierra, cubiertas o no de hielo, son aparentes por presentar una reflectividad mucho mayor que el mar. Por el contrario, la temperatura de las nubes o del hielo es mucho menor que la de éste y la de la tierra es mayor. Ello nos permite determinar un rango de ND en el visible o infrarrojo cercano y otro en el infrarrojo térmico, correspondientes a elementos de mar, de manera que se establece como criterio de enmascaramiento la eliminación de los *pixels* cuyo ND no pertenezca a dichos intervalos, en ambos canales.

La resolución de los datos AVHRR impide detectar la presencia de nubes de pequeño tamaño por el método anterior, por lo que es necesario aplicar otros algoritmos basados en la limitación de la reflectancia esperable del mar en el canal 2 y de la variabilidad de ésta (McClain *et al.*, 1985).

Calibración geofísica

La calibración geofísica para el cálculo de valores de SST consiste en relacionar y comparar los niveles de radiación electromagnética medida con las temperaturas de la superficie correspondientes a esa emisión electromagnética. El procedimiento para calibrar los niveles de energía correspondientes a cada ND y determinar las SST posteriormente, invirtiendo la ecuación de Planck para la radiación, es básicamente común a los datos AVHRR y TM. En la bibliografía se encuentran expresiones de las ecuaciones anteriores adecuadas a las características de cada sensor (para los datos AVHRR, ver e.g. Lauritson et al., 1979; para los datos TM, ver e.g. Schott y Volchok, 1985).

Corrección atmosférica

La manera de enfocar el problema de las correcciones atmosféricas es diferente para los datos TM y AVHRR. En el primer caso se corrige la atenuación sobre los niveles de energía captados por el sensor (Bartolucci *et al.*, 1988), mientras que en el segundo se hacen correcciones multispectrales sobre las temperaturas estimadas por los diferentes canales térmicos tras aplicar el algoritmo de calibración (Deschamps and Phulpin, 1979; McLain *et al.*, 1985). En cualquiera de los dos casos es necesario contar con una verdad terreno que permita calibrar los resultados, ajustando los algoritmos de corrección.

Para la corrección de la imagen TM, y teniendo en cuenta la dificultad de implementar un modelo de transferencia radiativa completo al no disponer de perfiles precisos de temperatura, humedad y concentración de gases en la atmósfera, se puede expresar de manera simplificada la interferencia atmosférica en la transmisión de la energía electromagnética emitida por el mar, a través de esta ecuación:

$$B = \epsilon \tau B_{mar} + B_{camino} + \tau (1 - \epsilon) B_{cielo} \quad (1)$$

siendo B_{mar} la energía emitida por el mar, B_{camino} la emitida por la atmósfera y captada por el sensor, y B_{cielo} la proveniente de la atmósfera y que, tras ser reflejada por la superficie del mar o por la propia atmósfera, viaja hasta el sensor; τ es el coeficiente de atenuación atmosférica y ϵ es la emisividad del mar. Para obtener la SST es necesario despejar y calcular B_{mar} , a través de estimaciones de B_{camino} , τ , ϵ y B_{cielo} .

Para el cálculo de temperaturas absolutas se pueden despreciar las emisiones B_{camino} y B_{cielo} porque los órdenes de magnitud de uno y otro efecto son similares y normalmente se compensan (Bartolucci et al., 1988), introduciendo menos error su omisión que su consideración. Así pues, la ecuación anterior resulta:

$$B_{mar} = \frac{B}{\epsilon \tau} \quad (2)$$

El valor de ϵ para el agua de mar varía poco, siendo muy próximo a la unidad. Robinson (1985) da un valor típico de este parámetro de 0.98, el cual es coherente con los valores obtenidos por Masuda (1988) para diferentes tipos de agua.

Por último, es necesario estimar τ . Su valor depende de los perfiles de temperatura, humedad y concentración de vapor de agua, datos de los que no disponemos. Para su estimación hemos realizado dos hipótesis. La primera consiste en considerar la atmósfera uniforme a lo largo y ancho de la imagen. En segundo lugar, se ha supuesto que en la boca de los glaciares el hielo funde a una temperatura alrededor de los 273°K (0°C), valor que utilizaremos como medida directa sobre el terreno para hacer una estimación de temperaturas absolutas de la superficie del mar. De este modo, tomando para ϵ el valor de 0.98 y utilizando el algoritmo de calibración y la ecuación (2), se puede estimar que el coeficiente de atenuación atmosférica τ es 0.94 en nuestro caso.

Las temperaturas absolutas, así como las variaciones de temperatura, estimadas con las anteriores consideraciones, considerando $\tau=0.94$ vienen resumidas en las tablas 2 y 3. La no consideración de τ conduce a infravalorar tanto las temperaturas absolutas como sus variaciones. Este error se puede cuantificar, dentro de las hipótesis realizadas, en 4.7°C para las temperaturas absolutas, y en 0.02°C para los saltos de temperatura entre dos ND consecutivos, siendo éste último un valor muy inferior a la precisión nominal del sensor (0.5°C). Por otra parte, la variación de un ND en la imagen equivale, una vez realizada la corrección atmosférica anterior, a una variación en la temperatura de aproximadamente 0.6°C en todo el rango de temperaturas en que trabajamos, resultando una relación entre ND y temperaturas aproximadamente lineal.

ND	T (°C)
77	-0.81
78	-0.23
79	0.34
80	0.91
81	1.48
82	2.04
83	2.60

ND	ΔT (°C)
77	
78	0.58
79	0.57
80	0.57
81	0.57
82	0.56
83	0.56

Tablas 2 y 3

Cálculo de temperaturas y de incrementos de temperatura a partir de los datos TM, para $t = 0.94$

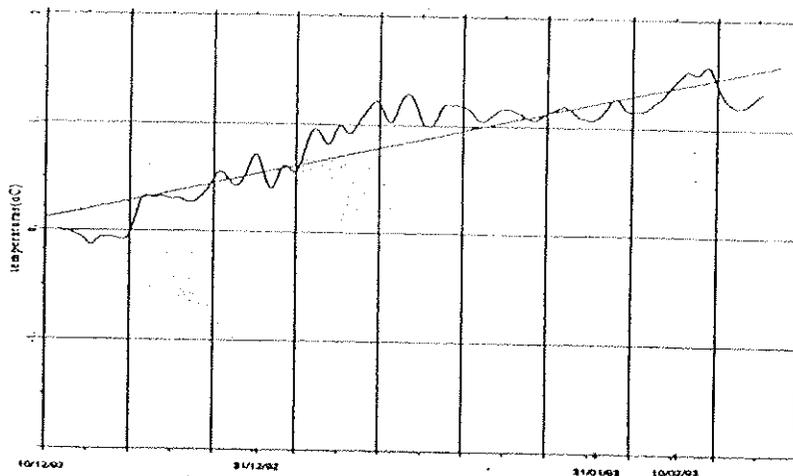


Figura 4
Evolución de las temperaturas en el Estrecho de Bransfield durante el verano austral 1992/93. Datos de la campaña BIOANTAR 93

El problema de la corrección atmosférica de las imágenes AVHRR se plantea desde un punto de vista distinto. Las técnicas de corrección comunes son las llamadas multispectrales o multicanales, que expresan la temperatura real del mar como una combinación lineal de las observadas en los dos o tres canales distintos. Los coeficientes de esa combinación se obtienen mediante una calibración basada en la verdad terreno proporcionada por temperaturas medidas *in situ* o estimadas mediante modelos de transferencia radiativa, cuando el perfil atmosférico es conocido. La fórmula resultante del algoritmo propuesto para la corrección de imágenes diurnas se denomina *Split-window* (McLain *et al.*, 1985):

$$T = \beta_0 + \beta_1 (T_4 - T_3) + \beta_2 T_4 \quad (3)$$

En nuestro caso, no disponemos de datos atmosféricos, pero sí de medidas *in situ* de la temperatura. Estos datos fueron registrados durante la campaña *BRANSFIELD 9112* (CICYT, 1992), entre el 11 y el 30 de diciembre de 1991, por lo que resultarían útiles para calibrar la fórmula de la corrección atmosférica de la imagen AVHRR nº 2, tomada el 4 de febrero de 1992, siempre y cuando pudiéramos corregir la evolución estacional de la temperatura entre diciembre y febrero. Para cuantificar este efecto de manera aproximada, se posee una serie temporal de temperaturas superficiales medidas en un punto de la cuenca central del Bransfield entre el 10 de diciembre de 1992 y el 29 de febrero de 1993, en el marco de la campaña *BIOANTAR 93* (CICYT, 1993). A la vista de la gráfica de la figura 4, en el período transcurrido en-

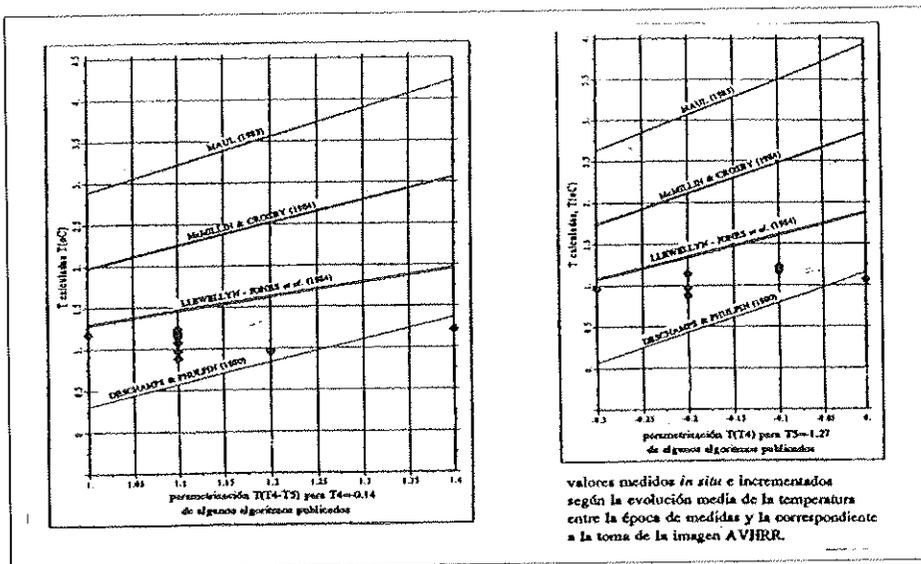


Figura 5

Comparación de las fórmulas de corrección atmosférica calibradas por diferentes autores con las medidas *in situ* realizadas por la campaña BRANSFIELD 9112

entre las medidas realizadas *in situ* y la toma de datos por el sensor, la temperatura superficial puede haberse incrementado alrededor de 1°C.

La cobertura de nubes en el momento de la toma de la imagen es tal que únicamente se encuentran descubiertas las posiciones de 10 estaciones hidrográficas. Siendo el número de medidas *in situ* tan reducido y el rango de temperaturas del mar tan estrecho, no es aconsejable utilizarlos para calibrar específicamente un algoritmo multiespectral de corrección atmosférica. Sin embargo, sí es posible e interesante comparar estas medidas con las SST calculadas por medio de algoritmos como los de Deschamps and Phulpin (1980) o Maul (1983) –ajustados para modelos atmosféricos estándar LOWTRAN–, McMillin and Crosby (1984) –calibrados con datos *in situ* entre las latitudes 20 y 70 N–, y Llewellyn-Jones *et al.* (1984) –deducidos con perfiles de radiosonda marítimos en el Atlántico Norte–. La figura 5 sugiere que las formulaciones más adecuadas para la corrección atmosférica de la imagen son el primero y el último (conclusión supeditada a la validez de la hipótesis realizada acerca de la evolución estacional de las temperaturas).

En particular, la pendiente del algoritmo de Llewellyn-Jones *et al.* es la que más se aproxima a la descrita por los datos medidos, lo cual es coherente con el hecho de que el rango de temperaturas empleado para su ajuste es reducido, al igual que el de

las temperaturas superficiales de las aguas antárticas. Por lo tanto, se ha considerado que éste último es el más adecuado para la corrección atmosférica de la imagen AVHRR. De todas maneras, ninguno de los algoritmos propuestos proporciona un ajuste satisfactorio a las temperaturas observadas en el área de estudio. Sería deseable disponer de una serie completa de medidas de temperatura superficial en la zona para calibrar un algoritmo de corrección atmosférica específicamente para ese ámbito.

Corrección geométrica

Para los datos TM se ha aplicado una corrección geométrica basada en el método de los puntos de control, con la intención de georeferenciar los datos a un sistema de coordenadas común a las cartas batimétricas disponibles de la zona, en una carta 1:200.000 en proyección Mercator, elaborada por el Instituto Hidrográfico de la Marina Británica. La transformación de coordenadas realizada es de segundo orden, y el error cometido de 60 m (i.e. dos *pixels*) en los puntos de control.

Un tipo de corrección geométrica como el anterior no es aconsejable para las subimágenes AVHRR, ya que el área abarcada es muy grande, y por lo tanto las distorsiones son considerables. Por ello se ha optado por una primera corrección de la deformación panorámica, y una posterior referenciación por el método de los puntos de control a una carta en proyección Mercator del Instituto Hidrográfico de la Marina Británica. La transformación aplicada ha sido de primer orden y el error cometido, de aproximadamente 2 km en los puntos de control.

Resultados

Las figuras 8 y 9 corresponden a la imagen TM. La primera es una composición en falso color de los canales visibles (azul y verde) y el infrarrojo térmico (rojo), con la cual es más fácil diferenciar las áreas ocupadas por masas de agua distinta. La segunda corresponde al canal infrarrojo térmico. En cuanto a las figuras 10 y 11, ambas son ventanas de las imágenes AVHRR 1 y 2.

Masas de agua y frentes hidrográficos

La identificación de las masas de agua de una región está aparejada a la localización de los frentes hidrográficos que delimitan su extensión. Los frentes son estructuras de mesoescala de gran importancia desde los puntos de vista físico y biológico.

En la imagen TM se aprecia la traza térmica superficial del frente que separa la masa de agua relativamente cálida (1.5°C), influida por los aportes de agua de Bellingshausen, de la masa más fría (-0.2 a 0.3°C) cuyas características reflejan la influencia de las aguas del Weddell. Este frente, que se extiende a lo largo de toda la

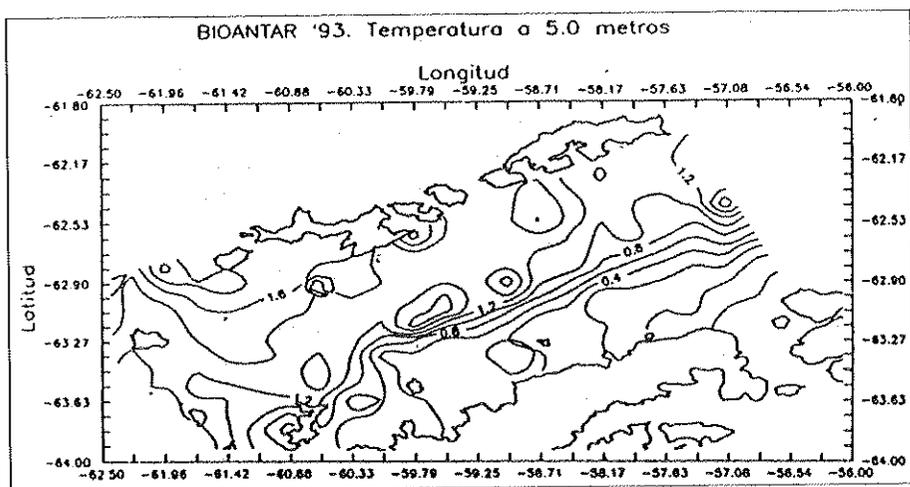


Figura 6
Distribución de temperatura a 5 m. de profundidad, a partir de medidas in situ tomadas durante la campaña BIOANTAR 93 durante el mes de enero de 1993

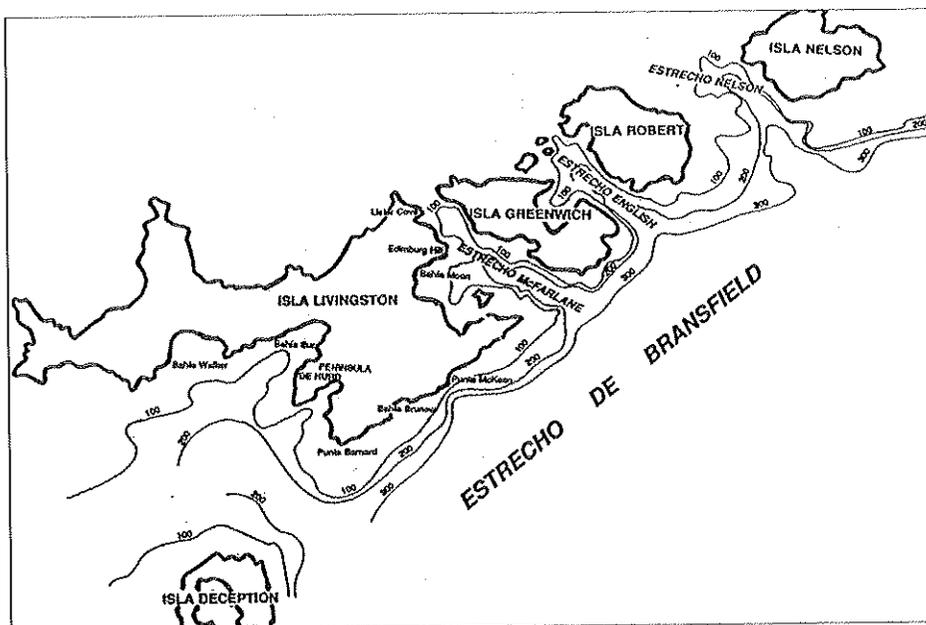


Figura 7
Batimetría de la plataforma continental de las Shetland del Sur en el Bransfield. Profundidades en brazas



Figura 8
Composición en falso color de la imagen TM. (A. 49)

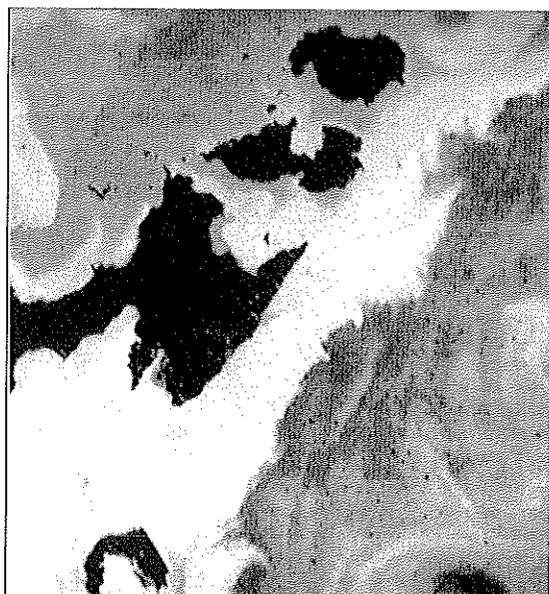


Figura 9
Canal infrarrojo térmico de la imagen TM. (A. 50)



Figura 10
Mapa de temperaturas de una ventana de la imagen AVHRR 1. (A. 51)



Figura 11
Mapa de temperaturas de una ventana de la imagen AVHRR 2. (A. 52)

cuenca central del Bransfield, ha sido identificado en la mayor parte de las campañas desarrolladas en el área hasta la fecha. Las imágenes AVHRR nº 1 y 2 sugieren que la posición del frente puede fluctuar interanualmente. Esta variabilidad también queda patente al comparar la posición de este rasgo hidrográfico en la imagen TM con la de la isoterma de 1.0°C de la distribución de temperaturas superficiales de la campaña BIOANTAR93, realizada entre los meses de enero y febrero de 1993 (fig. 6. Ver García *et al.* (1993), en prensa).

Por otra parte, es evidente la presencia de un segundo frente asociado al talud continental de la Shetland del Sur, entre el brazo de agua cálida que fluye hacia el noroeste y el agua algo más fría (0.9°C) que ocupa la plataforma continental. Su traza es mucho más clara en los canales visibles de la imagen que en el infrarrojo térmico.

La imagen AVHRR nº 2 apoya la hipótesis de Sievers (1982), en cuanto a la existencia de un afloramiento al norte de las Shetland. Este se manifiesta como una extensión de agua fría que ocupa la plataforma continental norte del archipiélago (y también la plataforma continental sur a la altura de las islas Nelson y King George) y que penetra unos 150 km hacia el Paso Drake. La aparición en la imagen TM de agua anormalmente fría en relación con su entorno sobre la plataforma continental norte de las islas Livingston, Robert y Nelson debe estar relacionada con la presencia de este afloramiento. En dicha imagen se observa también la intrusión de un cuerpo de agua cálida superficial de Bellingshausen en el área ocupada por la surgencia.

Remolinos

La existencia de remolinos de mesoescala en el área de estudio está indicada por la presencia en las imágenes infrarrojas de núcleos de agua fría o caliente de varios kilómetros de diámetro. El núcleo más importante es una mancha de agua fría (-1.3 a -0.2°C) que ocupa la parte inferior derecha de la imagen TM. Niiler (1991) comenta, basándose en los resultados de las campañas *RACER*, la existencia de un remolino de núcleo frío al suroeste del Bransfield en diciembre de 1986, de temperatura algo inferior a 0°C, que se desplaza hacia el noreste hasta alcanzar en febrero las proximidades de la cuenca central del estrecho. El remolino de la imagen TM podría corresponder a un rasgo transitorio semejante, aunque una interpretación más plausible es considerarlo como un giro horario estable asociado a la incorporación de aguas de la Plataforma Antártica a la corriente del Bransfield, tal como sugieren e.g. los resultados de Grelowski y Tokarczyk (1985) (ver figura 3). Los datos de corrientes obtenidos durante la campaña BIOANTAR 93 son coherentes con este supuesto.

Otro rasgo de mesoescala que se puede apreciar en la imagen TM es un remolino de núcleo frío y por lo tanto en sentido horario, al noreste de la isla Robert. La temperatura del núcleo es similar a la del agua de la plataforma continental norte de

las Shetland (0.3°C), aunque su parte central es más fría (-0.2°C). Dado que la isla Robert aparece rodeada por agua de características radiométricas similares a la que ocupa la plataforma continental norte del archipiélago, cabe suponer que el núcleo haya sido creado por la penetración de un filamento de agua de la plataforma continental norte en el Bransfield, a través del Estrecho de Nelson.

En las imágenes AVHRR nº 1 y 2 se observa, aproximadamente en la misma posición, un núcleo de agua relativamente fría al sureste de la isla Elephant, a mitad de camino entre ésta y el frente que demarca la extensión de las aguas de la plataforma continental de la Península Antártica. No es claro el origen de esta estructura, en apariencia permanente, que no ha sido descrita en trabajos anteriores.

Rasgos de la circulación sobre la plataforma continental de la Shetland del Sur

La imagen TM ilustra características de la circulación sobre la plataforma continental de las shetland del Sur que en la imágenes AVHRR, de peor resolución espacial, no son perceptibles.

Superponiendo la batimetría del área (fig. 7) a la imagen TM, se verifica que el frente de talud al que se ha aludido anteriormente se sitúa, al sur de la isla Livingston, entre las isobatas de 100 y 200 brazas. Ello revela, de manera indirecta, que la topografía del fondo marino es el agente que controla, en mayor medida, la circulación en los ámbitos someros. Los meandros del frente, apreciables a lo largo de la costa sureste de Livingston entre Punta Barnard y Bahía Brunow, se pueden interpretar como la manifestación de una onda de plataforma de unos 20 km de longitud. El origen de tales ondas está relacionado con la conservación de la vorticidad potencial del flujo.

Sobre la plataforma continental, la forma y orientación de las plumas de agua fría de deshielo sugiere cuál es el sentido de la corriente local. Estas plumas, que se suelen encontrar junto a la boca de los glaciares, son particularmente evidentes en la parte oeste de Bahía Walker y de Bahía Sur, en Bahía Brunow y frente a Punta McKean, en la costa sureste de Livingston. En la composición en falso color de canales visibles e infrarrojo de la imagen TM son perceptibles también los arrastres de sedimentos en suspensión asociados a las anteriores plumas, debidos a la fusión del hielo costero o a fenómenos combinados de erosión por oleaje y transporte por corrientes (ver e.g. los alrededores de la Península Hurd). En general, la traza de las plumas térmicas y de materia en suspensión revelan una importante advección hacia el noreste, seguramente relacionada con la Corriente del Bransfield.

En la zona sureste del Estrecho de McFarlane se percibe una masa de agua de características radiométricas similares a la que ocupa el Bransfield, por lo que se puede suponer que la circulación superficial en ese paso es hacia el norte. Por otra parte, al

norte de Bahía Moon se aprecia una corriente costera hacia el noreste, que transporta agua de deshielo procedente de la bahía y de Lister Cove más allá de Edimbourg Hill. Al sur de la isla Greenwich se observan indicios de una corriente en dirección noreste (nótese las plumas térmicas al sur de Punta Triangle y las de sedimentos en suspensión al oeste de dicho cabo).

En cuanto al Estrecho English, entre las islas Greenwich y Robert, se observa que las plumas de agua de deshielo originadas en las costas de esta última doblan hacia el noroeste, lo que hace suponer que también aquí existe una corriente, en la parte central del Estrecho, que transporta agua fuera del Bransfield.

Conclusiones

Los resultados presentados en este trabajo ilustran la utilidad de las imágenes infrarrojas y visibles como fuente de información para el estudio de la circulación marina superficial en el Estrecho de Bransfield durante el verano austral. La disponibilidad de imágenes infrarrojas obtenidas en fechas próximas a la realización de muestros hidrográficos supone un apoyo inestimable para comprobar la validez de las hipótesis planteadas acerca de las estructuras oceanográficas locales. Por otra parte, la información extraída de dichas imágenes permite señalar zonas de especial interés oceanográfico, lo cual puede suponer un gran apoyo en el planeamiento de futuras campañas en una zona.

En cuanto a la obtención de SST absolutas a partir de datos de infrarrojo, hay que señalar la necesidad de obtener un algoritmo propio de corrección atmosférica de los datos AVHRR para esa zona en particular. La extrema nubosidad en la zona dificulta la calibración de dicho algoritmo, siendo aconsejables para superar el obstáculo un mayor número de medidas *in situ*, así como el apoyo de la información procedente de sensores en el rango de las microondas. Este hecho impide asimismo plantear estudios multitemporales de la circulación. En cuanto a los resultados obtenidos, hay que señalar como fenómeno importante la fluctuación interanual del frente del Bransfield.

Agradecimientos

Agradecemos al INTA/NPOC el apoyo prestado en la localización de las imágenes AVHRR más adecuadas para nuestro estudio y su suministro. También expresamos nuestro más sincero agradecimiento al equipo de teledetección del Departamento de Geología Dinámica Geofísica y Paleontología de la Universidad de Barcelona por permitirnos usar su sistema de tratamiento de imágenes y compartir su experiencia. Este estudio ha sido financiado por la Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología (CICYT), dentro del proyecto ANT91-1279.

Bibliografía

- Bartolucci, L.A:** et al. 1988. Atmospheric Effects on Landsat TM Thermal IR Data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 26, No. 2: 171-176.
- CICYT:** 1992. *Informe sobre las Actividades Científicas de España en la Antártida durante la Campaña 1991-92.*
- CICYT:** 1993. *Informe sobre las Actividades Científicas de España en la Antártida durante la Campaña 1992-93.*
- Clowes:** 1934. Hydrology Bransfield Strait. *Discovery Rep.* 9:1-4.
- Deschamps, P.Y. and Phulpin, T:** 1979. Atmospheric correction of infrared measurements of sea surface temperature using channels at 3.7, 11 and 12 μm . *Boundary Layer Meteorol.* 18: 131-143.
- García, M.A:** et al. 1993. Mesoscale variability in the Bransfield Strait region (Antarctica) during Austral summer. *Annales Geophysicae* (en prensa).
- Grelowski, A. and Tokarczyk, R:** 1985. Hydrological conditions in the region of Bransfield Strait and southern part of Drake Passage in the period from December 10, 1983 to January 8, 1984 (BIOMASS-SIBEX). *Polish Polar Research.* 6: 31-41.
- Huntley, M:** et al. 1991. Research on Antarctic Coastal Ecosystem Rates (RACER). *Deep-Sea Research* 38, No. 8/9: 911-941.
- Lauritson:** et al. 1979. Data extraction and calibration of TIROS-N/NOAA radiometers. *NOAA Technical Memorandum NESS 107*, Washington, U.S. Dept. of Commerce.
- Llewellyn-Jones, D.T:** et al. 1984. Satellite multichannel infrared measurements of sea surface temperature of the N.E. Atlantic Ocean using AVHRR/2. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society.* 110: 613-631.
- Maul, G.A:** 1983. Zenith angle effects in multichannel infrared sea surface remote sensing. *Remote Sensing of Environment.* 13: 439-451.
- McLain, E.P:** et al. 1985. Comparative performance of AVHRR-based multichannel sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research.* 90, No. C6: 11,587-11,601.
- McMillin, L.M:** and Crosby, D.S. 1984. Theory and validation of the multiple window sea surface temperature technique. *Journal of Geophysical Research.* 89: 3655-3661.
- Niiler, P.P:** 1991. Water masses and 200 m relative geostrophic circulation in the western Bransfield Strait region. *Deep-Sea Research.* 38, No. 8/9: 993-959.
- Robinson, I.S:** 1985. *Satellite Oceanography*. Ed. Ellis Horwood Limited, Chichester, West Sussex, England. 455 p.
- Schott, J.R. and Volhok, W.J:** 1985. Thematic Mapper thermal infrared calibration. *Photogramm. Eng. Remote Sensing.* 51: 1351-1358.
- Sievers, H.A:** 1982. Descripción de las condiciones oceanográficas físicas, como apoyo al estudio de la distribución y comportamiento del krill. *INACH.* 28: 73-123.
- Tokarczyk, R:** 1987. Classification of water masses in the Bransfield Strait and southern part of the Drake Passage using a method of statistical multidimensional analysis. *Polish Polar Research.* 8-4: 333-36.

