



- 16 - 18 ABRIL 1997 Las Palmas de Gran Canaria

Taller y Tertulia
en
Oceanografía Física 1997



Rodríguez-Santana, A., Angeles Marrero, J. L. Pelegrí, Alonso Hernández-Guerra, Andry W. Ratsimandresy, Pablo Sangrà, Variabilidad Estacional en la Cuenca de Canarias Oriental a partir de Observaciones con XBT. 67

Ruiz, S., Gwyn Griffiths, John Allen, Jordi Font, Campos de Corriente Registrados por un VM ADCP para el Diagnostico de Velocidades Verticales. 73

Sangrà, P., Ana Antoranz, Javier Aristegui, Jesús Cisneros, José M. Cortés, Luis García, Carmen Gordo, Diana Grisolia, Alonso Hernández, Bárbara Jiménez, Angeles Marrero, Antonio Martínez, Mercedes Pacheco, José L. Pelegrí, Andry W. Ratsimandresy y Angel Rodríguez, Hacia una Comprensión del Origen y Comportamiento de las Estructuras Mesoscales al Sur del Archipiélago Canario. 75

Souza, A.J., Procesos en Regiones de Influencia de Agua Dulce (Riad): El Rin un Caso Típico. 78

Sparrow, M. y A. Cantos, Boyas de Deriva de Flotación Neutra en el Noreste Atlantico. 82

Torres López., S., Señal de Marea en la Zona Costera de Montevideo. Estuario del Rio de la Plata. 85

Talleres:

Cisneros-Aguirre, J., Andry William Ratsimandresy, y José Luis Pelegrí, Experimentos de Mecánica de Fluidos Geofísicos. 87

Sangrà P., Carmen Gordo, Ana Antoranz, Bárbara Jiménez, y José María Cortés, Diseño de Campañas Oceanográficas y Procesamiento de Datos. 88

Alonso, I., Medidas de Transporte de Sedimentos Mediante Trazadores Fluorescentes.	3
Aristegui, J., Aplicación de la Teledetección e Modelos Regionales de Productividad Primaria: Areas de Afloramiento.	4
Bruno M., Mañanes R., Alonso J., Izquierdo A., Descomposición en Funciones Empíricas Ortogonales de las Corrientes de Marea en el Estrecho de Gibraltar.	6
Cantón Garbín, M., Pasado, Presente y Futuro de la Observación de los Océanos desde el Espacio.	8
De las Heras Caballero, M.M, Modelaje Inverso de la Circulación Oceánica Global.	11
Flosadóttir, A., Transport, Temperature, and Submarine Telecommunication Cables.	14
García Lafuente, J.M., Interacción entre el Flujo Costero y Cañones Submarinos: Un Caso de Estudio.	22
Gonzalez Ramos, A., Oceanografía Espacial y Actividad Pesquera en el Atlántico Nororiental e Índico Suroccidental.	27
Hernandez-Brito, J.J., Trazadores Químicos: El Aluminio en el Atlántico.	28
Hernández-Guerra, A., Jesús Cisneros, José L. Pelegrí, Ana Antoranz, Antonio Martínez, Pablo Sangrà y Andry W. Ratsimandresy, El efecto de las Islas Canarias sobre la Corriente de Canarias.	30
Martins, A.M., Using Ocean Color (CZCS) to Study Winter Pigment Variability on the Southeastern U.S. Continental Shelf an 8-year Study.	37
Masciangioli, P.A., Dispersión de Orimulsión en el Mar, su Contención y Recolección.	44
Parrilla, G., Cambio en las Características de las Masas de Agua en el Noratlántico Subtropical.	46
Pérez Rodríguez, P., José L. Pelegrí y Angeles Marrero, Estudio de las Características Dinámicas de la Zona Frontal de Cabo Verde a partir de Datos Históricos.	48
Rico Palma, J.A., Gibraltar 94-96. Historia de un Experimento.	55
Rodríguez Sanchez-Arevalo, I., Seasonal Modeling of the Canary Current/Coastal Upwelling System.	57

MEDIDAS DE TRANSPORTE DE SEDIMENTOS MEDIANTE TRAZADORES FLUORESCENTES

Ignacio Alonso

Departamento de Física
Universidad de Las Palmas de Gran Canaria
Apartado Postal 550. Las Palmas Gran Canaria. España.

La utilización de distintos tipos de trazadores en sedimentología no es una técnica reciente, pues se inició sobre 1955 y ha continuado hasta nuestros días. Se trata de una técnica sencilla cuyo objetivo fundamental es identificar la dirección en que los sedimentos son transportados. En principio, la técnica es válida para cualquier tipo de ambiente sedimentario, ya sea subaéreo (medidas de transporte eólico), fluvial, costero e incluso apto para zonas profundas.

Básicamente consiste en teñir una determinada muestra de sedimentos con un trazador fluorescente, liberarla en la zona de estudio, esperar que actúen los distintos agentes ambientales (viento, olas, corrientes) y “seguir” la mancha de sedimentos trazados. La principal dificultad estriba en este seguimiento de la mancha, pues requiere tomar casi simultáneamente un gran número de muestras, y realizar el “contaje” de partículas fluorescentes en cada una de ellas. De este modo se pueden identificar las distintas pautas existentes de movimiento de los granos. No obstante tiene varios inconvenientes, pues puede ocurrir que los sedimentos trazados queden cubierto por otra capa de sedimentos, o que sean desplazados en suspensión recorriendo enormes distancias, imposibilitando por tanto el seguimiento.

Durante la conferencia se discutirán las ventajas e inconvenientes que los trazadores fluorescentes presentan frente a otro tipo de trazadores (principalmente radioactivos), así como las distintas fases de que consta un experimento de estas características: diseño de la estrategia a seguir, preparación de la muestra trazada, preparación de la zona, inyección, muestreo, contaje y correcciones a aplicar a los datos obtenidos.

A fin de ilustrar las posibilidades de esta técnica, se presentarán los resultados de varios experimentos realizados en distintas playas, utilizando uno o varios trazadores simultáneamente y con distintas condiciones de oleaje y corrientes.

APLICACIÓN DE LA TELEDETECCIÓN A MODELOS REGIONALES DE PRODUCTIVIDAD PRIMARIA: AREAS DE AFLORAMIENTO

Javier Arístegui

Departamento de Biología.
Universidad de Las Palmas de Gran Canaria.
Apartado Postal 550. Las Palmas Gran Canaria. España.

El conocimiento de la producción primaria a escala global en los océanos permite comprender el papel que juegan los océanos en el ciclo global del carbono y su relación con el incremento de dióxido de carbono antropocéntrico. A nivel regional facilita, por ejemplo, entender el papel exportador de ecosistemas productivos costeros (como las áreas de afloramiento) hacia regiones más pobres oceánicas. Por ello, en los últimos años, se ha realizado un gran esfuerzo en derivar la producción primaria a partir de modelos basados en información del “color del océano” obtenida mediante sensores remotos. Estos modelos combinan datos de satélite con datos *in situ* sobre fisiología vegetal.

La estimación de la producción primaria a escala global o regional requiere (i) un conjunto de datos estacionales representativos del campo superficial de clorofila (ii) un algoritmo que calcule la producción primaria integrada en la columna de agua y que incluya los efectos de la atenuación de luz en profundidad y (iii) valores paramétricos característicos para (a) las relaciones fotosíntesis-intensidad de luz (curvas P-I) y (b) la forma de los perfiles de clorofila. Los modelos más recientes aplicados presentan limitaciones, debido en gran parte al desconocimiento de la variabilidad espacial y temporal en los parámetros fisiológicos del fitoplancton a nivel regional. Sin embargo, dan una idea sinóptica aceptable de las variaciones espaciales en la magnitud de la producción primaria a nivel global. Por ejemplo, se estima que las regiones de afloramiento representan un 0.9 % del área del océano, pero contribuyen con un 2.9% a la producción primaria total. Esta contribución no es representativa de la importancia de los afloramientos costeros si se considera que estas regiones sustentan algunas de las zonas de pesquerías más importantes del planeta.

La productividad de una región se puede caracterizar mejor mediante la estimación de la acumulación neta de materia viva en la zona eufótica (Producción Nueva) y de la capacidad de exportación de materiales hacia regiones vecinas. Desde la primera perspectiva, las regiones de afloramiento representan más del 60% de la Producción Global Nueva de todos los océanos.

Para estimar la Producción Nueva a través de modelos basados en imágenes de satélite es necesario conocer el “*f* ratio”; es decir, la relación entre la Producción Nueva y la Producción Total (que es la suma de la Producción Nueva y la Producción Regenerada). El “*f* ratio” nos da un índice de la fertilidad de un ecosistema, pero es insuficiente para caracterizar el rendimiento potencial de un ecosistema costero. Se

necesita saber también cuánta Producción Nueva es usada por el ecosistema y cuánta es exportada hacia aguas más oceánicas. Desde la perspectiva biogeoquímica es también necesario conocer cuánto material orgánico particulado se sedimenta por debajo de la termoclina (y por lo tanto queda atrapado en las aguas profundas donde se remineraliza) y cuánto se respira en la zona eufótica. Este último se transformará en dióxido de carbono, disponible para ser reciclado rápidamente a la atmósfera.

La región de afloramiento del Noroeste de Africa representa un excelente caso de estudio de la importancia de estas regiones como exportadoras de materia orgánica hacia ecosistemas oceánicos. Los estudios realizados en la Región Canaria durante los últimos años indican que hay un aporte constante de materia orgánica desde las aguas eutróficas del afloramiento hacia las aguas más empobrecidas de Canarias, lo que favorece un exceso de respiración heterotrófica sobre la producción autóctona de la región durante gran parte del año. Por el contrario, el afloramiento apenas exporta nitrógeno de origen nuevo hacia las aguas oceánicas. Los mayores aportes de nitrógeno en la Región Canaria proceden de procesos de afloramiento local o por incremento de la difusión turbulenta a través de la termoclina al sur del Archipiélago, favorecidos por la perturbación de la corriente principal a su paso entre las islas. La obtención de un balance anual de carbono en esta región requiere de la obtención de medidas sinópticas regionales de producción primaria. Sin embargo, la variabilidad espacial (transición costa-océano) y temporal (circadiana y estacional) de los parámetros fotosintéticos del fitoplancton dificultan la aplicación de modelos regionales de producción primaria basados en imágenes de satélite.

DESCOMPOSICION EN FUNCIONES EMPIRICAS ORTOGONALES DE LAS CORRIENTES DE MAREA EN EL ESTRECHO DE GIBRALTAR.

M. Bruno, R. Mañanes, J. Alonso, A. Izquierdo

Facultad de Ciencias del Mar
Universidad de Cádiz, España.

En este trabajo se analiza la capacidad de la descomposición en funciones empíricas ortogonales (DFEO) para investigar la estructura de la variabilidad espacial y temporal que presentan las corrientes de marea en la sección transversal del Estrecho de Gibraltar situada en el umbral principal.

La DFEO ha sido extensivamente utilizada en la Oceanografía Física (Kundu et al, 1976; García, 1986; Candela, 1989; Mañanes et al, 1996) por su utilidad en la identificación de las estructuras espacio-temporales coherentes que ligan a diferentes series temporales de variables oceanográficas muestreadas en distintas localizaciones de una determinada región oceánica.

La técnica consiste básicamente en expresar las diferentes series incluídas en un análisis dado, $S_i(t)$, como una combinación lineal de un sistema de funciones ortogonales $P_j(t)$ denominadas *pesos temporales*. Cada una de las series incluídas en el análisis se expresan entonces como:

$$S_i(t_k) = \sum_{j=1}^m A_{ij} P_j(t_k)$$

en donde el subíndice 'i' caracteriza a cada una de las series temporales, 'k' a diferentes instantes de tiempo consecutivos y 'm' al número de pesos temporales que será igual al número de series temporales incluídas en el análisis. La condición de ortogonalidad entre los pesos temporales implica que sus covarianzas sean nulas de forma que:

$$\frac{1}{N} \sum_{k=1}^N P_i(t_k) P_j(t_k) = 0$$

para $i \neq j$ y en donde N representa el número total de datos. Los coeficientes A_{ij} son constantes denominadas *pesos espaciales* que expresan la importancia que presenta un determinado peso temporal en cada una de las series con respecto a las otras.

Cada peso temporal y sus correspondientes pesos espaciales están asociados a un modo de oscilación que puede ser común a todas las series. De esta forma la intensidad en la que este modo se presente en las diferentes series analizadas, estaría identificando el grado de coherencia espacio-temporal existente entre ellas.

Las variables geofísicas susceptibles de ser incluídas en un análisis DFEO pueden ser tanto escalares (nivel del mar, presión atmosférica o temperatura superficial oceánica) como vectoriales (velocidad de la corriente o viento). Cuando la variable a analizar es un vector, éste se asocia a un valor complejo cuyas partes real e imaginaria son las

componentes de dicho vector respecto a un sistema de coordenadas cartesianas en el plano. En este caso tanto los pesos espaciales como los temporales vendrían caracterizados por valores complejos. Ahora los pesos espaciales no sólo explican la intensidad en la que se manifiesta un modo en una determinada serie sino también la dirección en la que éste lo hace.

Esta técnica adolece, en su forma de aplicación más general, de la incapacidad para encontrar estructuras coherentes cuando las variables objeto de estudio presentan diferentes desfases con respecto al mecanismo físico que fuerza su comportamiento. Desde este punto de vista cuando determinadas perturbaciones del campo de variables que se analiza se propagan por la región objeto de análisis la técnica no es capaz de detectarlas induciendo en la mayoría de los casos a interpretaciones erróneas de algunos de los modos de oscilación resueltos.

Existe una forma de aplicación menos convencional de la DFEO que le permitiría contemplar los desfases en el tiempo que podrían existir entre las series objeto de análisis. Esta forma de aplicación se basa la reexpresión previa de estas series en la siguiente forma:

$$S_i(t_k) = S_i(t_k) + iS_i^H(t_k)$$

es decir cada valor real S_i se expresa en términos de un valor complejo equivalente en donde la parte real es el valor de la serie original y la parte imaginaria es la *transformada de Hilbert* de la serie original. La DFEO de estas series complejas equivalentes permitiría encontrar modos cuya manifestación en las series podría presentar desfases de un punto a otro de la región analizada (Vazquez-Cuervo, 1993, 1995). De esta forma, la información de estos desfases estaría contenida en los valores complejos de los pesos espaciales A_{ij} .

Cuando esta forma de aplicación se quiere aplicar a series vectoriales como la velocidad de la corriente cada una de sus componentes, u (W-E) y v (S-N), deben ser reexpresadas en términos de su serie compleja equivalente. En este trabajo veremos que esta forma de aplicación de la DFEO a las corrientes de marea permite traducir los modos obtenidos en términos de parámetros de la elipse de corriente de marea; semieje mayor, semieje menor, inclinación y fase de Greenwich. En este sentido se presenta una aplicación en la caracterización de la estructura coherente de las corrientes de marea en el umbral principal del Estrecho de Gibraltar.

PASADO, PRESENTE Y FUTURO DE LA OBSERVACION DE LOS OCEANOS DESDE EL ESPACIO.

Manuel Cantón Garbín

Departamento de Lenguajes y Systemas Informáticos
Universidad de Almería, España.

Podría resultar pretencioso intentar predecir en detalle cómo será el desarrollo de la teledetección de los océanos

desde el espacio en el futuro. Este futuro está condicionado por las limitaciones actuales de los lanzadores espaciales, por la instrumentación, por las capacidades en la transmisión, almacenamiento y procesamiento de los datos y lo que tal vez sea decisivo, por las posibilidades financieras y decisiones políticas. En última instancia, la investigación en este campo tomará forma en función de la creatividad, imaginación y entrega de los científicos que trabajen en el área. El cese en la financiación de un tipo particular de sensor puede conducir a un cambio de los intereses científicos hacia otros sensores e incluso otras áreas de investigación. Cuando la Ciencia depende de una tecnología tan costosa como esta, existe además el peligro de que los fondos se destinen al desarrollo de aquellos sistemas que ofrezcan mejores posibilidades comerciales y no científicas. Desafortunadamente, si los satélites para observación de la Tierra se desarrollan desde un punto de vista estrictamente comercial, se limitará el descubrimiento de nuevas aplicaciones marinas aún por llegar.

Las primeras observaciones desde el espacio fueron realizadas en el visible visualmente y mediante cámaras. Sin lugar a dudas el mayor éxito desde un punto de vista oceanográfico en esta banda lo constituyó el CZCS (Coastal Zone Colour Scanner) debido a sus estrechas bandas espectrales, su gran sensibilidad radiométrica y su gran cobertura espacial, lo que permitió obtener una nueva visión de las estructuras productivas en el océano. Aunque ya ha sido construido, aún no existe una fecha exacta para el lanzamiento del sensor SEA-WIFFS, un CZCS mejorado con una banda adicional para eliminar el problema de la corrección atmosférica. De todas formas, los sensores visibles no tendrán nunca el carácter de operacionales (con una continuidad asegurada en el futuro), debido a la imposibilidad de penetrar las nubes.

Dados los logros alcanzados por los radiómetros visibles e IR, es difícil vislumbrar grandes avances en este tipo de sensores. Se podrán usar por ejemplo, detectores de estado sólido, pero los tipos de datos seguirán siendo los mismos. No obstante, sí que es posible esperar que en un futuro no lejano, se desarrollen fluorómetros láser capaces de operar desde satélite y no sólo desde aviones como hasta ahora, lo que constituirá una poderosa herramienta para biólogos, químicos y físicos marinos.

En contraste con los sensores visibles e IR, los de microondas están aún en fase de desarrollo. Aún no sabemos con certeza cómo operan estos sensores, cómo

interaccionan las microondas con la S_m y cómo debemos de interpretar sus datos desde un punto de vista oceanográfico. Lo sorprendente es comprobar que en la actualidad se proponen muy pocos tipos nuevos de sensores para su lanzamiento en satélites. Constituyen excepciones el dispersómetro de dos frecuencias mediante el cual se podrá quizás, obtener mediciones direccionales del oleaje utilizando la resonancia con la diferencia de frecuencias bajas, y el perfeccionamiento de un SAR con suficiente sensibilidad para medir el desplazamiento Doppler debido a las corrientes superficiales. La salinidad de la superficie podrá medirse algún día gracias a una gran antena de microondas pasiva, pero los resultados actuales indican que será difícil separar la señal de las interferencias en esta banda.

Hasta cierto punto, la escasez de nuevos sensores indica que la comunidad oceanográfica ha asimilado de manera incompleta los resultados de los instrumentos existentes. Esta escasez ha sido acentuada por evidentes insuficiencias en los programas nacionales de perfeccionamiento de sensores. En cualquier caso, esta situación está cambiando en esta última década del siglo XX, ya que la mayoría de las agencias espaciales preparan misiones basadas fundamentalmente en sensores activos de microondas.

La década de los 80 ha supuesto un gran desarrollo en el campo de los sistemas de procesamiento de imágenes de bajo coste, lo que producirá a corto plazo un gran impacto en el uso de las imágenes de satélite entre la comunidad oceanográfica.

Una aplicación del procesamiento de datos de satélite que ya está madura para ser desarrollada, es la combinación de imágenes y datos de diferentes sensores del mismo lugar e instante de tiempo. En este sentido, existen varias combinaciones que resultan prometedoras, como por ejemplo, la experimentada recientemente con los sensores CZCS y AVHRR. La comparación de mapas SST obtenidos mediante sensores IR y de microondas podría proporcionar información acerca de la variabilidad espacial de aquellos parámetros que controlan la emisividad en el rango de las microondas. El desarrollo de radiómetros de microondas de baja frecuencia con una mayor penetración superficial, podría proporcionar información acerca de la capa de piel y posiblemente sobre el flujo de calor en la superficie, al comparar estos datos con los de radiómetros IR.

Quizás la comparación más fructífera tenga lugar entre imágenes de sensores activos y pasivos. En general, los primeros miden propiedades de la S_m (rugosidad, altura de oleaje, etc.), mientras que los segundos miden propiedades del agua del mar (temperatura, turbidez, color, etc.). Cuando se encuentren correlaciones entre ambos tipos de imágenes se estará tal vez, en presencia de fenómenos dinámicos en los que la magnitud medida por el sensor pasivo producirá variaciones de la rugosidad superficial, como ocurre por ejemplo en el caso de frentes con manifestación térmica o visible que provocan cambios simultáneos en la rugosidad.

Aunque la comparación de diferentes tipos de imágenes es relativamente nueva en Oceanografía, ha sido empleada con anterioridad en usos terrestres y en el estudio de los hielos polares.

Puesto que la Oceanografía es un campo de estudio relativamente nuevo y vigoroso sería presuntuoso decir que los mayores avances de esta ciencia van a estar ligados al uso de satélites. Sin embargo, además de la visión sinóptica que proporcionan, los sensores instalados en satélites están fomentando también una aproximación multidisciplinar en el estudio del océano, al poner en contacto a científicos y técnicos procedentes de las Ciencias Físicas y de las Tecnologías Espacial, de Radar y de Comunicaciones, entre otras, lo que puede posibilitar la introducción de nuevas aproximaciones, ideas e hipótesis en Oceanografía. Sin lugar a dudas, el mayor reto investigador en Oceanografía por Satélite, tanto para los oceanógrafos como para los expertos en teledetección, consiste en explorar teorías y conceptos y desarrollar aplicaciones que no habrían sido posibles usando solamente técnicas convencionales de observación.

En resumen, los programas previstos por diferentes países, pueden, mediante una coordinación apropiada, satisfacer las necesidades actuales en lo que respecta al tipo y la calidad de los datos oceánicos obtenidos a partir de satélites. Los elementos que faltan potencialmente son los siguientes: una plena cooperación internacional, la continuidad de los datos, un archivo mucho más perfecto y mejores medios de tratamiento por los usuarios de todo el mundo. Los patrocinadores a nivel nacional deberían prestar especial atención a estos temas, si desean que las considerables inversiones en equipo espacial proporcionen los beneficios que los programas justificaban inicialmente.

MODELAJE INVERSO DE LA CIRCULACIÓN OCEÁNICA GLOBAL

Miriam M. de las Heras Caballero

Alfred-Wegener Institute for Polar and Marine Research
P.O.Box 120161, 27515 Bremerhaven, Alemania.

La circulación oceánica es uno de los temas que, aun habiendo sido investigado durante décadas, sigue siendo actual, puesto que todavía quedan muchas cuestiones sin resolver al respecto.

Al ser el número de mediciones restringido, éstas aportan solamente una visión parcial de la realidad. De ahí que se utilicen modelos numéricos para intentar obtener una visión más global de la circulación.

Con este fin, se ha utilizado en nuestro caso un modelo inverso, que resulta de la combinación de uno directo (convencional) con un proceso de asimilación de datos adicional. La asimilación de datos es un procedimiento que incluye mediciones durante el procesamiento del modelo, evitando que los resultados de éste se desvíen demasiado de la realidad.

El modelo que ha sido utilizado aquí es una extensión, a todo el globo, del modelo regional que usó Schlitzer (1993) para describir la circulación del Atlántico. Es un modelo estacionario - se centra, por tanto, en la circulación media y no en la variabilidad - definido sobre una malla de resolución variable. Esto tiene la ventaja de ofrecer una mayor resolución -- de hasta 2.5° de longitud \times 2° grados de latitud - en zonas de alto interés, como archipiélagos, pasajes, crestas, etc. y de adaptarse mejor a la topografía y a la línea de costa. En cambio, el interior de los océanos está cubierto generalmente por celdas de malla de 5° de longitud \times 4° de latitud. El modelo tiene 26 capas en la vertical, cuya anchura oscila a su vez, entre los 60 m en la superficie y los 500 m a 5000 metros de profundidad. Se ha utilizado una topografía realista, basada en datos batimétricos de la marina estadounidense.

En primer lugar se han asimilado datos únicamente hidrográficos, provenientes de más de 26000 estaciones distribuidas por todo el globo. éstas suministran mediciones de temperatura y salinidad desde la superficie hasta el fondo.

Las variables de control del modelo son la velocidad horizontal, el flujo de calor superficial y los coeficientes de mezcla. El modelo está basado en la conservación exacta de la masa, el calor y la sal, que permite calcular la velocidad vertical, así como la temperatura potencial (θ) y la salinidad S en todo el globo, una vez inicializados los parámetros de control. El siguiente paso consiste en evaluar la desviación del modelo respecto a los datos, por medio de una función de coste. Si dicha desviación sobrepasa una cierta tolerancia, comienza la fase de asimilación de datos. El proceso de asimilación consiste en analizar dicha desviación y utilizar esa

información en la búsqueda de nuevos valores iniciales para las variables de control, que produzcan unos resultados del modelo más en concordancia con las mediciones. Esto se consigue minimizando la función de coste. Si al término de esta segunda iteración, la desviación entre temperaturas y salinidades modeladas y medidas continúa siendo inaceptable, se procede a iteraciones sucesivas, hasta que la concordancia entre los datos y el modelo esté dentro del intervalo de valores tolerado.

Tras el proceso de asimilación se obtiene de este modo la circulación oceánica global, así como distribuciones globales de temperatura potencial y salinidad.

Es importante resaltar que, después de la asimilación, este modelo es capaz de reproducir tanto σ_t y S como sus respectivos gradientes con exactitud a nivel global. A su vez, la circulación resultante reproduce todas las corrientes importantes. Según los cálculos de nuestro modelo, la masa de agua que domina - en un 77 % - la compensación del flujo de agua noratlántica profunda en el suratlántico es la de la capa intermedia: agua de salinidad baja proveniente de la región antártica. Por un lado, esta teoría discrepa de la de Gordon (1986) y Gordon et al. (1992), que proponen que la mayor parte de dicha compensación está constituida por agua caliente de la termoclina proveniente del Océano Índico. Por otro lado, la teoría aquí presentada concuerda en general con los resultados publicados por Rintoul (1991). Sin embargo, mientras él defiende que, en el caso de un transporte de calor de 0.3 PW que cruce en dirección norte el paralelo 30° en el suratlántico, no se necesita en absoluto un aporte de agua de la termoclina proveniente del Océano Índico, en nuestro caso el 5% de dicha compensación está compuesto por este agua, que entra en el suratlántico (uniéndose allí a la corriente surecuatorial) al no completar la retroflección de la corriente de Agulhas. El 18 % restante lo forma el flujo de agua antártica de fondo.

Para investigar la sensibilidad de estos resultados respecto al tipo de datos asimilados, se ha llevado a cabo un segundo experimento, añadiendo mediciones de freones (F11 y F12) al conjunto de datos a asimilar.

Las distribuciones de temperatura y salinidad que calcula este segundo experimento siguen estando prácticamente tan próximas a las mediciones como las calculadas en el primer experimento. Sin embargo, se observan ciertas diferencias en la circulación resultante.

El transporte interoceánico se ve afectado sólo débilmente. En ambos experimentos, el intercambio se reduce prácticamente a la región de la Corriente Antártica Circumpolar, salvo en las capas superficiales. Aquí, el Pacífico exporta aproximadamente 10 Sv de la termoclina y 4 Sv de la capa intermedia al Océano Índico a través de Indonesia. A su vez, 0.8 Sv de la termoclina salen del Pacífico por el estrecho de Bering incorporándose a las aguas del ártico, para entrar más tarde al Atlántico por el norte.

Los principales cambios que se producen en la estructura de la circulación, debidos a la información adicional que aportan las mediciones de freones al modelo, se limitan fundamentalmente a la región suratlántica. La relación entre la cantidad de agua antártica intermedia y agua de la termoclina que interviene compensando el flujo de

agua noratlántica profunda, difiere en ambos experimentos. Siendo el transporte de calor que cruza el paralelo 30° en el suratlántico aproximadamente 0.3 PW en ambos casos, el segundo experimento propone una circulación que necesita más agua de la termoclina (un 28 % en vez de un 5 %) y menos agua intermedia (un 54 % en lugar de un 77 %), para cerrar el bucle meridional de la circulación general en el suratlántico. El flujo de agua antártica de fondo no sufre prácticamente variación alguna.

Con todo, en ambos casos la masa de agua antártica intermedia sigue dominando el flujo que cierra dicho bucle en el suratlántico. Como consecuencia, en cualquiera de los casos estudiados el Atlántico es un océano en el que domina la evaporación, necesaria para compensar el aporte de agua de salinidad baja (antártica intermedia) y la salida de agua salina (noratlántica profunda).

Referencias

Gordon, A. L., Interocean exchange of thermohaline water, *J. Geophys. Res.*, 91, 5037-5046, 1986.

Gordon, A. L., R. F. Weiss, W. M. Smethie, and M. J. Warner, Thermocline and intermediate water communication between the south Atlantic and Indian oceans, *J. Geophys. Res.*, 97, 7223-7240, 1992.

Rintoul, S. R., South Atlantic interbasin exchange, *J. Geophys. Res.*, 96, 2675-2692, 1991.

Schlitzer, R., 1993: Determining the Mean, Large-Scale Circulation of the Atlantic with the Adjoint Method, *J. Phys. Oceanogr.*, 1935-1952, 1993.

TRANSPORT, TEMPERATURE, AND SUBMARINE TELECOMMUNICATION CABLES

Ágústa Flosadóttir

Joint Institute for Studies of the Atmosphere and Ocean
University of Washington, Seattle, WA 98115, USA.

Introduction

Seafloor telecommunication cables provide electric connections across wide spans of ocean. This makes it possible to use cables as oceanographic sensors by 1) using a cable as a voltmeter lead to measure motionally induced voltage differences and thereby constrain ocean volume, heat, and salt transports, and 2) using measurements of cable resistance to determine an average seafloor temperature. Both types of measurements are characterized by a natural spatial integration, a temporal continuity, and a potentially long duration. These are qualities highly complementary to the majority of other oceanographic data.

Voltage Differences: Transports

Understanding the fluctuations of ocean currents and their transports is important to humanity for many reasons. Variations of the large scale wind-driven and thermohaline circulations have been linked to the climate on timescales from the decadal to millennial [e.g., Bjerknes, 1964; Broecker, 1991; Latif and Barnett 1996]. Links between physical oceanography, fisheries and coastal ecosystems are being established in many parts of the world ocean [e.g., Hermann et al., 1996; Glenn et al., 1996; Malmberg and Blindheim, 1994]. At present, only the mean circulation can be called even reasonably well determined. Knowledge of the fluctuations, however, is clearly important if we are to observe and understand the natural and anthropogenic variability of the Earth's climate and ecosystems. This is not an easy observational problem, even on moderate spatial scales. Many oceanographic methods measure part of the flow field only, and most are highly intermittent in either space or time. The dangers of temporal aliasing, for instance, are exemplified by the large and rapid variations seen in a number of western boundary current transport time series obtained in recent years [e.g., Imawaki, 1997; Chave et al. 1997; Larsen, 1992].

The voltage difference between two points on the seafloor can be measured with a voltmeter whose leads consist of insulated cables with endpoints in contact with the local ground or seawater. A submarine telecommunication cable can provide one lead, sometimes reaching all the way across an ocean basin. The other lead is usually a short cable connecting the voltmeter to the local ground. Voltages measured in this way include a contribution due to fields induced in the earth and oceans by geomagnetic field fluctuations. The corresponding cable voltages have been used for studies ranging from the Earth's core and mantle to solar and interplanetary fields

[e.g., Chave et al., 1992; Lanzerotti et al., 1993; Lizarralde et al., 1995]. However, at periods beyond a few days for relatively short cables [Larsen, 1992] and a month or so for trans-Pacific scale cables [e.g., Chave et al., 1992; Fujii et al., 1995], cable voltages are usually dominated by motionally induced signals of oceanic origin.

Interest in motional induction by ocean currents began with Faraday's work on the principles of electromagnetic induction [Faraday, 1832]. Motionally induced voltage differences are generated by a dynamo effect when the electrically conducting ocean crosses the Earth's magnetic field [e.g., Longuet-Higgins et al., 1954; Sanford, 1971; Chave and Luther, 1990; Larsen, 1992]. Ignoring displacement currents, self- and mutual induction (see below), Maxwell's equations can be reduced to a time-independent continuity equation for the electric current and Ohm's law for a moving medium,

$$\nabla \cdot \mathbf{j} = 0 \quad (1)$$

$$\mathbf{j} = \sigma (\mathbf{E} + \mathbf{v} \times \mathbf{F}) \quad (2)$$

Here \mathbf{j} is the electric current density, σ is the electric conductivity of the earth and ocean, \mathbf{E} is the electric field in a seabed frame of reference, \mathbf{v} is the water velocity and \mathbf{F} is the steady geomagnetic field, geomagnetic fluctuations and the magnetic fields caused by \mathbf{j} being neglected.

The ocean is surrounded by the relatively good insulators of the solid earth and the atmosphere. For large scale, slowly varying ocean currents, large scale electric currents are usually to first order negligible. Ohm's law is then satisfied by electric charge build-up until the cross-stream electrostatic forces balance the depth-integrated force due to the seawater's motion across the geomagnetic field. The motionally induced horizontal electric field therefore contains information related to the velocity and, through their influence on the electrical conductivity, to the water temperature and salinity. An approximate form for the motionally induced horizontal electric field averaged over an area of a few times the water depth is then given by the depth-integrated, conductivity weighted velocity [Sanford, 1971; Chave and Luther, 1990]. The horizontal component of the electric field is very nearly the same from the sea surface to the seafloor. Furthermore, the problem is quasi-static, so that the electric field can be derived from a scalar potential, ϕ , by

$$\mathbf{E} = -\nabla\phi \quad (3)$$

The line integral of the electric field is therefore path independent, and the voltage difference between two endpoints is given by

$$\Delta\phi = - \int_{\text{Any path between the endpoints}} \mathbf{E} \cdot d\mathbf{l} \quad (4)$$

Non-motional voltages limit the usefulness of cable voltages for ocean circulation studies to a range of periods from a few days up to interannual and interdecadal

scales. At the short period end, external fluctuations such as geomagnetic storms are a significant contribution to cable voltages. In many cases, however, the external signals can be separated from the ocean-generated signals by use of correlations with magnetic field measurements at remote sites (e.g., Larsen, 1989; Chave and Thomson, 1989; Larsen et al. 1996). Another short-period limitation is the usual neglect of self and mutual induction. This is appropriate for low frequencies and moderate spatial scales, such that the induction number, or magnetic Reynolds number, $\omega\mu\sigma L H$ is much less than 1. Here σ is the electric conductivity and the length scales L and H depend on the geometry of the flow and the associated electric current loops [e.g., Sanford, 1971]. Self-induction is thought to be important for the deep-water tides and for basin-wide sloshing modes with periods of a few days [e.g., Larsen 1968; Chave and Luther 1990]. In the DC limit non-motional voltages are due to cable-ocean contact electrochemical biases and to any steady electric currents due to dynamo processes in the Earth's core [Runcorn, 1964; Lanzerotti et al., 1993]. This means that cable voltages are in general useful for temporal fluctuations only. Instability of the cable-ocean contacts can be minimized by careful choice of contact locations and by the use of high-quality electrodes (for a review, see Filloux [1987]). With silver-silver chloride electrodes, Larsen [1992] found drifts in a coastal well to be on the order of a millivolt. On the sea floor, drifts would be expected to be smaller, but this is already small compared with typical long-cable oceanographic signals, which are on the order of tens or undreds of millivolts.

The usefulness of motionally induced voltages for monitoring transports in places where strong currents pass through narrow straits has by now been thoroughly established by the ongoing work in the Straits of Florida. This work has demonstrated a highly linear relationship of the voltage difference with the cross-cable volume transport [Larsen and Sanford, 1986; Larsen, 1992]. Less well known are the favorable results of Bloom [1964] for an approximately 9 km long cable in the easternmost part of the Bering Strait, and recent results from the first year of monitoring a cable across Tsugaru Strait between Honshu and Hokkaido [Rikiishi et al., 1996]. New and proposed strait-monitoring projects include voltages across the strait between Korea and Japan, between Gran Canaria and Tenerife, and across the Caribbean inflow through the Grenada Passage between Trinidad and Grenada.

In the open ocean, it is taking much longer to establish the usefulness of cable voltages in oceanography. Older long-cable studies (for reviews, see Longuet-Higgins [1949], Bullard and Parker [1968], Larsen [1992], Lanzerotti et al., [1993], and Luther and Chave [1993]) tended to suffer from a historical emphasis on either the largest signal, the tides, or on attempts to interpret time-averaged (DC) voltages directly in terms of ocean flows. Tidal timescales are subject to contamination by ionospheric tides, geomagnetic storms and complications due to self- and mutual induction, in addition to the possibility of non-locally induced electric currents. In the DC limit, interpretation is complicated by electrochemical biases and instabilities of the cable-ocean contacts and possibly by steady electric currents from the earth's core. Recent information relevant to the the question of open-ocean voltage interpretation comes from both numerical models and observations. Large scale simulations of motionally induced voltages generated in numerical ocean models have been undertaken by several groups, starting with the English Channel and Irish Sea model

of Robinson [1977]. More recent large-scale modeling efforts include the calculations of Stephenson and Bryan [1992], Palshin et al., [1996], and Tyler et al. [1997]. Most specifically designed for the purpose of addressing the question of long-cable voltage interpretation is the North Atlantic model of Flosadóttir et al. [1997a]. The main result of this work has been to show that a highly linear relationship between voltage and net cross-cable mass transport can prevail over large distances, even with complex flow patterns, realistic topography and earth models [Flosadóttir et al., 1997b]. The conclusion is that although a linear voltage-transport relationship is not universal, it need not be restricted to well-defined ocean currents in narrow straits.

Experimentally, analysis of voltages measured on a 4000-km long cable between Oahu, Hawaii and Point Arena, California, indicates a significant voltage due to large scale, directly wind-driven barotropic currents at periods from 5 to 133 days [Fujii, 1995; Fujii et al., 1996]. Several basin-scale cables in the Pacific are being monitored by scientists at the Earthquake Research Institute of Tokyo University, Bell Laboratories, and Woods Hole Oceanographic Institution. This group is also monitoring a cable across the Japan Sea in collaboration with Russian scientists. A cable between Taiwan and Okinawa is being monitored by scientists at the University of the Ryukyus and National Taiwan University. Further plans are being made for measurements using several cables under the North East Asian Regional Project of the Global Ocean Observing System, NEAR-GOOS [Flosadóttir and Taira, 1997]. In the Atlantic, long-cable work being considered includes proposals to instrument a cable crossing the Gulf Stream between New England and Bermuda, and possibly cables between the Canary Islands and Spain, and between Madeira and Portugal.

Cable Resistance: Temperature

The new technology of submarine telegraph cables revolutionized global communications during the second half of the nineteenth century. An extensive system of seafloor cables materialized with remarkable speed [e.g., Bright, 1898]. For purposes that included break location, and later also included duplex operation (two-way transmission), tests of various electrical properties were made as a matter of routine. These included measurements of cable resistance. Copper resistivity varies with temperature, and cable resistance variations thought to be caused by seasonal variations of ocean temperature were a well known feature of cable testing [Fisher and Darby, 1905; Gulstad and Albertus, 1915].

Records of from a 1906-1962 telegraph cable connecting the East coast of Iceland with the Faeroe Islands have recently come to the attention of scientists [Hansen et al., 1994; Michelsen, 1994; Flosadóttir and Larsen, 1996]. The results indicate that an interpretation of the resistance time series in terms of spatially averaged bottom temperature variations is consistent with both the mean and the seasonal cycle of climatological bottom temperatures at depths of a few hundred meters on the Iceland-Faeroes Ridge. Longer term variations show interesting similarities to time series related to the North Atlantic Oscillation [Flosadóttir and Larsen, 1996].

Measurements of cable resistance could also be considered using modern cables. When the power current on an analog cable in the Straits of Florida was varied by a

small amount, within the tolerance of the in-use telephone system, Larsen [Larsen, 1991] was able to estimate the cable's in-situ resistance by simultaneously recording the voltage and power current. For temperature measurements with active systems, the presence of repeater/regenerator electronics will affect the averaging properties, as will the modern practice of burying the shallowest portion of new cables, and the influence of Joule heating should be estimated. But there is in principle no reason why bottom temperature measurements could not be considered with present-day systems.

References

- Bjerknes, J., Atlantic air-sea interaction, *Adv. Geophys.*, 10, 1-82, 1964.
- Bloom, G.L., Water transport and temperature measurements in the eastern Bering Strait, 1953-1958, *J. Geophys. Res.*, 69, 3335-3353, 1964.
- Bright, C., *Submarine telegraphs: their history, construction, and working*, Crosby Lockwood & Son, London, 1898.
- Broecker, W.S., The great ocean conveyor, *Oceanography*, 4, 79-89, 1991.
- Bullard, E.C. and R.L.Parker, Electromagnetic induction in the oceans, *The Sea*, 4(18), 695-730, 1968.
- Chave, A.D., and D.S. Luther, Low Frequency Motionally-induced Electromagnetic Fields in the Ocean. Part 1: Theory, *J. Geophys. Res.*, 95, 7185-7200, 1990.
- Chave, A.D., D.S. Luther, L.J. Lanzerotti, and L.V. Medford, Geoelectric field measurements on a planetary scale: Oceanographic and geophysical applications, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 1411-1414, 1992.
- Chave, A.D, D.S. Luther and J.H. Filloux, Observations of the boundary current system at 26.5N in the subtropical North Atlantic Ocean, *J.Phys. Oceanogr.*, in press 1997.
- Chave, A.D. and D.J. Thomson, Some comments on magnetotelluric response function estimation, *J. Geophys. Res.*, 94, 14, 215, 1989.
- Faraday, M., The Bakerian Lecture. Experimental researches in electricity - second series, *Philos. Trans. R. Soc.*, 122, 163-194, 1832.
- Filloux, J.H., Instrumentation and experimental methods for oceanic studies, in *Geomagnetism*, edited by J.Jacobs, London, 3, pp. 143-248, Academic, San Diego, Calif., 1987.
- Fisher, H.K.C. & J.C.H. Darby, *Student's guide to submarine cable testing, third enlarged edition*, "The Electrician" Printing and Publishing Co., London, 1905.

Flosadóttir, A.H., J.C. Larsen and J.T. Smith, Motional Induction in North Atlantic Circulation Models, *J. Geophys. Res. Oceans*, in press, 1997a.

Flosadóttir, A.H., J.C. Larsen and J.T. Smith, The relation of seafloor voltages to ocean transports in North Atlantic circulation models: Model results and practical considerations for transport monitoring, *J.Phys.Oc.*, in press, 1997b.

Flosadóttir, A.H. and K. Taira, Observations of Ocean Currents using Submarine Cables, in *Proceedings of the International Workshop on Scientific Use of Submarine Cables, Okinawa, Japan, February 1997*, Committes for scientific use of submarine cables, Japan, and the US steering committee for scientific use of undersea cables, pp. 7-11, 1997.

Flosadóttir, A.H. and J.C. Larsen, Historical seafloor temperature data from routine telegraph cable records, in *Proceedings of the Principal Investigators Meeting of the Atlantic Climate Change Program, Woods Hole, Mass., May 1996*, published by the University Corporation for Atmospheric Research (UCAR), pp. 44-50, 1996.

Fujii, I., *Goelectric potential variations over a planetary scale*, Ph.D thesis, University of Tokyo, Japan, 1995.

Fujii, I., L.J. Lanzerotti, H. Utada, H. Kinoshita, J. Kasahara, L.V. Medford, and C.G. MacLennan, Goelectric power spectra over oceanic distances, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 421-424, 1995.

Fujii, I, A.D. Chave, and L.J. Lanzerotti, Motional induction effect on the planetary scale goelectric potential in the Eastern North Pacific, in *Proceedings of the 13th Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth, Onuma, Japan*, pp. 28-30, 1996.

Glenn, S.M., M.F. Crowley, D.B. Haidvogel, and Y.T. Song., Underwater observatory captures coastal upwelling events off New Jersey, *EOS, June 18, 77*, 233-236, 1996.

Gulstad, K.O.A. & C.V.G. Albertus, *Laerebog i Maalings-Teknik vedroerende Soekabler M.M. til Brug i det Store Nordiske Telegraf-Selskab*, H.H. Thieles Bogtrykkeri, Copenhagen, 1915.

Hansen, B., Joensen, H.P. & Michelsen, V.E., Bottom temperatures between Iceland and Shetland 1906-1962 measured in telegraph cables, *ICES Contributions to Council Meetings 1994/S, 5*, 1-14, 1994.

Hermann, A.J., S. Hinckley, B.A. Megrey, and P.J. Stabeno, Interannual variability of the early life history of walleye pollock near Shelikof Strait as inferred from a spatially explicit, individual-based model, *Fisheries Oceanography*, 5, 59-57, 1996.

Imawaki, S., H. Uchida, H. Ichikawa, M. Fukasawa, S. Umatani, and ASUKA Group, Time series of the Kuroshio transport derived from field observations and altimetry data, *International WOCE Newsletter*, 25, February, 15-18, 1997.

Lanzerotti, L.J., A.D. Chave, C.H. Sayres, L.V. Medford, and C.G. MacLennan, Large-scale electric field measurements on the Earth's surface: A review, *J. Geophys. Res.*, 98, 23525-23534, 1993.

Larsen, J.C., Electric and magnetic fields induced by de sea tides., *Geophys J. R. astron. Soc.*, 16, 47-70, 1968.

Larsen, J.C., Transfer functions: smooth robust estimates by least squares and remote reference methods, *Geophys J.*, 99, 645-663, 1989.

Larsen, J.C., Transport measurements from in-service undersea telephone cables. *IEEE J. Oceanic Engin.*, 16, 313-318, 1991.

Larsen, J.C., Transport and heat flux of the Florida Current at 27°N derived from cross-stream voltages and profiling data: Theory and observations, *Philos. Trans. R. Soc London, Ser. A*, 338, 169-236, 1992.

Larsen, J.C. and T.B. Sanford, Florida Current volume transports from voltage measurements, *Science*, 227, 302-304, 1986.

Larsen, J.C., R.L. Mackie, A. Manzella, A. Fiordelisi, and S. Rieven, Robust smooth magnetotelluric transfer functions, *Geophys. J. Int.*, 124, 801-819, 1996.

Latif, M. and T.P. Barnett, Decadal climate variability over the North Pacific and North America: Dynamics and predictability, *J. Climate*, 9, 2407-2423, 1996.

Lizarralde, D., A.D. Chave, J.G. Hirth, and A. Schultz, Long period magnetotelluric study using Hawaii-to-California submarine cable data, *J. Geophys. Res.*, 100, 19,837-19,854, 1995.

Longuet-Higgins, M.S., M.E. Stern, and H. Stommel, The electrical field induced by ocean currents and waves, with applications to the method of towed electrodes, *Pap. Phys. Oceanogr. Meteorol.*, 13(1), 37 pp, 1954.

Longuet-Higgins, M.S., The electric and magnetic effects of tidal streams, *Mon. Not. R. astr. Soc. geophys. Suppl.*, 5, 285--307, 1949.

Luther, D.S., and A.D. Chave, Observing "integrating" variables in the ocean, in *Proceedings of the 7th Aha Huliko'a Winter Hawaiian Workshop on Statistical Methods in Physical Oceanography*, Jan. 12-15, 1993, pp. 103-130, School of Ocean and Earth Sci. and Technol., Univ. of Hawaii, Honolulu, 1993.

Malmberg, S-A. and J. Blindheim, Climate, cod and capelin in northern waters, *ICES mar. Sci. Symp.*, 198, 297-310, 1994.

Michelsen, V.E., Measurements of sea bottom temperatures between the Faeroe Islands and Iceland and between the Faeroe Islands and Shetland 1906-1962 using telegraph cables, *Ann. Soc. Scient. Far.*, 41, 151-163, 1994.

Palshin, N.A., L.L. Vanyan, and P. Kaikkonen, On-land amplification of the electric field induced by a coastal sea current, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 94, 269-273, 1996.

Rikiishi, K., M. Michigami, T. Araki, K. Shiwaki, R. Eto, K. Taira, and J. Larsen, Cross-Stream Voltages Induced by Ocean Currents in the Tsugaru Strait, Northern Japan, in *Proceedings of the 13th Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth, Onuma, Japan*, 48, 1996.

Robinson, I.S., 1977, A theoretical model for predicting the voltage response of the Dover-Sangatte cable to typical tidal flows, in *A voyage of discovery: George Deacon 70th an. vol*, Pergamon Press, Oxford, 367-391, 1977.

Runcorn, S.K., Measurements of Planetary Electric Currents, *Nature*, 202, 10-13, 1964.

Sanford, T.B., Motionally induced electric and magnetic fields in the sea, *J. Geophys. Res.*, 76, 3476-3492, 1971.

Stephenson, D., and K. Bryan, Large scale electric and magnetic fields generated by the oceans, *J. Geophys. Res.*, 97, 15467-15480, 1992.

Tyler, R.H., L.A. Mysak, and J.M. Oberhuber, Electromagnetic fields generated by a three-dimensional global ocean circulation, *J. Geophys. Res.*, 102, 5531-5551, 1997.

INTERACCION ENTRE EL FLUJO COSTERO Y CAÑONES SUBMARINOS: UN CASO DE ESTUDIO

Jesús M. García Lafuente

Departamento de Física Aplicada II
Universidad de Málaga, España.

Introducción

Los márgenes continentales de los océanos y mares del mundo suelen estar recorridos por corrientes que fluyen paralelas a las isóbatas, es decir, paralelas a la línea de costa, en particular en la zona del talud continental. El origen de tales corrientes es diverso, pudiendo formar parte de sistemas de circulación oceánica más generales lo que las confiere un carácter más permanente, o ser inducidas por fenómenos de naturaleza local. Cuando estas corrientes encuentran accidentes topográficos tan acusados como son los cañones submarinos, ¿son afectadas de alguna manera?. Y en caso afirmativo ¿cómo?. Por otro lado, observaciones en multitud de cañones submarinos situados en los más diversos lugares muestran la existencia de corrientes de marea que los recorren arriba y abajo con regularidad. ¿Existe alguna relación entre ambos fenómenos?. Pensemos en una corriente de carácter más o menos estacionario (con una escala temporal mucho mayor que la asociada a las mareas en cualquier caso) que fluye paralela a costa a lo largo del talud dejándola a su derecha, por ejemplo, y que se encuentra equilibrada geostroficamente. Existirán gradientes de presión en dirección a altamar (en el hemisferio norte) que son compensados por la fuerza de Coriolis. Si en el talud continental existe un cañón submarino, tal balance geostrofico puede no alcanzarse en su interior, dependiendo de la anchura del cañón. Un cañón "estrecho" inhibe los movimientos en dirección transversal por su propia configuración topográfica y los gradientes de presión no son compensados por la fuerza de Coriolis, acelerando el flujo a lo largo del cañón. Finalmente, la fricción y, previsiblemente, los términos no lineales (límite hidráulico) serán los mecanismos limitadores del movimiento a lo largo del eje, dando como resultado un flujo en dirección a altamar. Si la hipótesis de partida fuese una corriente fluyendo paralela a costa con ésta a su izquierda, el flujo resultante a lo largo del cañón tendría sentido inverso. Un ejemplo muy ilustrativo y bien documentado de este mecanismo puede verse en FREELAND y DENMAN (1982). Otros trabajos teóricos de interés sobre estos aspectos y sus implicaciones son los realizados por KLINCK (1988,1989,1996).

Un punto clave en el anterior razonamiento es la "anchura" del cañón. Si el cañón es "ancho" en el sentido de que pueda albergar movimientos transversales a él, entonces su presencia causa un desvío de la corriente geostrofica del talud que tiende a "dibujar" la topografía del mismo. La "anchura" se determina en función de la razón W/L donde W es una longitud característica representativa de la anchura del cañón y $L = \min(W_g, R)$ siendo W_g una anchura característica de la corriente geostrofica y R el radio de deformación. Si el fluido es homogéneo, R es el radio de deformación

externo, usualmente mayor que Wg . En fluidos estratificados (lo típico en oceanografía), R es el radio de deformación interno (R_i) y en estos casos $R_i \ll Wg$ por lo que es norma considerar como criterio discriminador para determinar la naturaleza de un cañón la razón W/R_i . KLINCK (1989) muestra que si $W/R_i < 0.5$ el cañón submarino es "estrecho". En él, las corrientes solo pueden fluir a lo largo de su eje.

En la banda de frecuencias mareal las cosas deben ser distintas. Por ejemplo, supongamos que superpuesta a esa corriente "estacionaria" existen corrientes de marea. En la mayor parte de las circunstancias la superposición de ambas no llega a invertir el sentido de la corriente resultante sino que aparece una modulación mareal. En el marco del anterior modelo aparecería una modulación similar de las corrientes observadas a lo largo del eje del cañón sin producirse inversión de las mismas, en contra de lo que muestran las observaciones. Ello lleva a pensar en otro mecanismo que conduzca el flujo. BAINES (1983) estudia los movimientos de marea en cañones submarinos "estrechos". En su modelo, los gradientes de presión son creados por una marea barotrópica que avanza incidiendo normal a costa. En función de distintos parámetros analiza las corrientes de marea en el cañón relacionándolas con las del talud en puntos próximos a él. Este modelo tendría limitaciones para aplicarlo a casos reales ya que no son muchos los lugares en los que la marea barotrópica avanza perpendicularmente a la topografía. Otra forma de generar los gradientes de presión es a través de la marea interna. En las regiones costeras y como consecuencia de la interacción entre la marea barotrópica y la topografía se generan mareas internas que se propagan tanto hacia costa como hacia el exterior a partir de su lugar de generación. Si bien es cierto que esta marea interna es mucho más notable en aquellas regiones con orientación de las isóbatas favorable (lo que conduce al caso anterior), esta orientación no es condición necesaria dado el carácter local que manifiesta la propia marea interna. Quiere decirse que un accidente topográfico como los cañones submarinos pueden bastarse para originarla (ver PARK 1986). En modelos lineales de generación, el lugar más idóneo para su creación es aquél en el que la pendiente del fondo marino se hace "crítica", es decir, iguala a la pendiente de los rayos, que son las trayectorias a lo largo de las cuales se propaga la energía interna. Si el lugar de generación se encuentra hacia altamar del cañón submarino o de parte de él, los gradientes internos de presión asociados a la onda interna generada que avanza hacia costa pueden producir las corrientes de marea observadas. Estos gradientes cambian obviamente de sentido con la periodicidad de la marea y pueden sobrepasar los asociados a la corriente geostrofica del talud causando el flujo y reflujo observado.

Un Caso de Estudio

En el año 1995 y dentro del Proyecto del Plan Nacional AMB94-0587 se llevó a cabo un estudio del cañón submarino de La Línea, próximo al Estrecho de Gibraltar. Es un cañón estrecho para las estratificaciones que se dan en esta región. El análisis de las observaciones que allí se tomaron hacen pensar que el mecanismo conductor de las corrientes de marea a lo largo de él es el comentado más arriba. En la zona del talud existe una corriente paralela a costa que deja ésta a su derecha, circulación característica de esta región ocasionada por la corriente de agua atlántica entrante por el Estrecho de Gibraltar. Las corrientes medidas en el eje del cañón exhiben un claro

régimen bimodal, las aguas moviéndose periódicamente hacia arriba y hacia abajo con la periodicidad de las mareas. Sin embargo, por encima del cañón, en el talud, la corriente sigue la orientación de las isóbatas en dirección al Estrecho y no llega a invertir el sentido por la acción de las mareas. En esta zona del mar de Alborán existe una clara marea baroclina (GARCIA LAFUENTE y CANO, 1994). Para comprobar si existe relación entre los gradientes internos de presión asociados a la marea baroclina y los flujos a lo largo del cañón se han separado las observaciones de corriente en componentes longitudinal y normal a costa. El comportamiento de las componentes normales en dos estaciones del talud sobre el cañón, una próxima a superficie, la otra justo por encima del cañón evidencia de nuevo el carácter baroclino de la marea. Se ha realizado un test con los datos obtenidos en las estaciones fuera del cañón para comprobar la validez de la bien conocida ecuación del viento térmico (balance geostrófico). El resultado es que, en tanto que para los movimientos de baja frecuencia la ecuación se cumple satisfactoriamente, para las frecuencias de marea no se verifica. Sin embargo, una variante de dicha ecuación en la que no se desprecia el término de aceleración sí se verifica, indicando que para esta banda de frecuencias el balance primordial ocurre entre los gradientes de presión y el término de aceleración, tal y como ocurriría en una onda interna progresiva que avanzase hacia costa en ausencia de rotación. Para que esta visión resulte coherente habría que analizar si la marea interna ha sido generada en algún lugar hacia altamar de las posiciones de observación en el cañón. En GARCÍA LAFUENTE *et al.* (1997) se muestra cómo la pendiente del fondo se hace crítica hacia los 200 m de profundidad, una cota que, de no existir cañón, queda claramente hacia altamar de los lugares de muestreo, dando fundamento al modelo postulado. La presencia de un cañón “estrecho” no debe cambiar la ubicación del presunto lugar de generación ya que este tipo de cañones resultan “invisibles” para la dinámica que ocurre fuera de ellos. Los resultados que se obtienen del análisis armónico de las observaciones son coherentes con esta interpretación (GARCIA LAFUENTE *et al.* 1997), estando las componentes normales de la velocidad en las dos estaciones externas al cañón desfasadas unos 180°.

¿Qué relación guarda todo esto con las observaciones de corrientes en el cañón submarino?. Las fases que se obtienen del análisis armónico de las corrientes de marea en él (que son obviamente normales a costa, NO puede haber componente de corriente transversal al cañón por su “estrechez”) coinciden admirablemente con las normales a costa en la estación del talud inmediatamente por encima del cañón. En un mar de dos capas, esta última estación y las del interior del cañón estarían en la misma capa y por tanto tendrían la misma fase. En la realidad, existen pequeñas diferencias que podrían ser explicadas por el hecho de que, estrictamente hablando, no estamos en un mar de dos capas sino en uno continuamente estratificado (aunque con una pycnoclina bien definida que permite hacer aproximaciones de dos capas con cierta fiabilidad), se ignoran implícitamente fenómenos no lineales (que serán importantes sin duda) y de fricción. Pese a todo ello, el acuerdo de los valores de fase en esas estaciones es bastante satisfactorio. Este resultado indica que los movimientos de agua a lo largo del cañón están ligados directamente con la marea baroclina generada en el talud y resultan amplificados por cuestiones puramente topográficas como ocurre en el modelo ya mencionado de BAINES (1983).

Conclusión

Las observaciones analizadas en el experimento descrito encajan en el siguiente modelo: la marea barotrópica en la zona del cañón, ligada a la onda estacionaria de marea que existe en el Mediterráneo Occidental, fuerza la aparición de una marea interna por interacción con el talud continental (la componente más importante de marea en las estaciones del talud fuera del cañón es la paralela a costa y los valores de fase que tiene esa componente están en muy buen acuerdo con los medidos en el Estrecho de Gibraltar en la capa mediterránea (ver CANDELA *et al.* 1989); ello permite afirmar que la parte barotrópica de la marea es la importante en esas estaciones). El lugar de generación de la marea interna estaría hacia el lado de altamar de los puntos de observación y desde allí avanzaría hacia costa. Los gradientes internos de presión asociados a esta marea baroclina conducen el flujo en la "capa inferior" la cual responde invirtiendo periódicamente la dirección del movimiento normal a costa aunque no simultáneamente en todas las profundidades como es de esperar en movimientos internos. En el cañón submarino, lleno de agua perteneciente a esta "capa inferior", los movimientos están en fase con los observados en la estación del talud inmediatamente por encima del cañón y están amplificados a causa de las restricciones topográficas que impone la topografía del cañón. Como resultado, se observan allí corrientes de marea de notable amplitud.

NOTA FINAL: Lo anteriormente descrito es un resumen de un trabajo realizado como se ha dicho anteriormente en el marco del Proyecto AMB94-0587 del Plan Nacional de Investigación de la CICYT a quien agradecemos su ayuda. Las medidas de campo fueron hechas con la ayuda del Buque Oceanográfico *ODON DE BUEN* del Instituto Español de Oceanografía el cual suple las limitaciones impuestas por su modesto tamaño con su extraordinaria capacidad y habilidad para realizar el trabajo de campo. Nuestro reconocimiento y agradecimiento a este pequeño gran buque y a su tripulación

Referencias

- Baines, P.G., Tidal motions in submarine canyons - A laboratory experiment, *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 310-328, 1983.
- Candela J., Winant, C y Ruiz, A, The barotropic tide at the Strait of Gibraltar, *J. Geophys. Res.*, 95, 7313-7335, 1990.
- Freeland, H.L. y K.L. Denman, A topographically induced upwelling center off southern Vancouver Island, *J. Mar. Res.*, 40, 1069-1093, 1982.
- García Lafuente, J. y N. Cano, Tidal dynamics and associated features in the northwestern shelf of the Alboran Sea, *Cont. Shelf Res.*, 1, 1-21, 1994.
- García Lafuente, J, Sarhan, T., Vargas, M y Cano, N. Tidal motions and tidally-induced flows in La Línea submarine canyon. Remitido al *J. Geophys. Res.* 1997
- Klinck, J.M., The influence of Narrow transverse canyon on initially geostrophic flow,

J. Geophys. Res., 93, 509-515, 1988.

Klinck, J.M., Geostrophic adjustment over submarine canyons, *J. Geophys. Res.*, 94, 6133-6144, 1989.

Klinck, J.M., Circulation near submarine canyons: A modeling study, *J. Geophys. Res.*, 101, 1211-1223, 1996.

Park, Y.H., Semidiurnal internal tide on the continental shelf off Abidjan. *J. Phys. Oceanogr.*, 16, 1585-1592, 1986.

OCEANOGRAFÍA ESPACIAL Y ACTIVIDAD PESQUERA EN EL ATLÁNTICO NORORIENTAL E ÍNDICO SUROCCIDENTAL

Antonio G. Ramos

Unidad de Tratamiento de Imágenes de satélite (UTIS)
Dpto. de Biología. Facultad de Ciencias del Mar. ULPGC.
PB. 550. Las Palmas de GC. Canarias.
e.m. Antonio.ramos@biologia.ulpgc.es

Resumen

Durante las dos últimas décadas, el desarrollo de sensores a bordo de satélites operacionales y de investigación han proporcionado a la humanidad una visión mucho más completa de su entorno, basado en el conocimiento científico acerca de la compleja interacción dentro del ecosistema tierra. La oceanografía, y dentro de ella la bioecología de especies de interés pesquero, no son una excepción. Con este objetivo, la metodología utilizada para ello por la UTIS consiste en la obtención de productos de interés pesquero a partir de imágenes de satélites operacionales o científicos. Los resultados muestran una especial afinidad entre los eventos oceanográficos, cuya signatura espectral es fácilmente identificable desde el espacio, y la acumulación de pescado. Se discuten las posibilidades de la oceanografía espacial para una gestión más adecuada de determinadas pesquerías de gran trascendencia socio-económica.

TRAZADORES QUIMICOS: EL ALUMINIO EN EL ATLANTICO

J.J.Hernandez-Brito

Departamento de Química. Facultad de Ciencias del Mar.

Universidad de Las Palmas de Gran Canaria.

Apartado Postal 550. Las Palmas Gran Canaria. España.

El aluminio es uno de los elementos más abundantes en la corteza terrestre, siendo activamente transportado hacia los océanos a través de los ríos, atmósfera o sedimentos. A pesar de ello, sus concentraciones oceánicas son muy pequeñas (nM) y variables. La causa principal de su reducido tiempo de residencia en aguas oceánicas es su elevada reactividad con el material particulado, tanto biogénico como litogénico. Se ha estimado entre 100 y 200 años para aguas profundas del Océano Pacífico, pero puede reducirse a meses en aguas superficiales eutróficas. Estas circunstancias favorecen la utilización del aluminio como trazador de masas de agua y procesos oceánicos de corta escala temporal. La concentración del metal puede establecer el origen, trayectoria o mezcla de masas de agua.

El Atlántico muestra una elevada variabilidad en la distribución del aluminio disuelto, como consecuencia de los diversos procesos de entrada y mezcla presentes en el mismo. HYDES (1979) comunica un perfil de aluminio del Atlántico noroeste con enriquecimiento superficial (38 nM), un mínimo a 1200 m y concentraciones que se incrementan gradualmente a mayores profundidades. En el fondo, los valores medidos eran similares a los registrados en la capa superficial. Hacia el sur, HYDES (1983) midió la concentración de Al a lo largo de un transecto en la cuenca este del Atlántico (25-35 °N, 10-25 °O) obteniendo elevadas concentraciones en superficie (16-33 nM), bajas concentraciones por debajo de la termoclina estacional (<10nM) y valores más elevados a 1000 m (agua Mediterránea), sin mayores incrementos por debajo de esta profundidad.

Las concentraciones de aluminio en aguas intermedias y profundas del Atlántico norte parecen mostrar una clara relación con el lugar de formación y su tiempo de tránsito. Las distribuciones de aluminio en el agua mediterránea o en el agua del Labrador podrían ser ejemplos claros de esta relación. Las concentraciones de aluminio están también afectadas por la disolución de los sedimentos. El agua noratlántica profunda muestra elevadas concentraciones de aluminio probablemente como consecuencia de la influencia de la plataforma europea y las aguas costeras de la misma. La distribución del metal en aguas superficiales está influenciada, no sólo por las variables físicas, sino también por procesos biogeoquímicos. Las entradas eólicas de material particulado litogénico, la estratificación de la capa superficial o la presencia de actividad biológica elevada son variables que pueden condicionar las distribuciones de aluminio. Además, las mismas presentan una significativa oscilación anual, reflejo de la evolución de las mencionadas variables.

Esta presentación mostrará varios perfiles localizados en el Atlántico y discutirá las ventajas y desventajas de la utilización del Aluminio como trazador oceanográfico.

EL EFECTO DE LAS ISLAS CANARIAS SOBRE LA CORRIENTE DE CANARIAS

**Alonso Hernández-Guerra, Jesús Cisneros, José L. Pelegrí, Ana Antoranz,
Antonio Martínez, Pablo Sangrà y Andry W. Ratsimandresy**

Departamento de Física
Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, España.

Se presentan los resultados preliminares de diversos esfuerzos realizados en el archipiélago canario con el fin de estudiar el efecto de las Islas Canarias sobre el flujo de la Corriente de Canarias, y se discuten brevemente algunos de los pasos que han de darse en los próximos dos años. Estos esfuerzos han sido realizados en el marco de dos proyectos en los cuales participa el grupo CAPO (CANary Physical Oceanography) de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria: FRENTEs, financiado por la CICYT, y CANIGO, financiado por la Unión Europea. Sus objetivos específicos son los siguientes: (a) cuantificar el flujo de la Corriente de Canarias a través de los canales existentes entre Gran Canaria y Fuerteventura, por una parte, y entre las islas más orientales (Fuerteventura y Lanzarote) y la plataforma continental africana, por otra, y (b) estudiar los mecanismos de generación de remolinos al sur de Gran Canaria debidos al obstáculo que supone esta isla para la Corriente de Canarias.

Las mediciones que ya se han obtenido, se están obteniendo o se van a iniciar en un futuro próximo, pueden englobarse en tres grupos: (1) secciones bimensuales de XBTs entre Gran Canaria, Fuerteventura y la plataforma continental africana; (2) instalación de un anclaje con tres correntímetros en el canal situado entre Lanzarote y la plataforma continental africana, y (3) instalación de tres anclajes al sur de Gran Canaria con un total de ocho correntímetros. En este resumen describiremos brevemente cada uno de estos grupos de mediciones.

Las secciones bimensuales de XBTs entre Gran Canaria, Fuerteventura y la plataforma continental africana se iniciaron en noviembre de 1995 como parte del proyecto FRENTEs, y se continuaron a partir de octubre de 1996 con la financiación de CANIGO. A partir de entonces, se han mantenido de forma regular hasta la fecha, habiéndose realizado la última de ellas en marzo de 1997. Estas campañas oceanográficas han sido posible gracias a la inestimable colaboración de la Armada Española, que han puesto a nuestra disposición diversos de sus navíos con sede en Las Palmas de Gran Canaria. En este sentido, hemos de manifestar nuestro agradecimiento a los Jefes de Operaciones en Las Palmas de Gran Canaria (Capitanes Ricardo Sainz de Estrada y Carlos Manuel Petinal Meisi), así como a la tripulación y oficiales de los barcos que han colaborado en las mediciones: Patrullero Grossa (Comandante Gonzalo Díaz), Patrullero Medas (Comandantes Enrique Montesinos), Remolcador Las Palmas (Comandante Julio Albert y Salvador Silva), y Patrullero Centinela.

Las secciones realizadas hasta octubre de 1996 siguieron aproximadamente el recorrido indicado en la Figura 1. A partir de la campaña de enero de 1997 el recorrido ha variado ligeramente (Figura 2) con el fin de que las observaciones coincidan con una sección que discurra por encima de los cinco anclajes que se han instalado entre Lanzarote y la plataforma continental africana (véase más abajo). La separación característica entre estaciones es de 4-5 millas náuticas, lo que permite una resolución espacial adecuada a nivel mesoescalar. Las sondas utilizadas son de la compañía Sippican, modelo T7 (adecuadas para velocidades de hasta 15 nudos), y alcanzan una profundidad de 760 m. La Figura 3 muestra, como ejemplo, la distribución de temperatura entre Fuerteventura y la costa africana en noviembre de 1995 (sección Fuerteventura-Costa Africana de la Figura 1).

Los valores superficiales de temperatura y las estructuras mesoescales que ofrecen estas mediciones pueden ser comparadas con imágenes de la temperatura superficial del agua, obtenidas por satélites NOAA, que son recibidas rutinariamente a través de una antena receptora instalada y mantenida por el Departamento de Señales y Comunicaciones de la ULPGC (véase el resumen presentado por Francisco Eugenio en este mismo volumen) y procesadas por los integrantes de CAPO que trabajan en el área de Teledetección.

A comienzos de enero de 1997 se instalaron cinco anclajes con instrumentación oceanográfica en el canal situado entre Fuerteventura/Lanzarote y la plataforma continental africana, como parte del proyecto CANIGO. De estos cinco anclajes, el más oriental, que corresponde a aguas de 490 m de profundidad, fue diseñado e instrumentado por el grupo CAPO de la ULPGC. Este anclaje contiene tres correntímetros (marca Aanderaa, modelo RCM8) con sensores de temperatura y conductividad, instalados a profundidades de 150, 300 y 450 m, y un ancla de liberación (marca MORS) por debajo del correntímetro inferior. La Figura 4 muestra un esquema ilustrativo de este anclaje. El objetivo primordial de estos cinco anclajes es determinar la variabilidad temporal del transporte de agua y calor a través de este canal, y permitir además verificar la bondad de la aproximación geostrofica en un canal relativamente estrecho.

La sección formada por estos cinco correntímetros coincide con la sección de XBTs antes mencionada, que, con carácter bimensual, se inició en el mes de enero de 1997. La sección de XBTs, sin embargo, está formada por estaciones separadas por una distancia espacial que corresponde a la mitad de la separación existente entre los anclajes. Ello permitirá una mayor precisión en los cálculos, además de disponer de medidas complementarias en el caso de que algún correntímetro no funcione de manera correcta. Además, estas dos secciones (anclajes y XBTs) complementan la sección de XBTs entre Cádiz y Las Palmas (véase resumen de Rodríguez-Santana *et al.* en este mismo volumen), formando una caja cerrada que es adecuada para realizar balances de flujo.

Finalmente, al sur de Gran Canaria se han realizado y van a realizar esfuerzos para obtener series de corrientes de larga duración. El primer esfuerzo consistió en la instalación de un anclaje con dos correntímetros (marca Aanderaa, modelo RCM8) a profundidades de 30 y 70 m, y un ancla de liberación (marca Sonardyne) por debajo

del correntímetro inferior. Este anclaje estuvo instalado en la isóbata de 100 m, en el límite exterior de la plataforma continental al suroeste de Gran Canaria (a la altura de Cabo Descojonado), entre febrero y septiembre de 1996. El correntímetro superior falló pero el inferior obtuvo datos de buena calidad durante un periodo de cuatro meses. La Figura 5 muestra la serie de tiempo de las corrientes registradas por este correntímetro, serie filtrada para eliminar periodos iguales o menores de 25 horas por lo que eliminamos la marea.

Para el mes de abril de 1997 está planificada la instalación de dos anclajes en aguas profundas (superiores a 2000) al sur y suroeste de la isla de Gran Canaria, con el objetivo de observar las características de las corrientes en esta zona y, en particular, de apreciar la generación y evolución de los remolinos ciclónico y anticiclónico ahí observados. Cada anclaje contendrá tres correntímetros con sensores de conductividad y temperatura (marca Aanderaa, modelo RCM8) y un ancla de liberación (marca MORS). Por su parte, el anclaje localizado al suroeste contendrá también tres líneas de termistores con un total de unos 500 m de longitud, propiedad del Centro Oceanográfico de Canarias (Instituto Español de Oceanografía), centro que colaborará en la instalación y análisis de los datos. Ambos anclajes permanecerán en el agua por un periodo mínimo de seis meses, que podría ser ampliado hasta alcanzar un año de duración. Estas mediciones serán complementadas con una campaña oceanográfica, planificada para septiembre de 1997, en la que se realizarán mediciones con diferentes tipos de instrumentos (véase el resumen de Sangrá *et al.* en este mismo volumen).

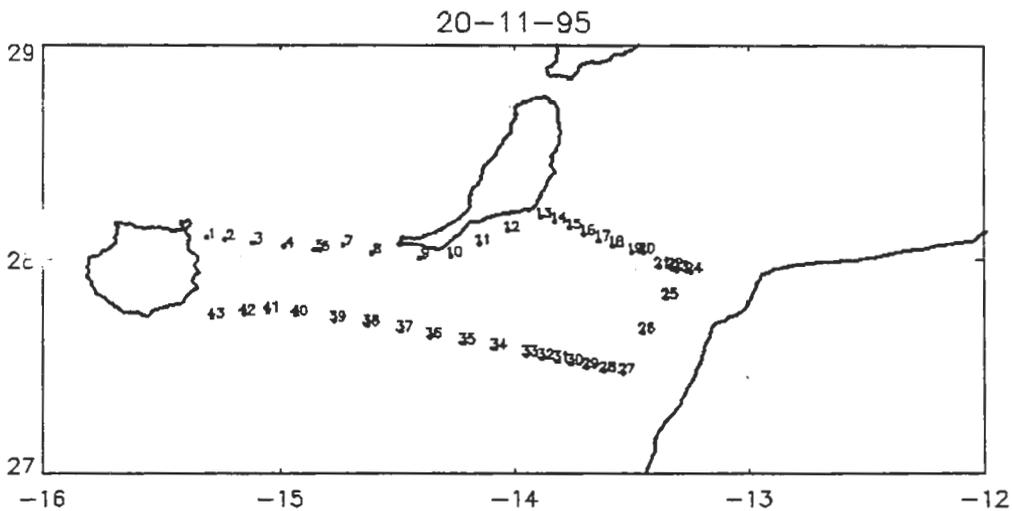


FIGURA 1:

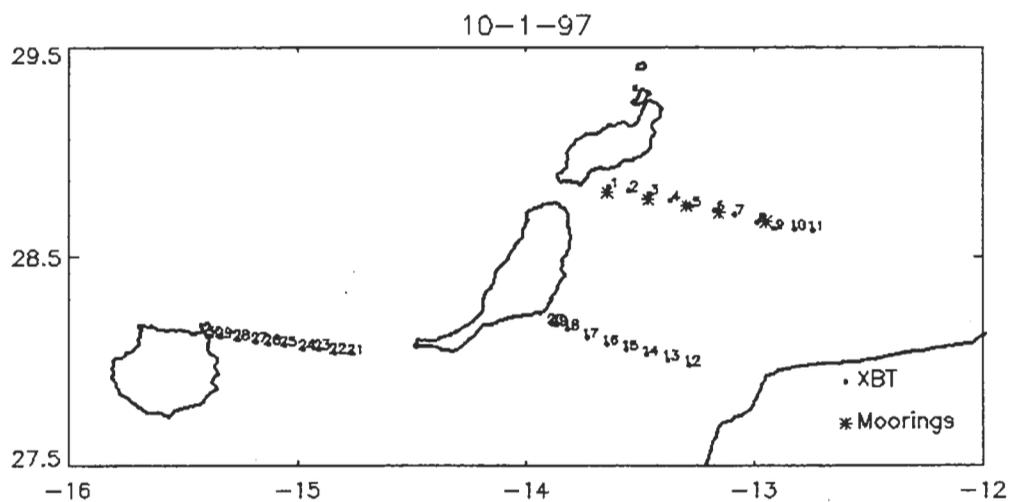


FIGURA 2:

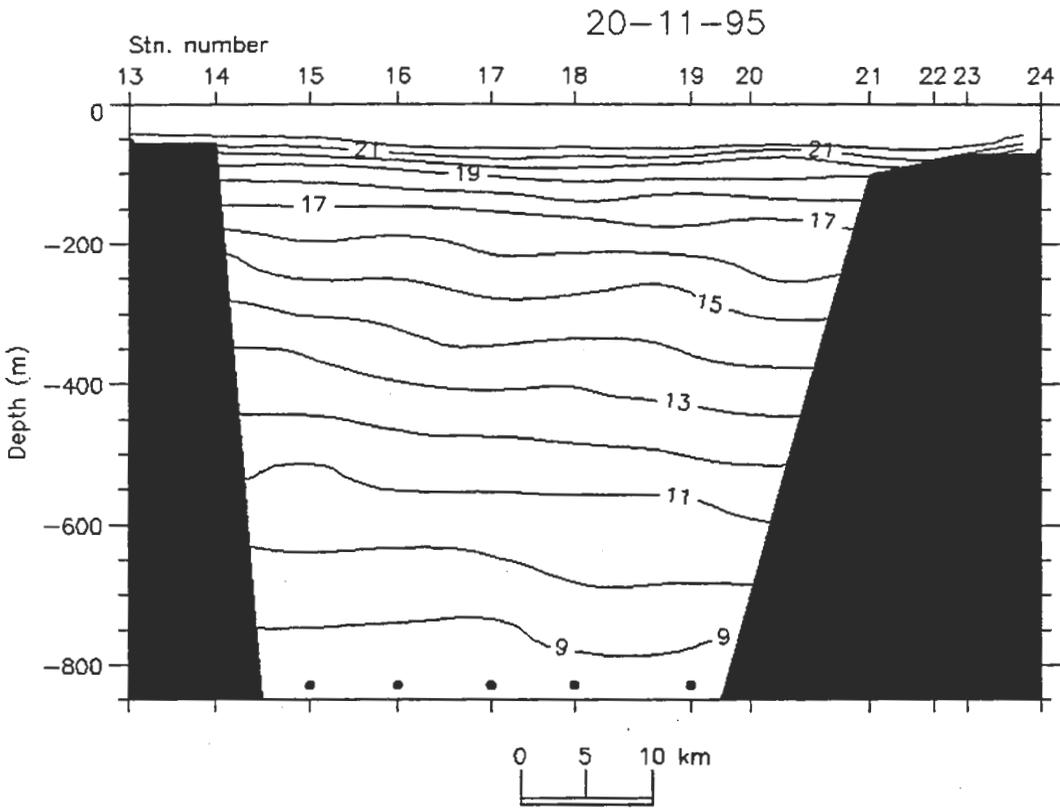


FIGURA 3:

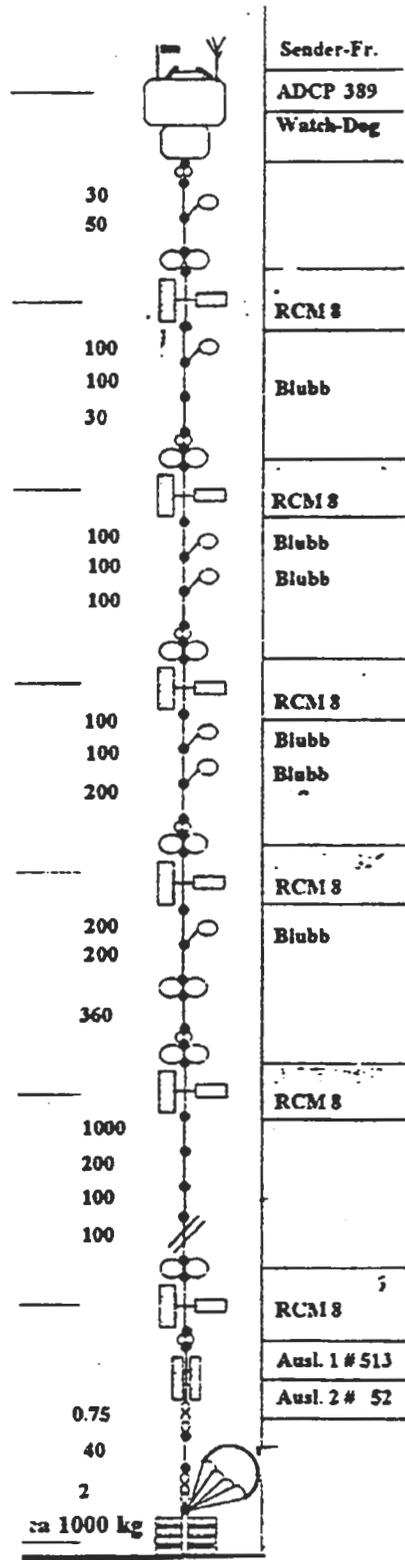
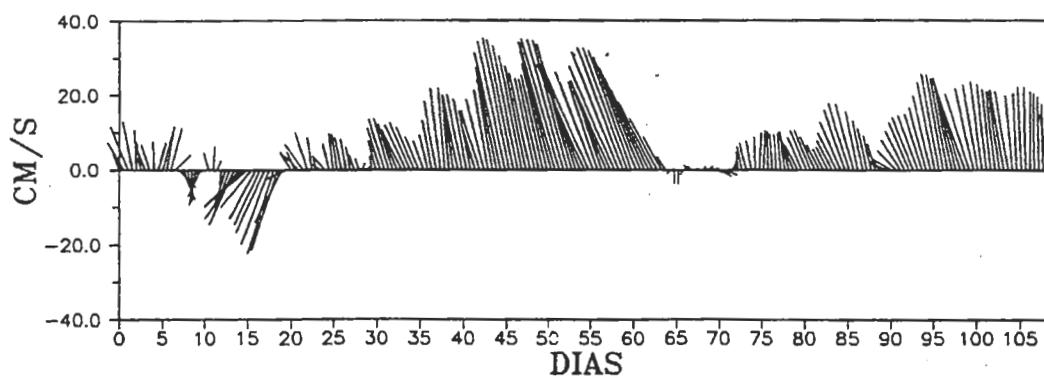


FIGURA 4:

**FIGURA 5:**

USING OCEAN COLOR (CZCS) TO STUDY WINTER PIGMENT VARIABILITY ON THE SOUTHEASTERN U.S. CONTINENTAL SHELF AN 8-YEAR STUDY

Ana Maria Martins

Departamento de Oceanografia e Pescas
University of the Azores, Portugal.

An 8-year time series of winter images of near-surface pigment distributions derived from the Nimbus 7 Coastal Zone Color Scanner (CZCS) was statistically analyzed to investigate variability in chlorophyll *a* and pheophytin *a* distributions on the outer southeastern U.S. continental shelf (also known as, South Atlantic Bight or SAB). A total of 357 CZCS images for the southeastern U. S. continental shelf were obtained from the NASA/Goddard Space Flight Center (GSFC) for the period November 1978 to May 1986. The CZCS archive maintained by the Distributed Active Archive Center (DAAC) at NASA/GSFC was first browsed via video disk [Feldman *et al.*, 1989] to select valid CZCS images for the eight years. The summer months of June, July, August and September were excluded since the focus of this study was on winter variability. All of the resultant CZCS data were processed at the Center for Coastal Physical Oceanography, Old Dominion University, using an interactive satellite data analysis software package (PC-SEAPAK and Unix-SEAPAK) developed by NASA/GSFC [e.g., Darzi *et al.*, 1989; Firestone *et al.*, 1989]. For this study, the Evans scheme (unpublished) method presented in Williams *et al.* [1985a,b] and discussed by Barale *et al.* [1986], McClain *et al.* [1988] was used to convert the CZCS counts (or gray level) to total radiance $L_t(\lambda)$ (where λ is the wavelength of the first 4 CZCS channels, namely; 443, 520, 550, and 650 nm), or calibrated radiances. The CZCS Level-1 images were processed with a "Clear Water Radiance" algorithm for the atmospheric correction [Gordon and Clark, 1981; Gordon *et al.*, 1983a] and with a sensor sensitivity decay correction [Evans and Gordon, 1994]. The procedures and algorithms used in this analysis are summarized and described in McClain *et al.* [1992]. The 2 aerosol correction parameters [McClain *et al.*, 1992]: 1) conceptually similar to the Ångström exponents, $n(443, 520, 550)$ and 2) associated epsilon values, $\epsilon(443, 520, 550)$, and the land/cloud flag threshold values (443, 750) were derived on an image-by-image basis for the years 1978 to 1986. Pigment concentrations (Level-2 images) were obtained using the three-channel pigment algorithm developed by Dennis Clark and given in detail in Muller-Karger *et al.* [1990]. The pigment concentration, in terms of gray level was determined from the scaling conversion used in the satellite data processing system developed at the University of Miami/RSMAS and given in McClain *et al.* [1992]. These images were then remapped to a Standard Mercator Transverse projection consisting of 512 by 512 pixels, occupying a total area from 26 to 36°N and from 75.0 to 81.5°W and registered to the coastline. The pixel resolution obtained was approximately 2 km \times 2 km. Only pigments $< 20 \text{ mg m}^{-3}$ and $> 0.041 \text{ mg m}^{-3}$ were considered in the analysis.

For each image, 4 sub-regions were defined on the basis of circulation and bathymetric features (I-Carolina Capes, II-Charleston Gyre, III-Georgia Embayment, and IV-Florida Straits). Three seasons were defined on the basis of stratification and circulation conditions (fall-from October to November; winter-from December to February; and spring-from March to May). Additionally, 24 across-shelf transects with an average length of 178 km and 21 along-shelf transects of variable length and 21 along-shelf areas of variable size were selected within each sub-region and CZCS-derived chlorophyll concentrations were obtained along these lines. These transects and areas provide coverage of most of the southeastern U. S. continental shelf and fall within isobaths of the inner, middle, outer shelf, or Gulf Stream regions. Statistical methods were then used to assess differences and/or similarities between transects and/or regions in order to characterize monthly to seasonal mesoscale pigment variability in the SAB. Autocorrelations and variograms, as given by Clark [1979] in Yoder [1987], were calculated to determine dominant across and along-shelf scale-lengths associated with non-random structures in each region. CZCS-derived pigment distributions were also compared with contemporaneous *in situ* chlorophyll *a* + pheophytin *a* data available from several hydrographic cruises, which took place in the SAB between 1978 to 1986, to test the accuracy and the robustness of the CZCS-derived pigment concentrations. Finally, chlorophyll spatial patterns were also quantified and related to underlying physical forcing mechanisms.

Overall, the results from the comparison between the CZCS-derived pigments with *in situ* chlorophyll data showed a higher correlation between the CZCS-derived pigment concentrations and the *in situ* total chlorophyll data with increasing depth, suggesting that the sensor can retrieve information from the upper few tens of meters of the ocean. In general however, the correlation values obtained from the comparison between the CZCS-derived pigment distributions and the *in situ* total chlorophyll distributions over the depth ranges of 1-m and interpolated 1-5, 1-10, 1-15, and 1-20 m, did not differ significantly but analysis of the vertical profiles of the *in situ* total chlorophyll distributions from data reports showed that between 1 and 20 m depth the chlorophyll did not change significantly. In the cases however, where the *in situ* pigment distributions exhibited some vertical structure this sensor could underestimate significantly the real distributions.

The results for the temporal analysis of the CZCS-derived pigment concentrations showed that there is a significant long-term trend and a seasonal variation in these values with time. The regression model proposed for the CZCS-derived pigment distributions, incorporated a linear trend +1 seasonal component. Both the trend and the seasonal components, explained $\approx 15\%$, 21% , 12% , 21% , and 16% of the pigment distributions for sub-regions I to IV and for the SAB region, respectively. In all cases, these explained deviations were statistically significant and the regression models proposed provided a good fit to the data. Interestingly, the pigment distributions were represented by negative long-term slopes superimposed on the seasonal component, indicating a gradual decrease of this parameter with time. The decrease in the mean pigment concentrations for the whole SAB region from 1978 to 1986 was $\approx 46\%$. Sub-regions I, II, III, and IV showed a decrease of $\approx 20\%$, 30% , 43% , and 52% , respectively. However, the *in situ* chlorophyll data available for the same time and region does not show this decreasing behaviour of the pigments with time, implying

that other external causes might be responsible for the observed gradual and steady decrease of the CZCS-derived pigments with time. In fact, these results support the existing literature that provide documentation on a gradual degradation of the CZCS's sensitivity with time and a corresponding severe drift in the calibration with different rates of degradation for bands 1, 2, and 3 [e.g., Gordon *et al.*, 1983b; Hovis *et al.*, 1985; Mueller, 1985]. Finally, despite the fact that the long-term and the seasonal components of the proposed regression models were statistically significant, there were still a large percentage of unexplained deviation in the CZCS-derived pigment concentrations, suggesting therefore, that this parameter values reflect as well the sensor short-term variations suggested by suggested by *Evans and Gordon* [1994].

The results from the pigment regression models for all shelf regions, and within each shelf region showed lower pigment concentration values during the spring months and higher during the fall and winter months. Higher mean coefficient of variation (CV) pigment values were found during the winter months. In general however, both the fall and the winter pigment means did not differ significantly but in the inner, middle, and outer shelf regions of the SAB, spring means were approximately 25% lower than the average pigment values for the other 2 seasons combined. In the Gulf Stream region, and in general, for the whole SAB region, spring means were approximately 35% lower than the other 2 season values. Interestingly, the lowest ϵ values were also found during the spring months and the highest mean values for both of these 2 parameters were found during the fall months. Based on the algorithms used, the CZCS -derived pigment concentrations should decrease with a decrease of the estimated ϵ values and this was in fact observed in this study. This implies that the ϵ distributions may be in part responsible for the higher pigment concentrations observed during the fall months and lower during the spring months. However, the ϵ distributions cannot *per se* explain all the CZCS-derived pigment seasonal variation since in this last case, and contrary to what was observed with the ϵ distributions, the highest pigment variances were found during the winter months, rather than in the fall months. Also, in general, both the fall and the winter CZCS-derived pigment means did not differ significantly while the average ϵ values for the fall months were significantly higher than the average ϵ values for the winter months. It is proposed therefore, that the seasonal variation in the CZCS-derived pigment distributions results from both, the effect of the seasonal variation of the estimated atmospheric correction parameters and the natural seasonal cycle of the pigment distributions in the SAB region.

The results for the spatial analysis of the CZCS-derived pigment distributions showed that independently of the atmospheric correction values used, pigment concentrations decrease from the inner to the outer shelf and the Gulf Stream region as expected, with the highest variance values found in general, in the inner and in the outer shelf regions of the SAB. The results from the across-shelf spatial analysis clearly indicated that there is a distinct across-shelf regional variability in the CZCS-derived pigment distributions and that large-scale trends dominate (> 60%) over the other types of spatial scales. Therefore, dominant scales in the across-shelf direction contribute only approximately 20% of the pigment scale lengths observed in the SAB. The results from the analysis of the 8-year along-shelf CZCS data showed correlations between all transects that varied from approximately -0.8 to +1.0, implying therefore, that

along-shelf pigment distributions may not change much with along-shelf distance but they change significantly between shelf regions. In fact, the results suggest that the Capes are the principal source of along-shelf variability in these regions, as referred also by Yoder *et al.* [1987], and that the along-shelf pigment distributions follow the topographic characteristics of these regions. For all areas and in the along-shelf direction, dominant scales dominated now ($\approx 44\%$) over all other types of spatial scales. In general, dominant scales were higher in ≈ 12 (55%) of the 21 along-shelf areas (inner, middle, and outer shelf regions), while no structure scales (outer shelf, and Gulf Stream regions only), and large scale trends (inner shelf regions only) dominated only in 8 (35%) and 2 (10%) of the areas, respectively. This difference may indicate that nearshore processes are more effective in causing mesoscale chlorophyll structure than processes operating farther offshore. In particular, these results show a clear evidence that bottom topography is important to explain the pigments orientation along and across the Capes regions. Also, in the outer shelf regions, the pigment patterns and their scale lengths suggest that shelf break upwelling and across-shelf (onshore) movement of Gulf Stream water induced by its frontal dynamics are the most important process affecting temporal and spatial variability of pigments, as suggested by other authors.

The estimation of the total (all 3 seasons) mean pigment concentrations for each shelf region showed that in general, mean pigment concentrations decreased a factor of 2 times from the inner shelf towards the outer shelf and the Gulf Stream regions with an overall total CZCS-derived mean pigment concentration of 1 mg m^{-3} for the whole SAB. Based on the previous results obtained from the comparison between the CZCS-derived pigment distributions and the *in situ* total chlorophyll concentrations for the same time and locations, it is speculated that a more realistic value would range approximately from a value of 2 to 5 mg m^{-3} , rather than a mean value of 1 mg m^{-3} . It was interesting to see that in general, and for each shelf region, the standard deviation (STD) values did not change significantly between seasons, but in the Gulf Stream region, the STD obtained for the winter season was approximately 2 times $>$ than the STD obtained for the other 2 seasons. These results imply that Gulf Stream dynamics during the winter months, may be responsible for the higher pigment variability observed in this last region. Similarly, and for the inner, middle and the outer shelf regions, the lowest relative variation in the CZCS-derived pigment distributions occurred during the winter season, with the spring months showing a much higher relative variation around the mean values than the fall and the winter months. This seems to reflect that in the latter case, the sources of this increased variability are probably the occurrence of: 1) an increase river discharge during the spring months in the inner and in the middle shelf regions, particularly in regions II and III; and 2) the phytoplankton spring blooms that occur in the middle and the outer shelf regions of the SAB during that period of time.

It was not an objective of this study to analyze physical mechanisms responsible for the observed pigment distributions but it was possible however, to infer some of these mechanisms through the CZCS-derived pigment field structures. In particular, these patterns showed: 1) preferential places in the inner and in the middle shelf regions where river discharge occurs; 2) deflection of the Gulf Stream by bathymetric features, and through the existent differential topography along the shelf break region;

3) typical pigment distributions that follow the approximate location of the shelf regions; 4) approximate position of the Charleston Gyre between the shelf and the offshore displaced position of the Gulf Stream and the typical pigment patterns associated with that feature; 5) large-scale flow of the Gulf Stream and associated mesoscale frontal eddies on length scales of a few kms across the fronts and tens of kms along them, that can be directly related to some of the typical pigment field structures observed in the images; and 6) approximate measure of the speed of the propagation of the Gulf Stream frontal eddies and meanders and the variable position of the Gulf Stream relative to the shelf. In the first case, CZCS imagery one day apart, showed that frontal eddies propagated at an average speed of 60 cm s^{-1} , agreeing with the results proposed by *Lee et al.* [1991], that suggested speeds that ranged from $50\text{--}70 \text{ cm s}^{-1}$.

In general, the longest pigment patches were observed during the spring with bands of higher pigment concentrations that could extent more than 300 km in the along-shelf direction, implying that the rapid utilization of newly nutrients that are introduced to the euphotic zone by upwelling mechanisms results in elongated and fairly continuous patches of near-surface blooms of phytoplankton throughout the middle and the outer shelf regions of the SAB.

Basically, the results from this study imply that at a mesoscale level and at frequencies ranging from daily to seasonal, or inter-annual, the near-surface pigment distributions result from a combination of several factors (*e.g.*, biological, physical) that contribute to the distinct regional patterns that were observed in the across and along-shelf pigment distributions derived from the CZCS for the SAB. However, this study also showed that the long term component of these pigment distributions reflects as well some sensor calibration inaccuracies for its bands. Therefore, any inter annual comparisons of CZCS data, and in particular between the first 3 years and the last 5 years of data, is not advisable, and any future studies that try to address CZCS-derived pigment inter annual variability should consider this problem. A more careful analysis needs to be done in order to understand fully how CZCS-derived pigment relate with *in situ* data, in particular during the periods where the water column is well stratified. Nevertheless, the relationships here presented can be used in future ocean color studies to obtain a better estimation of biomass in the SAB and eventually, these results can be extended as well to other similar coastal systems. This analysis also showed that satellite-derived ocean color measurements can be used to identify patterns that are characteristic of particular physical forcing events. Finally, the results suggest that winter production may be in fact, a significant part of the yearly primary production on this shelf but, to make the most effective use of ocean color techniques, major issues need to be addressed namely in the areas of algorithm development, atmospheric correction, development of new ocean color sensors and parallel refinement of traditional methods of measurement.

References

Barale, V., C. R. McClain, and P. Malanotte-Rizolli, Space and time variability of the surface color field in the northern Adriatic Sea, *Journal of Geophysical Research*, 91,

12,957-12,974, 1986.

Clark, I., Practical geostatistics, *Applied Sciences*, 1979.

Darzi, M., J. Chen, J. K. Firestone, and C. R. McClain, SEAPAK: A satellite image analysis system for oceanographic research, *Preprint Volume*, 5th International Conference on Interactive and Information Processing Systems for Meteorology, Oceanography and Hydrology, American Meteorological Society, Boston, MA, 26-32, 1989.

Evans, H. E., and H. R. Gordon, Coastal Zone Color Scanner "system calibration": A retrospective examination, *Journal of Geophysical Research*, 99(C4), 7293-7307, 1994.

Feldman, G., N. Kuring, C. Ng, W. Esaias, C. McClain, J. Elrod, N. Maynard, D. Endres, R. Evans, J. Brown, S. Walsh, M. Carle, and G. Podesta, Ocean Color: Availability of the global data set, *Eos, Transactions AGU*, 70(23), 634-645, 1989.

Firestone, J. K., G. Fu, J. Chen, M. Darzi, and C. R. McClain, PC-SEAPAK: A state-of-the-art image display and analysis system for NASA's oceanographic research program, *Preprint Volume*, 5th International Conference on Interactive and Information Processing Systems for Meteorology, Oceanography and Hydrology, American Meteorological Society, Boston, MA, 33-40, 1989.

Gordon, H., and D. K. Clark, Clear water radiances for atmospheric correction of Coastal Zone Color Scanner imagery, *Applied Optics*, 22, 4175-4180, 1981.

Gordon, H., D. K. Clark, J. W. Brown, O. B. Brown, R. H. Evans, and W. W. Broenkow, Phytoplankton pigment concentration in the Middle Atlantic Bight: Comparison of ship determinations and CZCS estimates, *Applied Optics*, 22, 20-36, 1983a.

Gordon, H., J. W. Brown, O. B. Brown, R. H. Evans, and D. K. Clark, Nimbus-7 CZCS: Reduction of its radiometer sensitivity with time, *Applied Optics*, 22, 3929-3931, 1983b.

Hovis, W. A., J. S. Knoll, and G. R. Smith, Aircraft measurements for calibration of an orbiting spacecraft sensor, *Applied Optics*, 24, 407-410, 1985.

Lee, T. N., J. A. Yoder, and L. P. Atkinson, Gulf Stream frontal eddy influence on productivity of the southeast U. S. continental shelf, *Journal of Geophysical Research*, 96(C12), 22,191-22,205, 1991.

McClain, C. R., J. A. Yoder, L. P. Atkinson, J. O. Blanton, T. N. Lee, J. J. Singer, and F. Muller-Karger, Variability of surface pigment concentrations in the South Atlantic Bight, *Journal of Geophysical Research*, 93(C9), 10,675-10,697, 1988.

McClain, C. R., G. Fu, M. Darzi, and J. K. Firestone, PC-SEAPAK, user's guide-version 4.0, NASA Technical Memorandum 104557, NASA/Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, 332 pp., 1992.

Mueller, J. L., Nimbus-7 CZCS: Electronic overshoot due to cloud reflectance, *Applied Optics*, 27, 438-440, 1988.

Muller-Karger, F. E., C. R. McClain, R. N. Sambrotto, and G. C. Ray, A comparison of ship and CZCS-mapped distributions of phytoplankton in the southeastern Bering Sea, *Journal of Geophysical Research*, 95(C7), 11,483-11,499, 1990.

Williams, S. P., E. F. Szajna, and W. A. Hovis, Nimbus-7 Coastal Zone Color Scanner (CZCS): Level 2 Data Product User's Guide, NASA Technical Memorandum 86202, NASA/Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, 1985a.

Williams, S. P., E. F. Szajna, and W. A. Hovis, Nimbus-7 Coastal Zone Color Scanner (CZCS): Level 2 Data Product User's Guide, NASA Technical Memorandum 86203, NASA/Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, 1985b.

Yoder, J. A., C. R. McClain, J. O. Blanton, and L. Y. Oey, Spatial scales in CZCS-chlorophyll imagery of the southeastern U. S. continental shelf, *Limnology and Oceanography*, 32(4), 929-941, 1987.

DISPERSION DE ORIMULSION EN EL MAR, SU COLECCION Y RECOLECCION

Pánfilo A. Masciángoli

Departamento de Ecología y Ambiente
INTEVEP, S.A.- Los Teques, Edo. Miranda
Apdo. 76343 - Caracas 1070A, Venezuela

Resumen

La Orimulsión[®] es una emulsión de bitumen en agua, la cual contiene 70% de bitumen, 30% de agua, y un surfactante que se emplea para estabilizar la emulsión. Este producto fue desarrollado por INTEVEP, S.A. y es producido y comercializado por Bitor, ambas filiales de Petróleos de Venezuela, S.A. La Orimulsión[®] se comercializa como un combustible específicamente diseñado para su empleo en plantas generadoras de electricidad y el sector de la industria pesada. Su precio la hace muy competitiva en el mercado, por lo cual ha habido un gran interés a nivel mundial en el uso de este combustible. Actualmente, la Orimulsión[®] es utilizada en Canadá, Inglaterra, Japón, Dinamarca, China, Lituania y Barbados. Otros países, están actualmente empleando el producto a nivel de prueba.

Al igual que otros hidrocarburos, la Orimulsión[®] se transporta mediante tanqueros. Aunque se toman todas las precauciones necesarias, pudieran ocurrir derrames en ambientes marinos, usualmente debido a fallas humanas. Ello obliga al desarrollo de metodologías eficaces para minimizar el impacto de estos derrames en el ambiente.

En experimentos de laboratorio se ha demostrado que cuando se derrama Orimulsión[®] en agua de mar con salinidades mayores de 20 ‰, esta se dispersa horizontal y verticalmente, dependiendo la velocidad de la dispersión del grado de turbulencia del medio. En el caso límite (poco probable en la realidad) cuando la Orimulsión[®] se vierte muy suavemente sobre agua de mar que ha estado suficiente tiempo en reposo, la Orimulsión[®] se esparce horizontalmente, en forma similar a un crudo convencional, sin experimentar dispersión a lo largo de la vertical. Una pequeña perturbación de este sistema que genere cierta turbulencia, producirá la dispersión del producto.

Si se derrama instantáneamente un gran volumen de Orimulsión[®] en el mar, transcurre un cierto tiempo desde el momento del derrame, hasta que todas las partículas de bitumen que forman la Orimulsión[®] estén rodeadas de agua de mar. A partir de este momento, su dispersión puede ser modelada siguiendo un proceso de mezcla turbulento. Ello es debido a que la mezcla entre Orimulsión[®] y agua de mar comienza en la zona de contacto entre ambas, y paulatinamente penetra hasta el centro de la masa de Orimulsión[®], hasta completarse el proceso de mezcla. Este comportamiento, sugiere que cuando se modele el proceso de dispersión de un derrame, debe considerarse primero el proceso de mezcla, y luego el proceso de

dispersión propiamente dicho. Esto último tiene grandes implicaciones en el comportamiento de derrames submarinos, ya que mientras la Orimulsión[®] no se disperse o mezcle completamente, la mancha ascenderá rápidamente debido a su diferencia de densidad con el agua de mar, mientras que el caso de mezcla total, las partículas de bitumen ascenderán según la Ley de Stokes a una velocidad muy baja, limitando las posibilidades de contención y recolección en la superficie.

Con el propósito de conocer el comportamiento de un derrame de Orimulsión[®] en el mar, y posterior desarrollo de técnicas de contención y recolección, se planificó una serie de pruebas con diferentes volúmenes del producto, las cuales culminaron con el vertido experimental de 10 barriles de Orimulsión[®] en forma instantánea, y su seguimiento mediante filmación aérea y submarina, mediciones de concentración de hidrocarburos, y medición de los parámetros ambientales. Del análisis del crecimiento de la mancha, se estimaron los coeficientes de dispersión. Para el coeficiente de dispersión longitudinal (en el sentido del viento y el oleaje local, hacia el Sur) se obtuvieron valores entre 0,1 y 1,2 m²/s, y coeficientes de dispersión transversal entre 0,03 y 0,2 m²/s. El coeficiente de dispersión vertical estuvo alrededor de 0,0002 m²/s.

En todas las pruebas realizadas, la mayor parte de la masa de bitumen se encontraba dentro de los tres primeros metros de profundidad. Su tasa de dispersión, si bien depende del estado de turbulencia del mar, sugiere que bajo condiciones normales del mar, el producto puede ser contenido si se actúa con rapidez.

Posteriores pruebas de campo, demostraron que el empleo de barreras especiales de 3 metros de falda, dejadas a la deriva, permiten contener y evitar la dispersión horizontal, así como reducir la dispersión vertical. Posteriormente, gracias a un esfuerzo conjunto entre Bitor, INTEVEP, S.A. y otras filiales de Petróleos de Venezuela, se demostró a nivel de campo una metodología desarrollada por INTEVEP, S.A. para recolectar el bitumen disperso dentro de la barrera de contención. Mediante esta metodología, denominada FAF (Flotación y Adhesión Forzada), se promueve la adhesión de las gotas de bitumen de la Orimulsión[®] con burbujas de aire inyectado al sistema. Esta mezcla es conducida a un tanque de separación, donde las partículas de bitumen adheridas a las burbujas de aire, ascienden rápidamente hasta la superficie, formando una capa de bitumen, la cual es recolectada mediante desnatadores especiales para productos viscosos y almacenados en tanques, mientras que el agua tratada es vertida al mar.

Los resultados obtenidos en las diferentes pruebas tienden a facilitar la comercialización de la Orimulsión[®], por cuanto los mismos pueden ser empleados en el diseño de planes de contingencia, realización de estudios de impacto ambiental, y modelaje entre otros.

CAMBIOS EN LAS CARACTERÍSTICAS DE LAS MASAS DE AGUA EN EL NORATLANTICO SUBTROPICAL.

Gregorio Parrilla

Instituto Español de Oceanografía.
Corazón de María 8, 28002 Madrid.

En los meses de julio y agosto de 1992 se realizó una campaña dirigida por el IEO, a bordo del BIO Hesperides, a lo largo del paralelo 24.5° N del Océano Atlántico, entre África y las Bahamas. Esta campaña se enmarca dentro del programa World Ocean Circulation Experiment (WOCE). Este proyecto es una componente del Programa de Investigación del Clima Mundial (WCRP). Su objetivo principal es comprender el papel que el océano y su circulación desempeñan en el clima. Entre 1990 y este año tiene lugar el muestreo, cuyos datos se usan para mejorar los modelos oceánicos que más adelante serán acoplados a los atmosféricos.

WOCE ha utilizado todas las tecnologías y métodos oceanográficos existentes para medir, con la mayor precisión posible, la distribución de las propiedades del mar y las corrientes. En el programa colaboran 29 países. Una de las contribuciones de España ha sido la realización de la campaña mencionada.

Esta sección, que WOCE denomina A 5, ya fue muestreada en dos ocasiones anteriores, 1957 y 1981, es una de las secciones oceanográficas mejor conocidas. A esa latitud es donde el transporte oceánico de calor es máximo.

Cuando se han comparado los datos de temperatura para los diferentes años se comprobó que, entre 800 y 2500 m de profundidad, las aguas se habían calentado gradualmente desde 1957, un calentamiento uniforme a lo largo de la sección. El calentamiento máximo se encontró a 1700 m, ocurriendo a una velocidad equivalente a 1°C por siglo. Este cambio es del mismo orden de magnitud que el previsto por los modelos que relacionan el calentamiento con la variación del CO₂, pero el calentamiento observado tuvo lugar en las capas interiores del océano no en la superficie como preveían los modelos.

Parte de nuestra investigación consistió también en ver si este calentamiento iba acompañado por cambios en otras características de las existentes masas de agua y como era ese cambio. Hay dos modos naturales por medio de los cuales la temperatura y salinidad a presiones constantes pueden cambiar:

a) Los cambios se pueden dar a lo largo de la curva T-S definida por las características históricas de las masas de agua, debido a movimientos de subida o bajada de una estructura constante de una masa de agua. La temperatura y la salinidad están relacionadas por la pendiente de la curva T-S.

b) Los cambios pueden ocurrir a lo largo de superficies de densidad constante. Los cambios en T y S compensan la variación de densidad, están relacionadas por la ecuación de estado.

Esta región atlántica es rica en masas de agua. Contiene las aguas superficiales subtropicales y las de la termoclina formadas en invierno; las aguas intermedias (Mediterránea y Antártica); los dos núcleos de la Noratlántica Profunda y la Antártica de Fondo.

Nuestros resultados han mostrado que:

1. El calentamiento interior, a 1100 db, ya reseñado se debe a los dos procesos mencionados. Desde 1957 a 1981 el calentamiento se debió principalmente a un hundimiento de las isopícnas e isoterma en unos 50 db con poca variación en las características de las masas de agua. Desde 1981 hasta 1992 los cambios en la profundidad de las isopícnas fue de unos 10 db en las aguas de la termoclina e intermedias. El calentamiento fue debido principalmente a cambios en las características, temperaturas y salinidades más altas en las superficies isopícnas.
2. Por debajo de los 2000 db, la temperatura y salinidad han disminuido ligeramente. Para el periodo 1957-1981 es difícil establecer la causa del cambio debido a los problemas de determinación de salinidad en 1957. A partir de 1981, los cambios han sido debidos a cambios en las características de las masas de agua.

Referencias

- Bindoff, N.L. and T.M. McDougall. Diagnosis climate change and ocean ventilation using hydrographic data. *Journal of Physical Oceanography*, 24, 1137-1152, 1994.
- Bryden H.L., Griffiths, Lavin, Millard, Parrilla and Smethie.. Decadal changes in water masses characteristics at 24°N in the subtropical N. Atlantic Ocean. *Journal of Climate*, En prensa, 1997.
- Levitus, S. Antonov, Zhou, Dooley, Selemenov, Tereschekov and Michaels. Observational evidence of decadal scale variability in the N Atlantic Ocean, En prensa, 1997.
- Parrilla, G. Lavin, Bryden, Garcia, and Millard. 1994. Rising temperature in the subtropical N Atlantic Ocean over the past 35 years. *Nature*, 369, 48-51, 1994.
- Roemmich, D. and C. Wunsch. 1984. Apparent changes in the climate state of the deep in. Atlantic Ocean. *Nature*, 307, 447-450, 1984.

ESTUDIO DE LAS CARACTERISTICAS DINAMICAS DE LA ZONA A FRONTAL DE CABO VERDE A PARTIR DE DATOS HISTORICOS

Pilar Pérez Rodríguez, José L. Pelegrí y Angeles Marrero

Departamento de Física, Facultad de Ciencias del Mar
Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, España.

En este trabajo presentamos algunos resultados preliminares del análisis dinámico de los datos hidrográficos en la región del frente de Cabo Verde. Estos datos corresponden a campañas realizadas en marzo de 1973 (Atlor II) y noviembre de 1975 (Atlor VII) y han sido reportados por Fraga y Manríquez (1974) y Martínez y Fraga (1978). El area de estudio se muestra en la Figura 1, reproducida de estos autores. Estos mismos datos fueron analizados por Fraga (1974) y Manriquez y Fraga (1982) con el fin de estimar las proporciones de masas de agua a partir de diagramas T-S, pero hasta la fecha no han sido analizados desde un punto de vista dinámico.

Como primer paso hemos representado la distribución de la salinidad, densidad y nitratos en coordenadas verticales, y de la salinidad y nitratos en coordenadas isopícnas, tanto para varias secciones verticales (perpendiculares y paralelas a la costa) como sobre superficies de profundidad y densidad constante. Los datos cubren una franja de unos 200 km de ancho a lo largo de unos 500 km de costa, en la región del afloramiento, pero contienen dos secciones perpendiculares a la costa de unos 450 km de largo. Estas secciones de mayor longitud (H1 y H2 en la Figura 1) permiten localizar la posición del frente de Cabo Verde, o frontera entre Agua Central del Atlántico Norte (NACW) y Agua Central del Atlántico Sur (SACW).

En la distribución de la salinidad sobre la secciones H1 y H2 (coordenadas verticales) pueden observarse intensos gradientes horizontales de densidad en los 300 m superficiales, que alternan en signo sugiriendo que el frente es considerablemente sinuoso. La posición del frente puede determinarse a partir del criterio histórico de la intersección entre la isolinia de salinidad 36.0 y la profundidad de 150 m (Zenk et al., 1991). Los gradientes de la densidad, sin embargo, son considerablemente menores, debido al carácter compensativo de la salinidad y temperatura en la zona. La posición del frente se puede apreciar de forma mucho más clara a partir de las distribuciones de la salinidad (Figura 2) y nitratos en coordenadas isopícnas. Estas figuras muestran además con claridad como este frente inhibe el intercambio, sobre superficies isopícnas, de las propiedades del agua.

También se han representado la distribuciones de la salinidad y nutrientes a diversas profundidades (50 m, 200 m y 600 m) y sobre diversas superficies isopícnas (26.2, 26.7 y 27.2). En todas ellas son claramente visible los fuertes gradientes horizontales/isopícnos que caracterizan la presencia del frente, coincidentes con la posición del frente de acuerdo al criterio de la posición de la isohalina 36.0 (trazo grueso discontinuo en estas figuras). La relativa poca pendiente de las isopícnas y el

efecto barrera del frente al intercambio epipícnico ocasionan que las distribuciones a un nivel dado sean muy similares a las distribuciones sobre la isopicna más cercana.

Las Figuras 3 y 4 muestran la distribución de la velocidad geostrófica (referida a 1000 m) sobre las secciones H1 y H2 en coordenadas isopicnas. Las flechas en la parte superior de estas figuras muestran la localización del frente de acuerdo al criterio de la posición de la isohalina 36.0. Puede apreciarse que en la mayoría de los casos el NACW está caracterizada por velocidades del norte mientras que el SACW viene asociada con velocidades del sur. En algunas ocasiones, sin embargo, esta asociación no existe, lo que sugiere la existencia de movimientos advectivos de toda la zona frontal.

Actualmente se está en el proceso de calcular las líneas de flujo correspondientes al transporte total (con un nivel de referencia de 1000 m) integrado desde la estación más costanera. Los resultados preliminares sugieren una clara asociación entre la posición del frente (línea gruesa a trazos) y la dirección del flujo, fundamentalmente tangente al frente.

La Figura 5, finalmente, muestra la posiciones superficiales de las isotermas de 21,5 y 25,5°C en marzo y noviembre, extraídas a partir de 4 años de imágenes de satélite procesadas por Van Camp y Jewell (1990). El extraordinario desplazamiento meridional de estas isotermas contrasta con la variabilidad a mucho menor escala del frente de Cabo Verde en esos mismos meses.

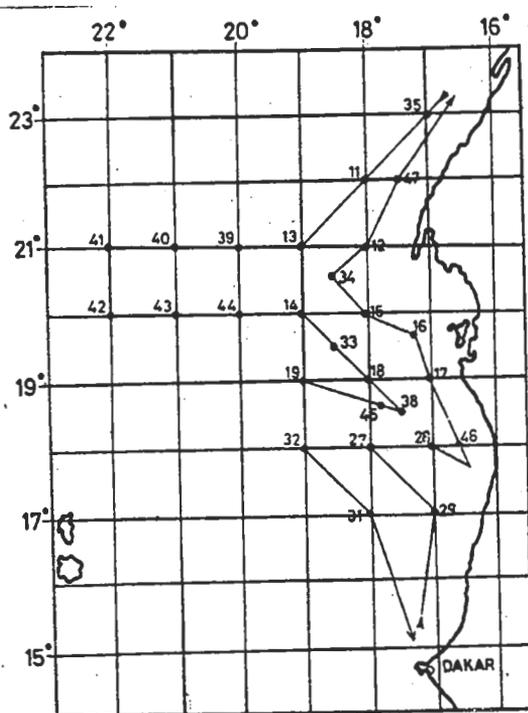


FIGURA 1a :

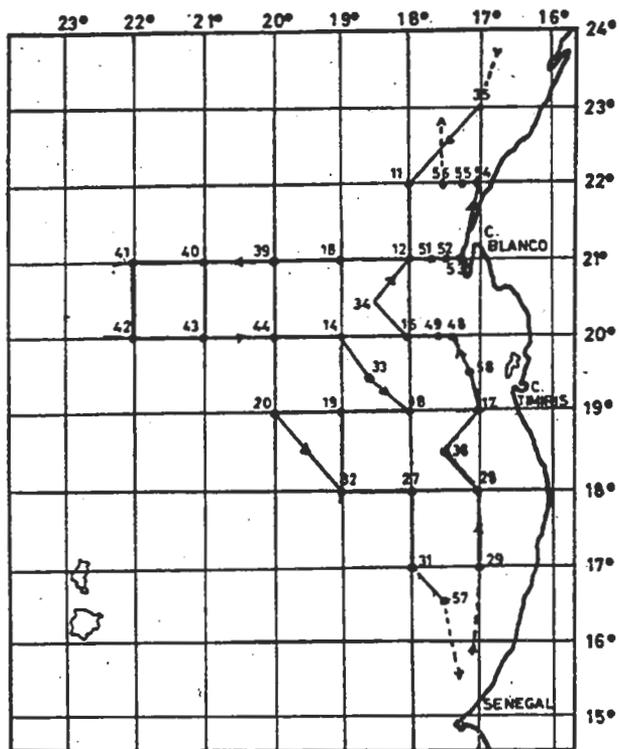


FIGURA 1b:

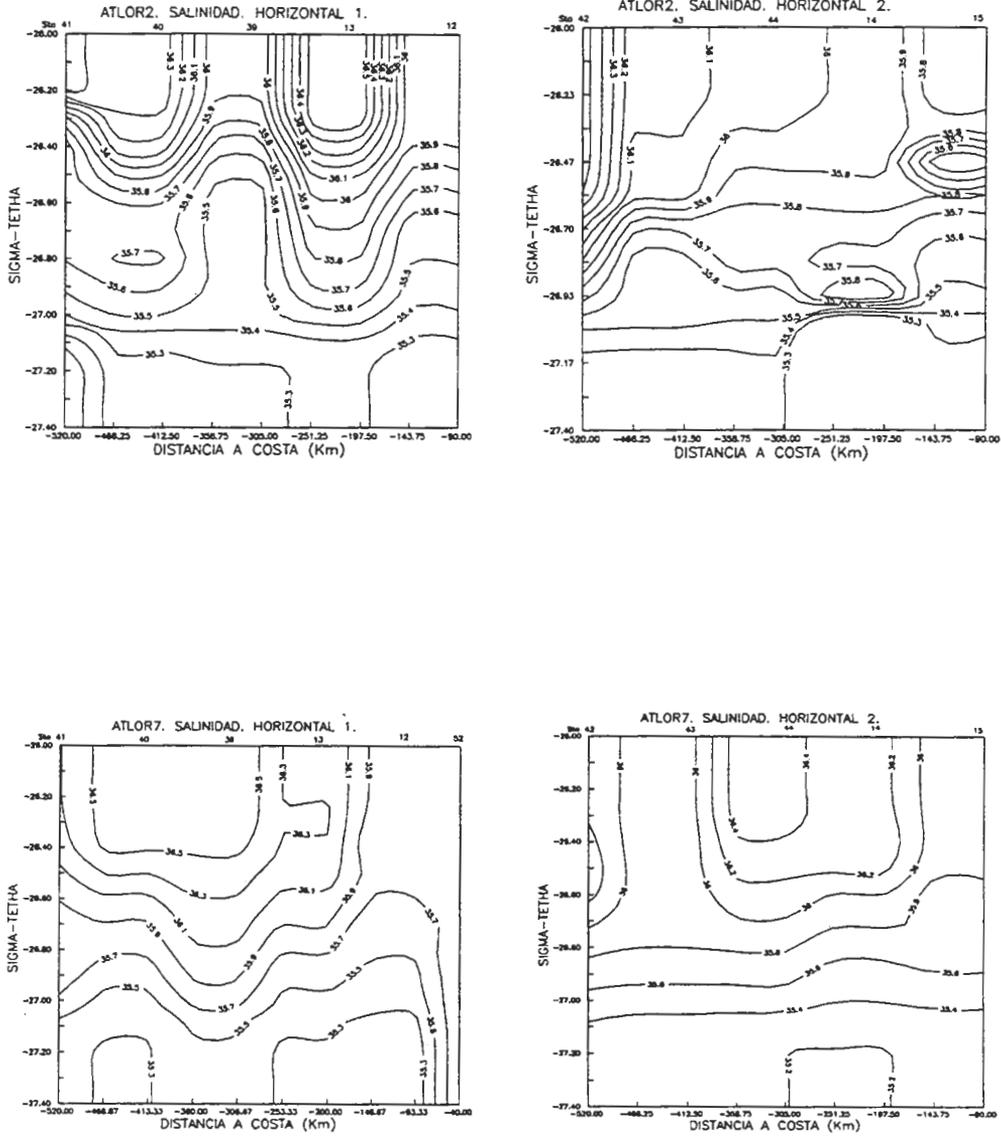


FIGURA 2:

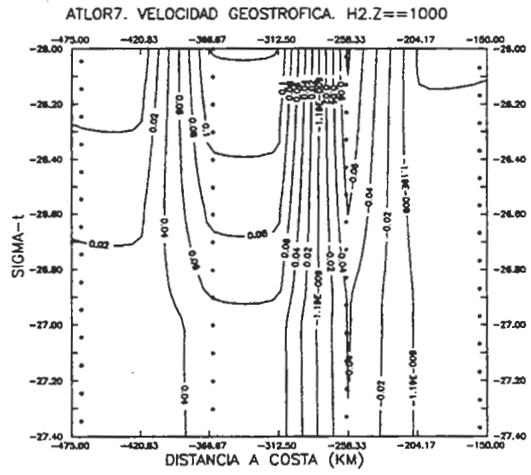
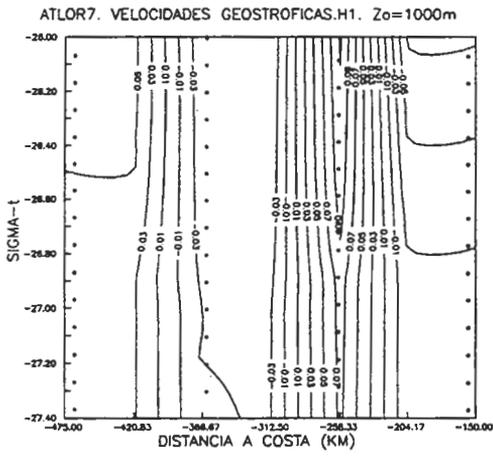
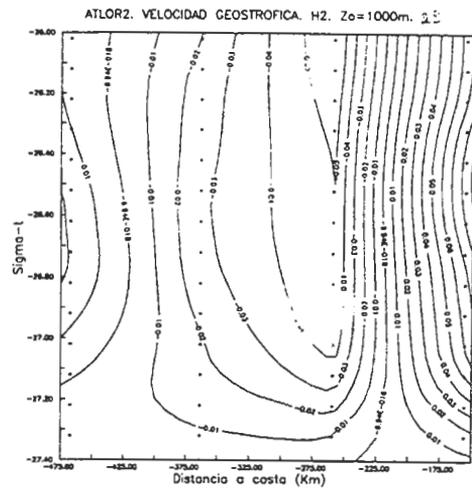
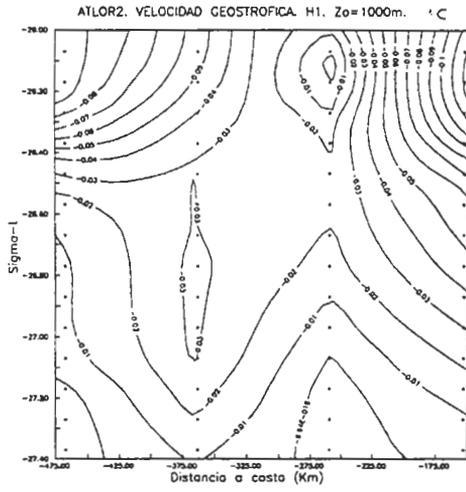


FIGURA 3:

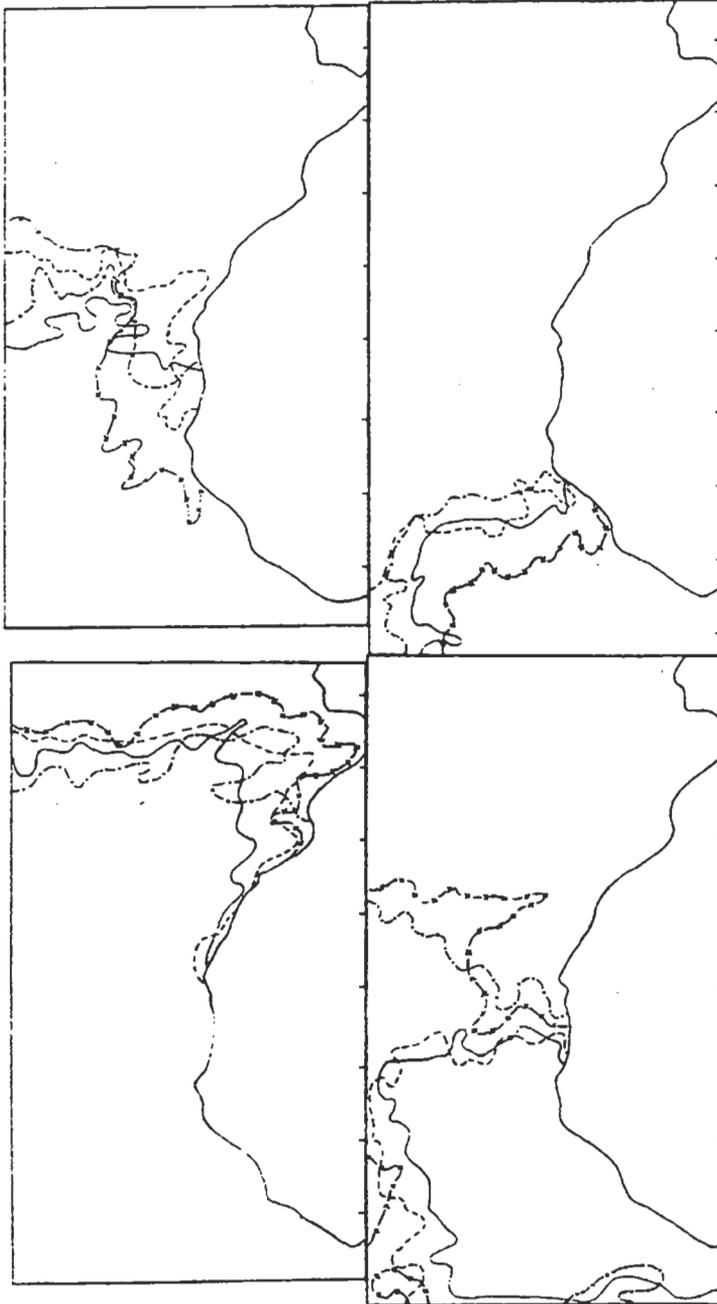


FIGURA 4:

Referencias

Fraga, F, y M.Manríquez, Hidrografía de la región de afloramiento del noroeste de Africa. Datos básicos de la campaña Atlor II del Cornide de Saavedra, *Res. Exp. Cient. B/O Cornide*, 3, 67-87, 1974.

Manríquez, M., y F. Fraga, Hidrografía de la región de afloramiento del noroeste de Africa. Campaña Atlor VII, in *Res. Exp. Cient. B/O Cornide*, 7, 1-32, 1978.

Manríquez, M:, y F. Fraga, The distribution of water masses in the upwelling region off Northwest Africa in November, in *Rapp. P. V Reun. Cons. Int. Explor. Mer*, 39-47, 1982.

Fraga, F., D istribution des masses déau dans lúpwelling de Mauritanie. *Thetys*, 6, 5-10, 1974.

Van Camp, L., y N. Jewell, Time series of monthly maximum sea surface temperatures for the central east Atlantic Ocean as derived from infrared satellite observations. Joint Research Center, 1990.

Zenk, W., B. Klein, y M. Schroder, Cape Verde Frontal Zone, *Deep-Sea Research*, 38, S1, s505-s530, 1991.

GIBRALTAR 94-96. HISTORIA DE UN EXPERIMENTO

Juan A. Rico Palma

Sección de Oceanografía
Instituto Hidrográfico de la Marina
Cadiz, España.

La investigación, en cualquiera de las múltiples ramas de la Ciencia, no puede morir en si misma. El fin último de la investigación es la generación de conocimiento, de modo que si los resultados no son transferidos, si el conocimiento generado no se hace público, habremos convertido lo que era una acción sublime en una entelequia.

Este es principio que anima a la comunidad científica a publicar los resultados de sus investigaciones. No obstante, la naturaleza humana nos incita a presentar dichos resultados de tal forma que sólo se adviertan los éxitos, o bien que los fracasos queden empedregados o difusos.

Convencido de que a partir de los trabajos de un experimento se pueden obtener a la vez conocimiento y enseñanzas, voy a presentar el experimento Gibraltar 94-96 con sus éxitos y fracasos, sus planteamientos, problemas y, por supuesto, su incompleto juego de datos.

Entre Octubre de 1986 y Octubre de 1987 se desarrolló en el Estrecho de Gibraltar una de las acciones más importantes de los últimos tiempos en el campo de la Oceanografía, el "Experimento Gibraltar". La colaboración internacional propició que se concentrase en el estrecho una casi inacabable lista de investigadores. Los resultados de ese experimento fueron tan importantes que dieron lugar a un enorme número de publicaciones y aún hoy, siguen siendo analizados para obtener nuevos conocimientos. No obstante, el Experimento Gibraltar dejó algunas preguntas sin respuesta. Algunas de esas preguntas son las que han servido de base para la realización del experimento "Gibraltar 94-96".

No es este el lugar apropiado para explicar la importancia que, sobre la circulación en el Atlántico, tiene el agua mediterránea que sale por el Estrecho de Gibraltar. Lo cierto es que cualquier intento de confeccionar un modelo de circulación se encuentra con la necesidad de conocer el tamaño del aporte mediterráneo, así como su variabilidad.

La idea fundamental a la hora de plantear este experimento era tratar de obtener una estima fiable de los transportes a través del Estrecho de Gibraltar. A la vista de los resultados del Experimento Gibraltar, el lugar elegido para realizar las medidas fue el Umbral Principal o Umbral de Camarinal.

La existencia de flujo bicapa hace necesaria la observación de la velocidad de la corriente en toda la columna de agua, por lo que el instrumento más adecuado parece ser un perfilador de corriente basado en el efecto Doppler (ADCP).

La superposición de una onda de marea con el flujo bicapa implica que no es suficiente con obtener el perfil de la velocidad de la corriente, sino que es necesario identificar la calidad del agua que se mueve en cada sentido, ya que de otro modo podríamos falsear las estimaciones de transporte de masa. Con esa idea se colocó, tan cerca como fue posible del ADCP una cadena de sensores de temperatura, conductividad y presión Sea-Cat.

Con esta instrumentación desplegada en la situación elegida quedaban cubiertas las necesidades que planteaba el eje fundamental del experimento. Sin embargo, hay una cuestión aún no resuelta sobre el mejor parámetro medible como monitor del intercambio. En este sentido, parece que una buena solución es controlar las oscilaciones de la interfase. Todo estaba dispuesto para ensayar una forma económica para dicho control. La diferencia de presión entre el fondo y la superficie es debida al peso de la columna de agua, por lo que variaciones en la calidad de esta se traducen en variaciones en la diferencia de presión. Dicho de otro modo, podemos seguir las oscilaciones de la interfase mediante el seguimiento de las oscilaciones en la diferencia de presión entre el fondo y la superficie. Con tal fin se instaló un sensor de presión en el muerto de fondeo del ADCP, y, al no ser posible mantener un sensor de presión cerca de la superficie en el centro del estrecho, se instalaron dos, uno en cada orilla, uno en Camarinal y otro en Tanger.

Otras dos cuestiones quedaban también sin respuesta desde el Experimento Gibraltar. Por una parte, el efecto de la marea en la entrada oriental del estrecho aparecía muy enmascarado y no podía extraerse ninguna conclusión fiable debido a los pocos datos disponibles. De otra parte, no se conocen con exactitud los procesos que sufre el agua que llega a una de las entradas del Estrecho de Gibraltar hasta que llega a la salida opuesta, ni siquiera qué parte de ese agua que entra llega a atravesarlo.

El ideal para solucionar estos enigmas sería repetir el mismo dispositivo en la entrada oriental del estrecho. La profundidad en el centro del estrecho en esa zona es de 900 a 1000 metros, por lo que el ADCP queda descartado. En estas circunstancias, se optó por cambiar la cadena de Sea-Cats y el ADCP por una cadena de correntímetros Aanderaa con sensores de presión, temperatura y conductividad. Para el seguimiento de la interfase mediante sensores de presión, se instaló uno en el muerto de fondeo de la cadena de correntímetros y otros dos superficiales, uno en Punta Carnero y otro en Ceuta.

El tiempo, el océano y la mala fortuna fueron modificando la estructura inicial de este experimento hasta que, a su finalización, podemos contar, como casi siempre, con un incompleto juego de datos para resolver nuestras incógnitas.

SEASONAL MODELLING OF THE CANARY CURRENT/COASTAL UPWELLING SYSTEM

Ignacio Rodríguez Sanchez-Arevalo
Programa de Clima Marítimo, Puerto del Estado
Madrid, España.

Summary

The aim of the Department of Clima Maritimo (CM) of Puertos del Estado (PdE) in the framework of the HCM network was to set up and validate a mesoscalar 3-D model of the coastal region of NW Africa and the Canary Islands. This model would allow (using an adequate resolution) the study of the dynamical systems interacting in this complex region: southeastern boundary of the subtropical gyre, flow coming from the equatorial regions and coastal upwelling at the shelf. The CM/PdE version of the HAMSOM model (Institut für Meereskunde, University of Hamburg, IFMH) was intended to be used for this purpose.

Window Model

A window model (Figure 1) area was selected between the Canary and Cape Verdes Archipelagos covering the range between 15°N to 27°30'N and from 22°W to the African coast.

The first part of the work implementation consisted in interpolating in an objective way (Akima, 1978) the available climatologies (1°) to the chosen horizontal resolution for the mesoscalar model (1/6°).

The climatologies used were:

- Levitus data-set (1994) : Temperature and Salinity.
- Issemer and Hasse data-set (1987) for the North Atlantic: Wind stress, Surface Net Heat Flux and Evaporation.
- Legates and Willmott (1989): Precipitation.

The topography (Figure 1) has been taken from the DBDS5 data set with minor corrections for the coastal region.

The model has 48 layers with a variable vertical resolution selected to provide a good resolution in the upper part of the water column. The thicknesses of the layers are as follows: 10 of 4 meters, 6 of 10 metres, 5 of 20 metres, 5 of 40 metres, 5 of 80 metres, 5 of 120 metres, 6 of 200 metres, 4 of 350 metres and 2 of 500 metres. The total number of wet computational points is 2847 (2-D) and 131132 (3-D).

In order to initialise the 3-D model to the selected vertical resolution, an additional linear interpolation of the mass field from the standard Levitus levels has been carried out.

A dynamical adjustment of the interpolated seasonal mass field by means of the model has been used to test its behaviour. The observed features of the seasonal variability as described by geostrophic adjustments (Stramma, 1984; Stramma and Siedler, 1988) and some quasi-synoptic surveys carried out in the area (Zenk et al., 1991; Fiekas et al., 1992), provide a mean of testing the simulated seasonal flow patterns.

It is well known that these kind of models have an intrinsic weakness regarding the definition of open boundary conditions when they are not nested in a larger scale model. In order to improve model performances and avoiding excessive drifting of the mass field, some new implementations in the code have been carried out.

At open boundaries a barotropic adjustment of the free surface elevation has been introduced in order to produce a null pressure gradient perpendicular to the boundary in a geostrophic no motion level, estimated in 1400 m according to Stramma (1984).

Throughout the simulations the difference between the sea surface temperature T_S and the climatological one T^0 have been used to define a correction on the diagnosed net heat flux Q_H^0 according the expression :

$$Q_H = Q_H^0 + \Gamma(T^0 - T_S) \rightarrow \Gamma = - \left[\frac{\partial Q_H}{\partial T} \right]_{T=T^0} \quad \Gamma = 75 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$$

The mass flux at the surface have been introduced by the natural condition of Huang (1993) through the definition of equivalent vertical velocity at the surface w^{eq}_S :

$$w^{eq}_S = w_S + E - P$$

For the advection of properties at the open boundaries a Sommerfeldt radiation condition (Orlanski) has been used for outgoing waves formulated in combination with a restoring condition (5 days) to the Levitus data in case of incoming waves.

The horizontal eddy viscosity has been set constant to $1500 \text{ m}^2 / \text{sg}$ and the vertical eddy viscosity field has been computed by means of a K-L closure scheme developed for these simulations.

Mesoscalar Adjustment of the Seasonal Levitus Climatology

The model has been run during 10 days for each season with a time-step of 10 minutes under climatological surface forcing: wind stress, net heat and freshwater fluxes. After this period the model shows scarce variability for the mean daily flow.

The flow field for the upper 200 m (Figure 2) shows the upwelling coastal jet in the shelf and the Canary Current in the northwestern part of the model, detaching from the coastal boundary between 25°N - 21°N . There are marked differences between winter and summer seasons especially south of cape Blanc. The summer weakening of

northeasterly winds in the southern part of the model produces a coastal jet much less intense than in winter and the area is covered by an oceanic poleward countercurrent due to the intrusion of flow coming from the equatorial regions.

TABLE I

TRANSPORT W-E (Sv) ALONG THE MERIDIAN 21°30'W BETWEEN 27°30'N AND 20°N

Integrated Transport	SUMMER	WINTER	AUTUMN
0-200 M	- 3.064	- 2.352	- 2.61
200-800 M	- 1.261	- 0.514	- 0.53
800-1600 M	0.144	0.485	0.65

TABLE II

TRANSPORT W-E (Sv) ALONG THE MERIDIAN 21°30'W BETWEEN 20°N AND 15°N

Integrated Transport	SUMMER	WINTER	AUTUMN
0-200 M	- 0.736	- 1.481	- 0.81
200-800 M	1.938	0.462	2.41
800-1600 M	0.478	0.229	0.54

The strengthening of the Canary Current in summer (Stramma and Siedler, 1988) is also shown by the simulation (Table I). Fiekas et al. (1992) point out that in winter along 30°W the northequatorial current recirculates 4 Sv in the upper 200 m that agrees with the outgoing flow in the western boundary of the model (Table I and II).

Below 200 m (Figures 3 and 4), the influence of the Canary Current in the region is limited to the upper fringe of the area showing the main part of the model an intense mesoscalar activity with eddies of cyclonic and anticyclonic character which is in agreement with a winter synoptic survey in the region (Fiekas et al, 1992). Seasonal differences in the meridional extension of the Canary Current in lower layers are present in the simulation showing the stretching of the southern limb of the Subtropical Gyre in summer (Stramma and Siedler, 1988).

The velocity pattern in autumn at 130 m depth (Figure 5) is in good agreement with a synoptic survey that season (Zenk et al., 1991) showing in the Cape Verdes Frontal zone the observed range of current (6-8 cm/s) and its alternance in bands of SW and NE directions.

In autumn the flow pattern in the shelf (Figure 6) shows an Ekman depth of around 30 m that is close to the observations in the region (Tomczak and Godfrey, 1994). Also the computed mixed layer depth (18 m) and the flow's vertical structure are in good agreement with the observations in the NW Africa shelf (Lentz, 1992).

The surface temperature in autumn (Figure 7) shows a better agreement than the climatology with the observations that season (Mittelstaedt, 1991), especially in the coastal zone around Cape Blanc and Cape Timiris.

closure scheme for the vertical eddy viscosity coefficients. On the other hand some work which is necessary to initialise the model has allowed us to become acquainted with the climatologies and handling them in a user friendly way.

The dynamical adjustment has not shown the subsurface poleward undercurrent existing close to the slope. Being this a narrow feature it must be due to a lack of resolution of the model because they were present with a diagnostic computation that had been carried out in the context of this work (not presented), which accounts for the topography in a more suitable way.

In all the results of the simulations some influence of the open boundaries is noticeable confirming the difficulty of running the regional model as isolated system.

Future work will include prognostic runs of the window model for yearly climatology or atmospheric forcing from ECMRWF, where open boundary conditions will be provided from basin scale runs carried out using the models of the Institute for Remote Sensing Applications (JRC Ispra) or the Shirshov Institut of Oceanology (St Petersburg, Russia).

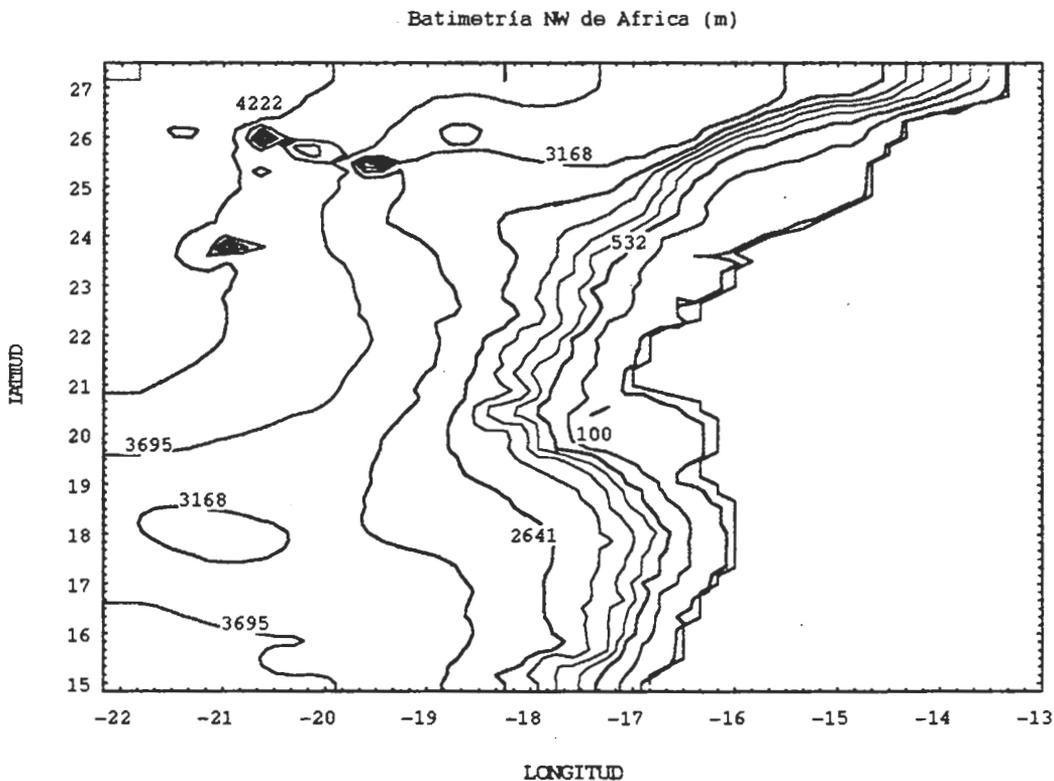


FIGURE 1 Model Topography according the DBDB5 dataset

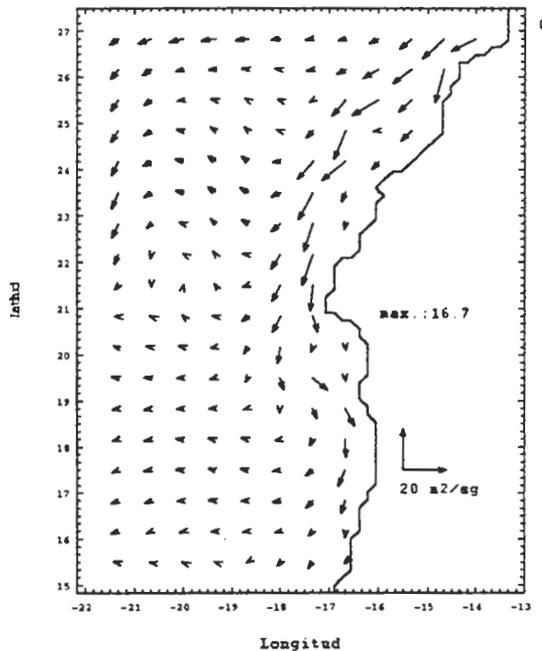
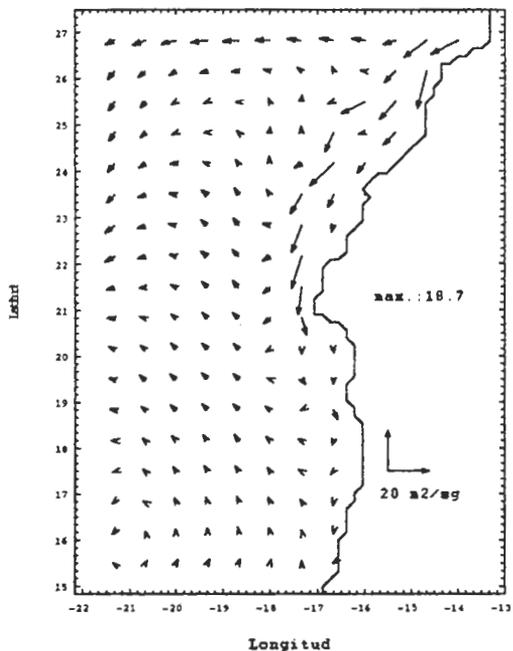
Integrated Flow between 0-200 M

SUMMER

WINTER

transporte 0-200 m. (m^2/s) VERANO Día 10

transporte 0-200 m. (m^2/s) INVIERNO Día 10



Sverdrupian Streamfunction between 0-200 M

SUMMER

WINTER

FUNCIÓN DE CORRIENTE (Sv) 0-200 M. VERANO

FUNCIÓN DE CORRIENTE (Sv) 0-200 M. INVIERNO

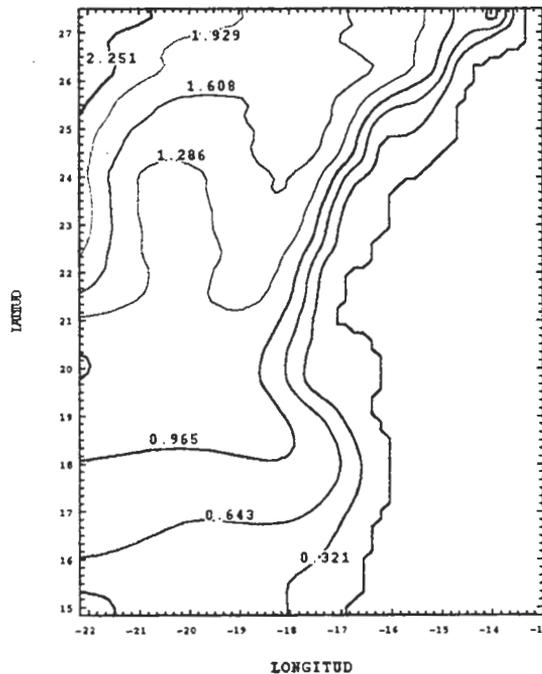
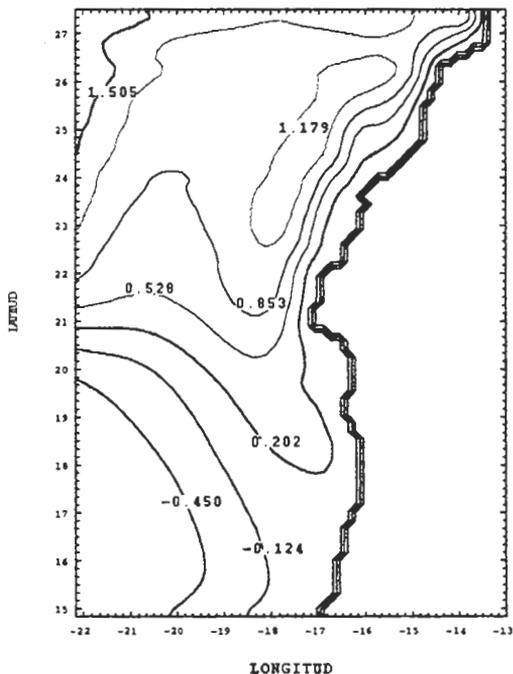


FIGURE 2

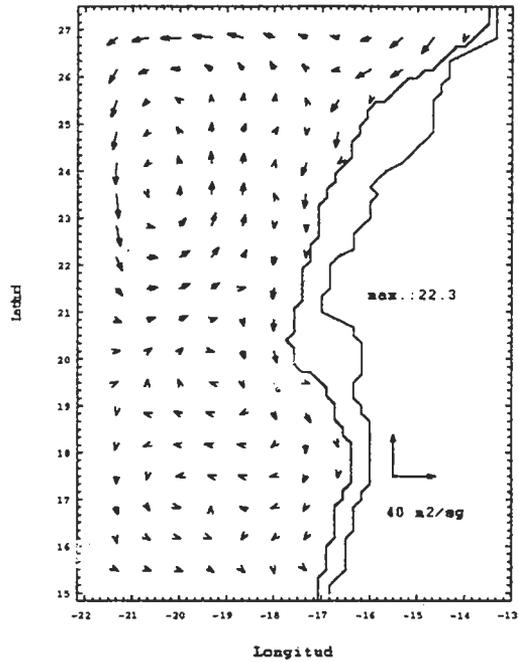
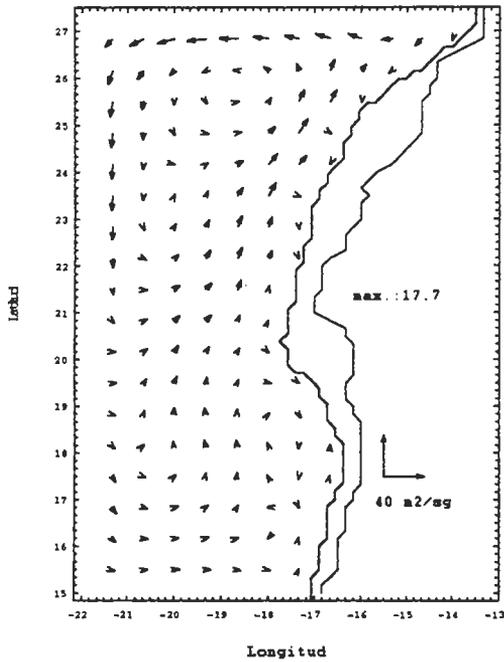
Integrated Flow between 200-800 M

SUMMER

WINTER

transporte 200-800 m. (m^2/s) VERANO Día 10

transporte 200-800 m. (m^2/s) INVIERNO Día 10



Sverdrupian Streamfunction between 200-800 M

SUMMER

WINTER

FUNCIÓN DE CORRIENTE 200-800 M. (Sv) VERANO

FUNCIÓN DE CORRIENTE (Sv) 200-800 M. INVIERNO

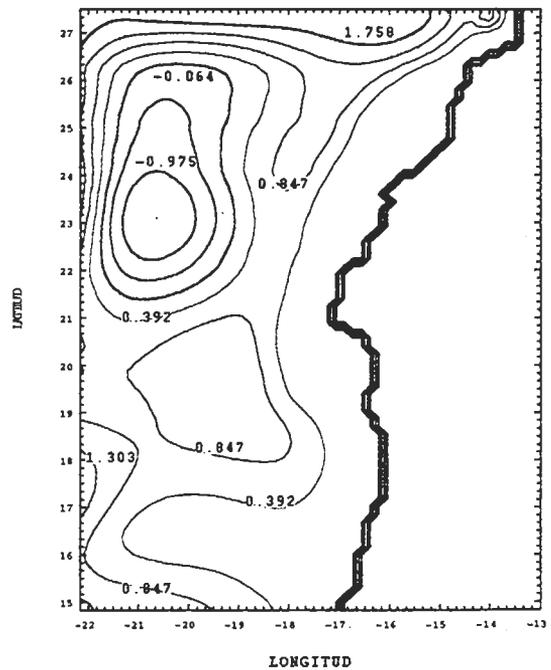
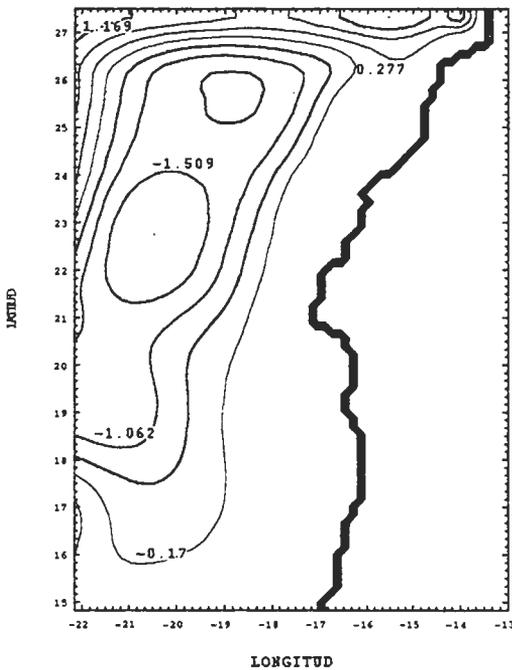
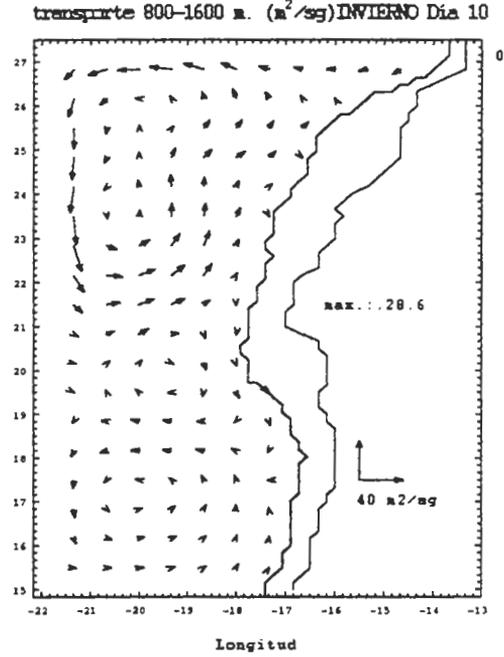
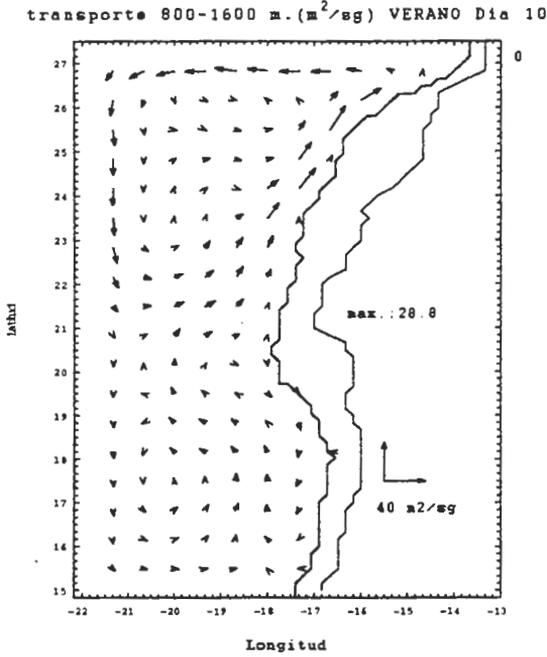


FIGURE 3

Integrated Flow between 800-1600 M

SUMMER

WINTER



Sverdrupian Streamfunction between 800-1600 M

SUMMER

WINTER

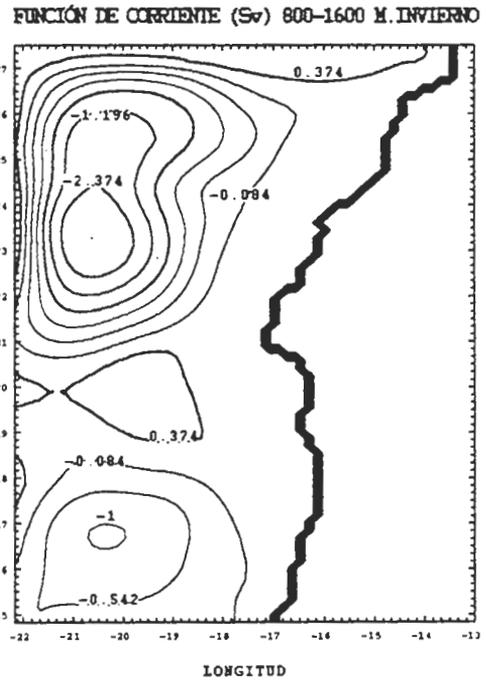
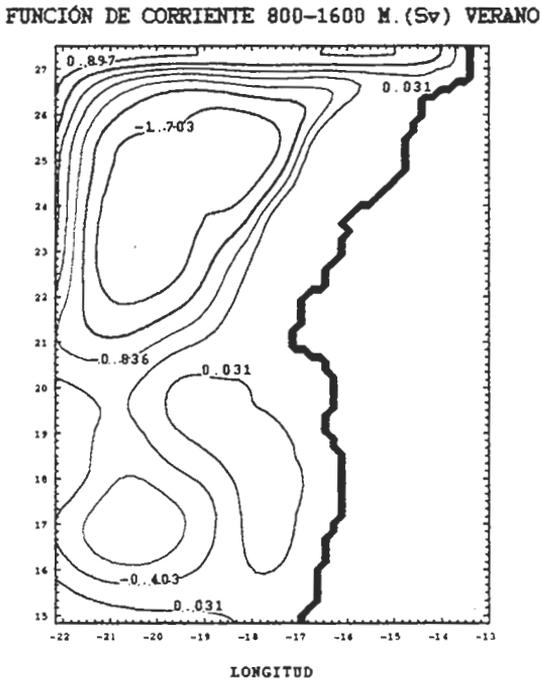


FIGURE 4

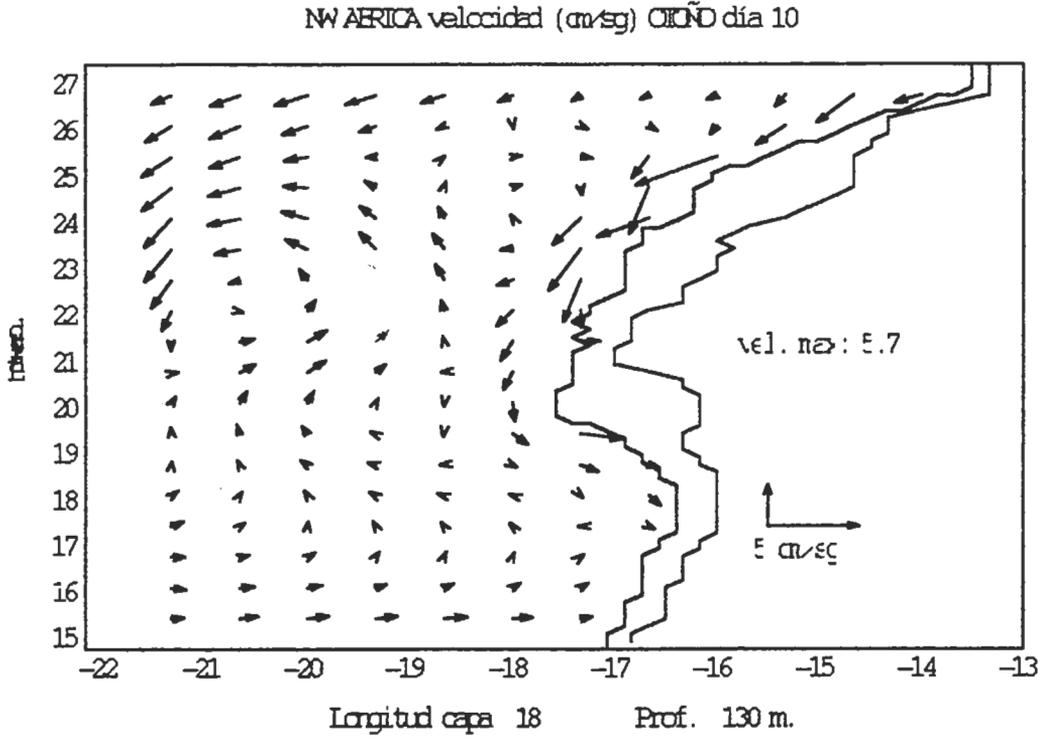


FIGURE 5 Velocity in fall at depth 130 m after 10 days

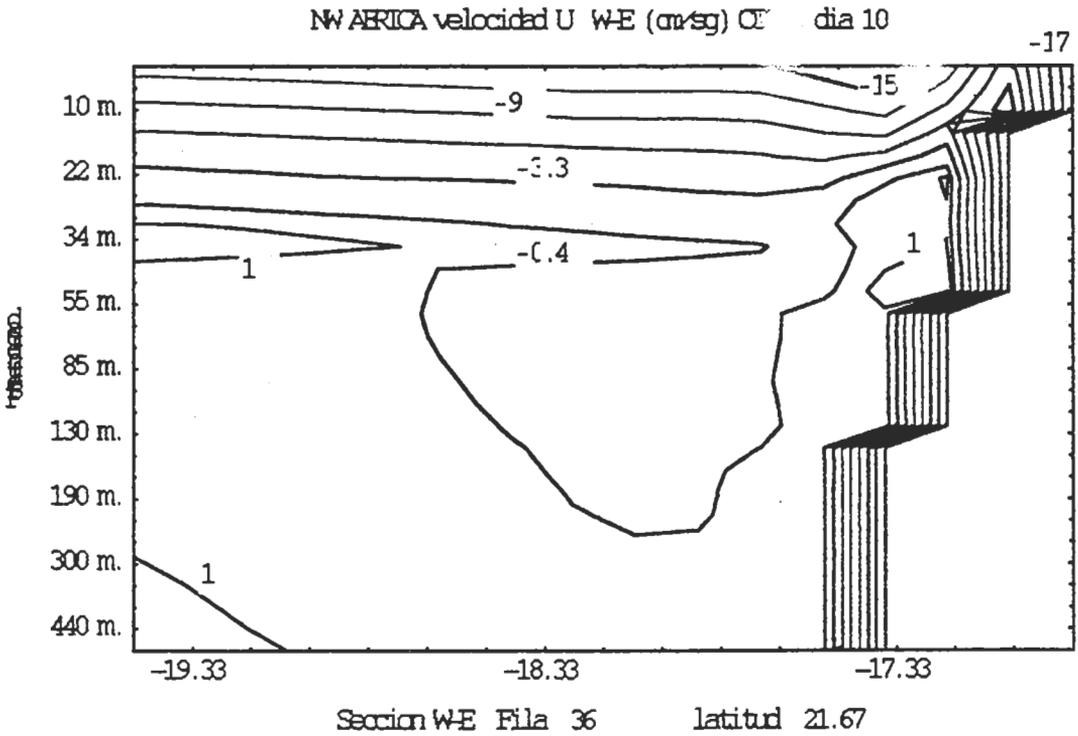


FIGURE 6 W-E Velocity at Section 21°40'N in autumn

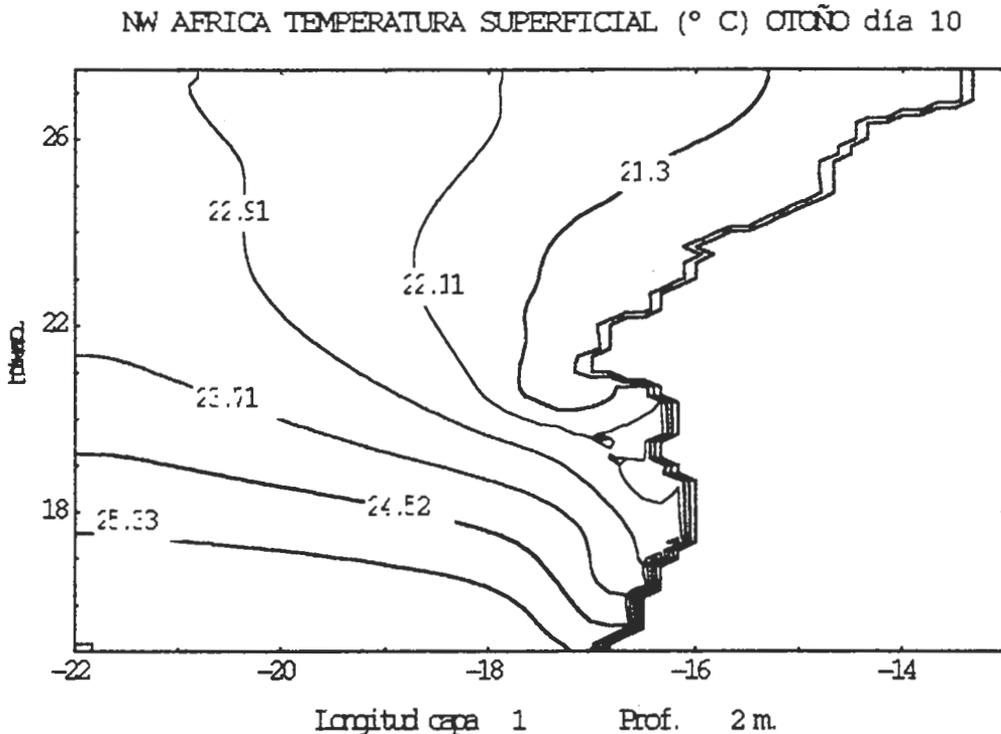


FIGURE 7 Surface Temperature in autumn after 10 days

References

- Akima, H., A method of bivariate interpolation and smooth surface fitting for irregularly distributed data points. *ACM Trans. Math. Software*, 4 (2), 148-159, 1978.
- Fiekas, V, Elken J., Müller T. J., Aitsam A., Zenk W., A view of the Canary Basin thermocline circulation in winter. *J. Geophys. Res.*, 97, 12495-12510, 1992.
- Huang, Rui Xing, Real fresh-water flux as a natural boundary condition for the salinity balance and thermohaline circulation forced by evaporation and precipitation. *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 2428-2446, 1993.
- Isemer, H-J and I. Hasse, The Bunker climate atlas of the North Atlantic Ocean. Vol 2: Air-Sea interactions. Springer-Verlag. Berlin. 252 pp, 1987.
- Lentz, J. C , The Surface Boundary Layer in Coastal Upwelling Regions. *J. Phys. Oceanogr.*, 22, 221-235, 1992.
- Levitus, S., Climatological atlas of the world ocean . NOAA profesional paper 3. US Government Printing Office, Washington D.C., 173 pp., 1982.
- Mittelstaedt, E., The Ocean boundary along the North-West African coast: Circulation and Oceanographic properties at the sea surface. *Prog. Oceanog.* 26, 307-355, 1991.
- Stramma, L, Geostrophic transport in the warm water sphere of the eastern subtropical North-Atlantic. *J. Mar. Res.*, 33, 209-223, 1984.

Stramma, L., Geostrophic transport in the warm water sphere of the eastern subtropical North-Atlantic. *J. Mar. Res.*, 33, 209-223, 1984.

Stramma, L. and G. Siedler, Seasonal Changes in the North Atlantic Subtropical Gyre. *J. Geophys. Res.*, 93, 8111-8118, 1988.

Tomczak, M. and J. S. Godfrey, Regional Oceanography: an introduction, Pergamon, 422 pp., 1994.

Zenk, W., B. Klein and M. Schröder, Cape Verde Frontal Zone. *Deep-Sea Research*, 38-suppl., 506-526, 1991.

VARIABILIDAD ESTACIONAL EN LA CUENCA DE CANARIAS ORIENTAL A PARTIR DE OBSERVACIONES CON XBT

**Angel Rodríguez-Santana, Angeles Marrero, J. L. Pelegrí ,
Alonso Hernández-Guerra, Andry W. Ratsimandresy, Pablo Sangrà**

Departamento de Física
Universidad de Las Palmas de Gran Canaria
Las Palmas de Gran Canaria, España.

Se presentan las mediciones de temperatura de la columna de agua hechas durante los dos últimos años en la parte oriental de la Cuenca de Canarias, principalmente a lo largo de las líneas Cádiz-Gran Canaria, Lisboa-Madeira y Madeira-Gran Canaria (Figura 1). Estas líneas configuran una caja cerrada en esta zona, lo cual eventualmente permitirá establecer balances de flujo para la misma. La selección de las líneas se ha realizado en base al patrón medio de circulación para la zona, que supone que la Corriente de Canarias realiza un lazo anticiclónico, con flujo predominante hacia el Este al norte de Madeira y hacia el Suroeste al sur de este archipiélago. La porción donde las características del flujo son más desconocidas es probablemente el extremo oriental de esta caja, la cual se ha cerrado con una línea aproximadamente paralela a la costa pero exterior al talud continental. En este extremo se supone que el flujo incide sobre el talud y la plataforma continental al norte de Cabo Ghir y posiblemente recircula hacia el interior mediante el flujo expulsado en el filamento de Cabo Ghir (Figura 2).

Las mediciones han sido realizadas fundamentalmente mediante sondas XBT lanzadas desde buques de carga o pasajeros de las compañías navieras Trasmediterránea, OPDR, Viera&Silveira y Transinsular, y desde el B/O García del Cid. En una ocasión se realizaron mediciones combinadas de XBT y CTD desde el B/O Hespérides. Las mediciones se iniciaron con la línea Cádiz-Gran Canaria como parte de una Acción Especial de la CICYT y han sido después continuadas con el proyecto CANIGO de la Unión Europea. En esta línea se han realizado hasta la fecha un total de seis secciones: julio del 95, octubre del 95, noviembre del 95, marzo del 96, diciembre del 96 y marzo del 97. Las mediciones a lo largo de la línea Madeira-Gran Canaria se han realizado en tres ocasiones: octubre del 95, diciembre del 96 y marzo del 97. Las mediciones a lo largo de la línea Lisboa-Madeira se han realizado en dos ocasiones: diciembre del 96 y marzo del 97. Las tres líneas se continuarán con periodicidad trimestral hasta por lo menos septiembre de 1998 como parte del proyecto CANIGO. Adicionalmente, cabe señalar que en octubre de 1995 se realizó una línea adicional entre Cabo Ghir y Madeira aprovechando el tránsito del B/O Hespérides por la zona.

La separación característica entre estaciones es de 18 millas náuticas, lo que permite tener una buena resolución horizontal sobre las distancias consideradas. Las sondas utilizadas son de la marca Sippican, tipos T7 (para velocidades de hasta 14 nudos) y Deep Blue (utilizado en el ferry J.J. Sister de Trasmediterránea , que puede ser

lanzado hasta velocidades de 20 nudos). Estas sondas alcanzan una profundidad de 760 m, que corresponde a la banda isopícnica 27.4 -27.5 sigma-theta para esta zona. La Figura 3 muestra, como ejemplo, la distribución de temperatura entre Cádiz y Gran Canaria correspondiente a noviembre de 1995.

La segunda parte de este esfuerzo consiste en el análisis e interpretación de las mediciones. Este análisis se divide en dos fases: el desarrollo de algoritmos que permitan inferir la salinidad a partir de un valor de temperatura y el cálculo de velocidades geostróficas.

Para el desarrollo de los algoritmos se utilizan los datos históricos de temperatura y salinidad que se encuentran en la base de datos del National Data Oceanographic Center de los Estados Unidos (Figura 4), así como aquellos gentilmente proporcionados por el Institut für Meereskunde de la Universidad de Kiel. Con este fin también se utilizan los datos obtenidos por los investigadores de CAPO en diversas campañas realizadas en la zona, con barcos soviéticos y españoles.

Los algoritmos que se están desarrollando corresponden a toda la columna de agua, salvo los 150 m más superficiales que se han descartado con el fin de evitar la gran variabilidad temporal y espacial existente en la capa de mezcla. La alternativa más simple consistiría en dividir el área de estudio en diversas zonas y utilizar el valor medio del diagrama T-S característico de cada zona. La dificultad principal de este enfoque radica en que los 300-400 m superiores de la columna de agua muestran una variabilidad temporal y espacial significativa en los diagramas T-S. Con el fin de minimizar los errores que se pueden cometer en esta parte superior de la columna de agua (pero siempre por debajo de la capa de mezcla) se están actualmente estudiando otras alternativas, algunas clásicas como considerar diagramas T-p-S, y otras más novedosas como considerar diagramas $T - \partial T / \partial z - \partial S / \partial z - S$.

Puesto que nuestras mediciones sólo alcanzan hasta 760 m, y el nivel de referencia para la zona usualmente se sitúa alrededor de los 1200 m, no es conveniente estimar las velocidades utilizando una superficie de profundidad constante como nivel de referencia. Para evitar esta inconsistencia, el cálculo de velocidades geostróficas se realizará en coordenadas isopínicas, por medio del cálculo del potencial de Montgomery, tomando como nivel de referencia la superficie sigma-theta = 27.4, que es la superficie más profunda que cubre toda nuestra región de interés. Esta técnica además permitirá integrar las velocidades sobre varias bandas isopínicas y estudiar los balances de transporte para cada una de ellas.

Las mediciones que se presentan constituyen un importante esfuerzo por obtener series largas temporales de la distribución espacial de la temperatura sobre los 800 m superiores de la columna de agua, con el objetivo de discernir la variabilidad estacional de la estratificación y circulación en esta zona en periodos más largos. Este esfuerzo se ha realizado gracias a la colaboración de todos los integrantes de CAPO, bajo la coordinación de José Luis Pelegrí. Cabe señalar el esfuerzo humano desplegado para estas mediciones, con la participación en las diversas campañas de un total de 16 investigadores: Francisco J. Alonso, Ana Antoranz, José M. Cortés, Carmen Gora, Luis García, Diana Grisolia, Alonso Hernández, Alfredo Lopez,

Angeles Marrero, Antonio Martínez, Mercedes Pacheco, José L. Pelegrí, Andry Ratsimandresy, Angel Rodríguez, Germán Rodríguez y Pablo Sangrà. Asimismo, merece todo nuestro reconocimiento la extraordinaria colaboración prestada por las navieras Trasmediterránea, OPDR, Transinsular y Viera&Silveira (Lisboa); y las agencias Paukner, T&M (Lisboa), Navex y Marfrete (Funchal), así como la agencia de aduana Apsa (Las Palmas de Gran Canaria).

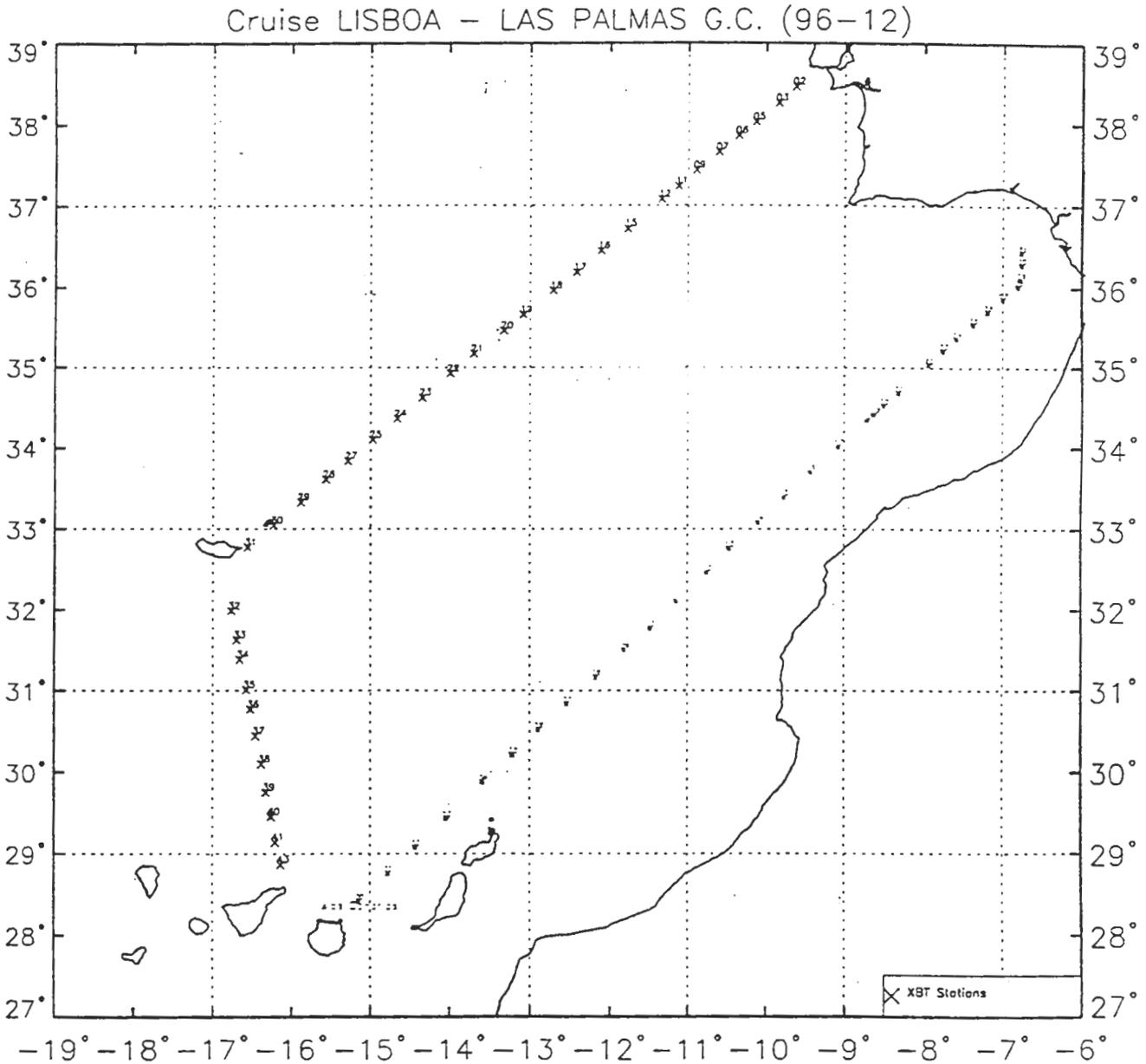


Fig 1: Líneas Gran Canaria-Cádiz, Lisboa-Madeira, Madeira-Gran Canaria.

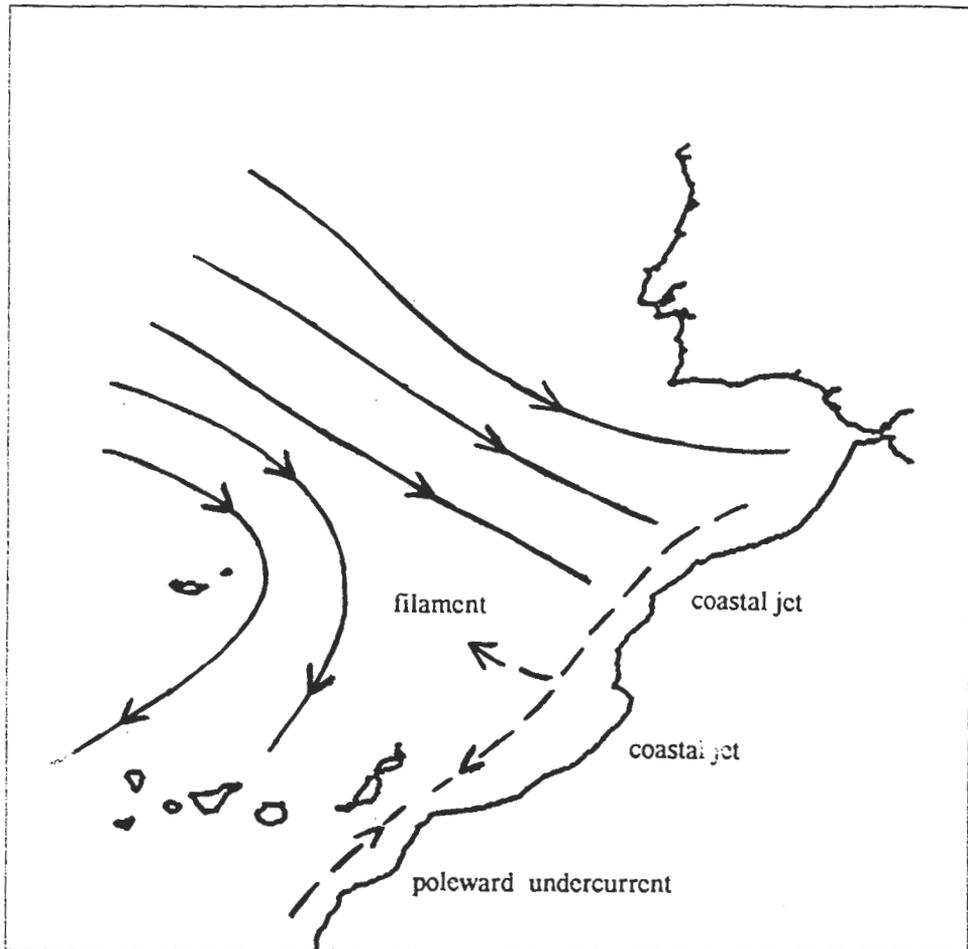


Fig 2: Posible recirculación del flujo incidente en el talud y la plataforma.

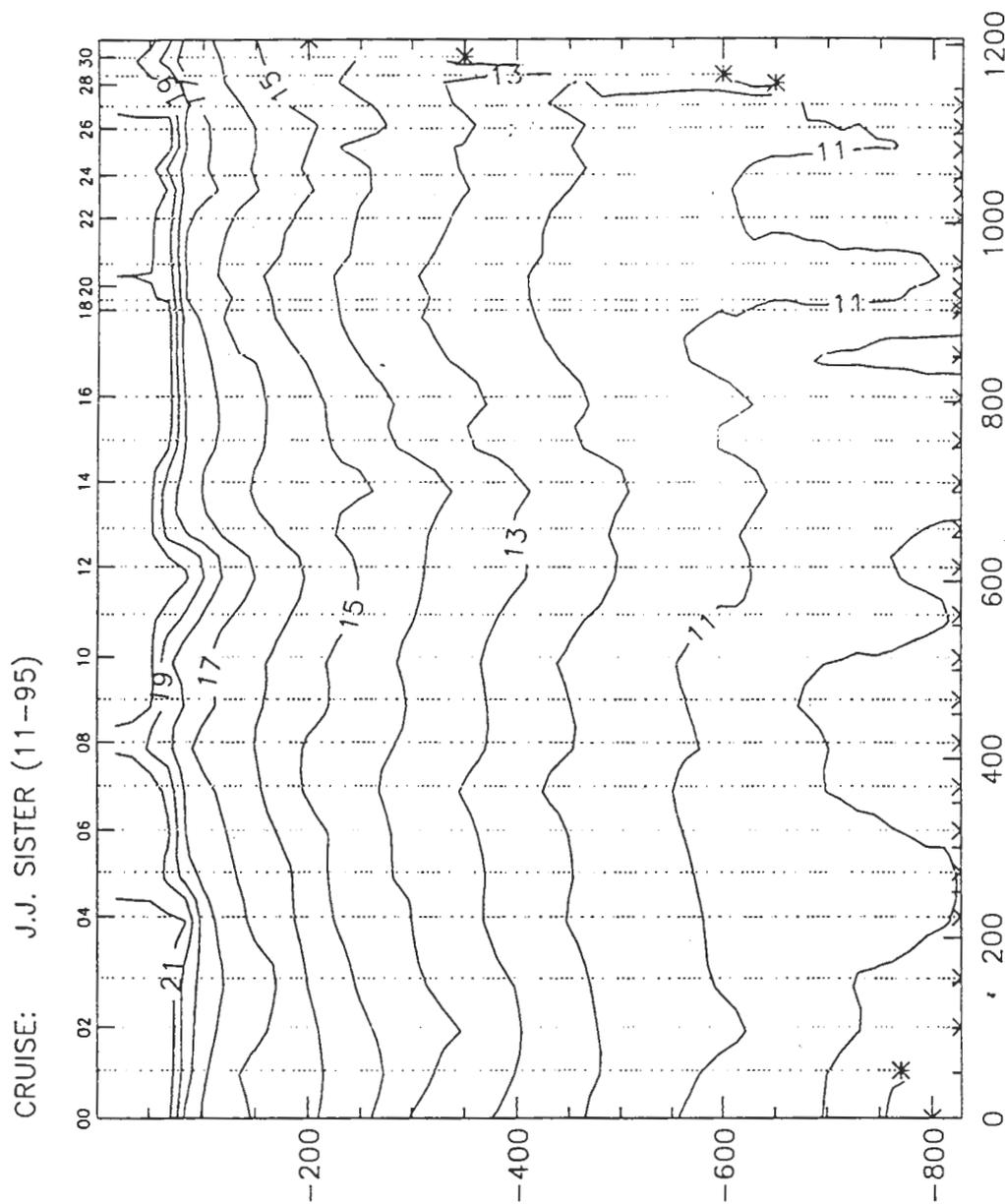


Fig 3: Distribución de temperaturas en el transecto Gran Canaria - Cádiz

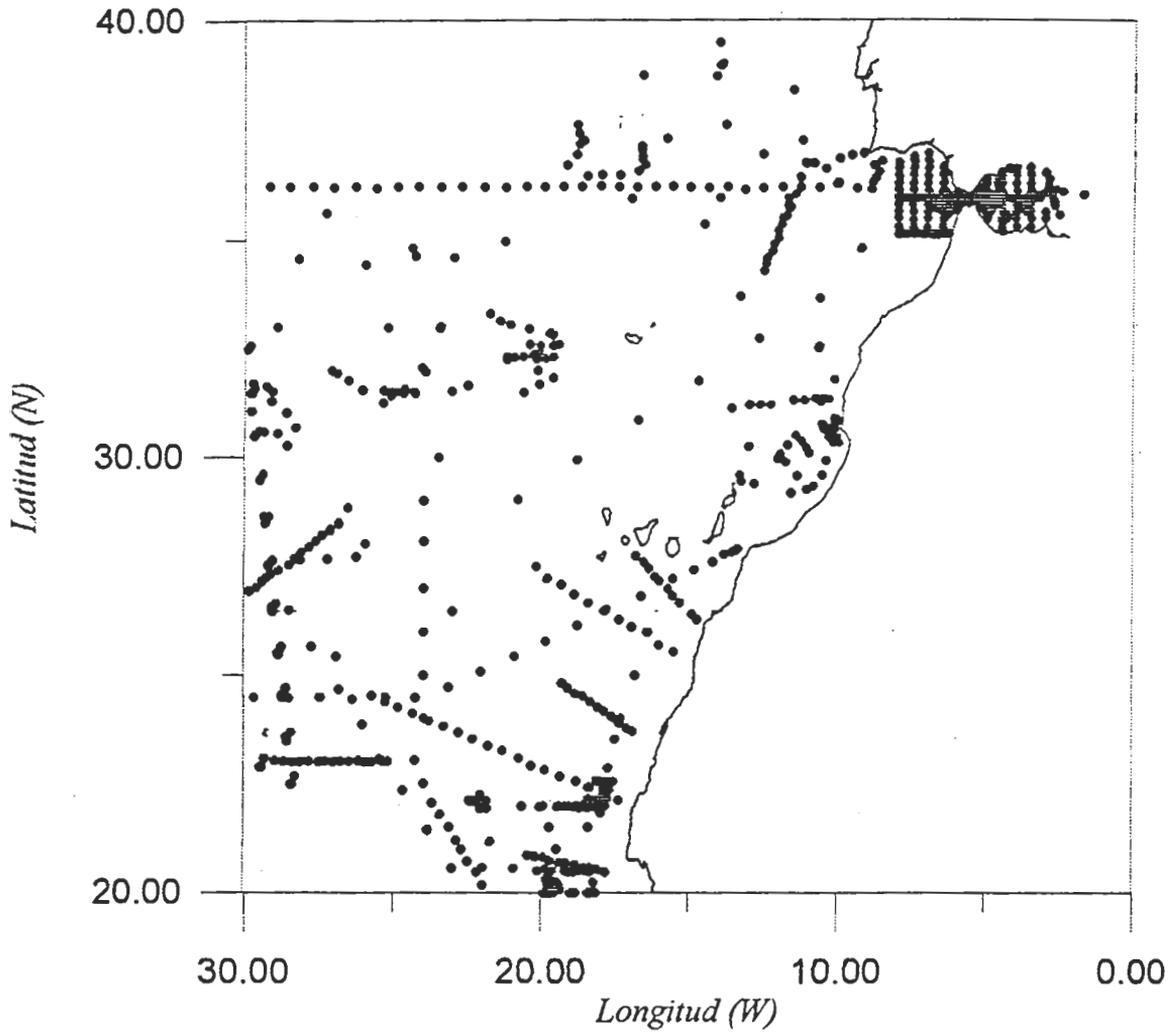


Fig. 4.- Datos de CTD del NODC para la Cuenca Canaria, entre los años 1973 y 1986

CAMPOS DE CORRIENTE REGISTRADOS POR UN VM-ADCP PARA EL DIAGNOSTICO DE VELOCIDADES VERTICALES

Simón Ruiz¹, Gwyn Griffiths², John Allen³, Jordi Font¹

¹Grupo de Oceanografía Física, Instituto de Ciencias del Mar, CSIC, Barcelona, Spain.

²Ocean Technology Division, Southampton Oceanography Centre, Empress Dock, Southampton, UK

³George Deacon Division, Southampton Oceanography Centre, Empress Dock, Southampton, UK

Estudios recientes de la capa superficial del océano muestran que es posible encontrar, velocidades verticales del orden de decenas de metros por día. Estas velocidades suelen encontrarse asociadas a estructuras de mesoescala (frentes, meandros, eddies y filamentos). Estos valores de velocidad son mucho mayores que los esperados en las zonas mas intensas de movimiento vertical del océano (upwelling).

El forzamiento físico en procesos de mesoescala tiene importantes implicaciones biológicas. Estudios, demuestran que distribuciones de manchas de zooplancton que aparentemente no pueden ser explicadas por comportamientos de los propios organismos, están estrechamente relacionadas con la circulación vertical en la capa superficial.

El proyecto OMEGA (financiado por la UE, programa MAST) tiene como principales objetivos la cuantificación de velocidades verticales en frentes y eddies, y la evaluación de este forzamiento vertical en el transporte de zooplancton hacia la zona eufótica.

La velocidad vertical es un variable que no puede ser medida directamente, por tanto es necesario utilizar técnicas indirectas para su estimación. El movimiento vertical es resultado de la convergencia/divergencia de la circulación horizontal, esto hace que el principal error en la estimación de las velocidades verticales proceda de las imprecisiones en las medidas del campo horizontal de velocidad. Desde un punto de vista experimental, se han producido avances en el procesado de datos de ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) instalado en barco, que permiten aumentar la precisión de las velocidades horizontales absolutas. El uso cuantitativo de los datos procedentes de este instrumento depende de la precisión en el posicionamiento y orientación del barco, ya que el ADCP registra los perfiles verticales de velocidad referenciándolos a los ejes del propio instrumento (a continuación se ha de realizar una traslación a un sistema geográfico). Durante la adquisición de datos, el barco navega a una velocidad de 4-5 ms⁻¹, que es un orden de magnitud mayor que las velocidades que se desean medir y quizás dos ordenes de magnitud mayor que la precisión con que deben de ser medidas.

Errores de posicionamiento del barco de 100 metros (error típico para un GPS convencional) induce un error en el cálculo de la velocidad del barco $>10\text{cm/s}$ promediando sobre intervalos de 10 minutos. Con la disponibilidad actual de sistemas GPS más la corrección diferencial de la señal, este problema se elimina, reduciendo el error de posicionamiento a una distancia por debajo de los 10 metros.

De mayor importancia es el error sistemático procedente de la giroscópica y que es introducido en los datos del doppler al realizar el procesado (traslación del sistema de referencia del instrumento a sistema geográfico). La giroscópica es un instrumento que mide la orientación del barco con respecto al norte geográfico (heading). Las principales fuentes de error para la giroscópica son la latitud, la velocidad del barco y el rumbo del mismo. Trabajando en una área limitada y con velocidad del barco constante, el error inducido por la latitud y la velocidad es muy pequeño, y por tanto domina el error debido al rumbo. Este error induce una velocidad espúrea en la componente transversal al barco que no puede ser filtrado de la misma manera que el error aleatorio.

Con el nuevo sistema 3DF Ashtech se pueden realizar medidas precisas del heading (hasta 0.05° frente a los 0.75° de precisión de una giroscópica convencional). Este sistema utiliza la diferencia de fase de la señal del satélite recibida por 3 o 4 antenas montadas en el barco, calculando la posición relativa de las antenas y por tanto la orientación del barco.

Durante la fase observacional del proyecto OMEGA (Octubre, 1996 y Diciembre, 1996), se registraron perfiles de velocidad de corriente hasta una profundidad de 350 metros en el área del Mediterráneo occidental. Se han utilizado medidas precisas procedentes del 3DF Ashtech y DGPS para aumentar la calidad de los datos del ADCP.

Comparando los datos procedentes del Ashtech y de la giroscópica, encontramos diferencias de hasta 2.25° . Presentamos un modelo para corregir el error de la giroscópica inducido por el cambio de rumbo, dicho modelo es utilizado en aquellos casos en los que no disponíamos de información del Ashtech.

Un primer muestreo fue llevado a cabo en el mar de Alborán, donde domina la presencia de un giro anticiclónico. Por primera vez, a bordo del BIO *Hepérides* se utilizó el sistema 3DF Ashtech para corregir el error de la giroscópica. Se realizó un segundo muestreo con el RSS *Discovery* en el área del frente Almería-Orán. Presentamos los primeros resultados correspondientes a campos de velocidad horizontal absoluta obtenidos a partir de ADCPs, con un error asociado de 1-2 cm/s. Esta información precisa del campo horizontal de velocidad está siendo utilizada para el diagnóstico de las velocidades verticales en ambas zonas muestreadas.

HACIA UNA COMPRESION DEL ORIGEN Y COMPORTAMIENTO DE LAS ESTRUCTURAS MESOESCALARES AL SUR DEL ARCHIPIELAGO CANARIO

Pablo Sangrà, Ana Antoranz, Javier Aristegui, Jesús Cisneros, José M. Cortés, Luis García, Carmen Gordo, Diana Grisolia, Alonso Hernández, Bárbara Jiménez, Angeles Marrero, Antonio Martínez, Mercedes Pacheco, José L. Pelegrí, Andry W. Ratsimandresy y Angel Rodríguez

Departamento de Física
Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, España.

Se presentan los antecedentes, mediciones preliminares y diseño de una campaña oceanográfica, encaminados hacia una comprensión de los mecanismos de generación y características cinemáticas y dinámicas de las estructuras mesoescalares al sur de Gran Canaria. Los estudios anteriores de las estructuras mesoescalares se deben fundamentalmente a dos campañas oceanográficas donde participaron diversos investigadores de CAPO, del Departamento de Biología de la ULPGC y del University College of North Wales, y se han reportado en los trabajos de Aristegui et al. (1994, 1997). Los resultados de estos estudios confirmaron la presencia de un remolino ciclónico cuasipermanente al sudoeste de Gran Canaria, de un remolino anticiclónico al sudeste que interacciona con los con los filamentos provenientes del afloramiento costero africano, y de una estela de aguas cálidas adherida a la costa sur de Gran Canaria. En estos estudios, se obtuvo un relativamente buena primera descripción de la estructura hidrográfica de dichos remolinos sin embargo, no se determinaron ni los mecanismos de generación de los remolinos ni la dinámica de estos.

Con el fin de obtener una respuesta a las preguntas anteriores se diseñó la componente física del proyecto FRENTEs, cuya financiación fue aprobada por la CICYT. El apartado fundamental de las mediciones que forman parte del proyecto FRENTEs consiste en la realización de una campaña oceanográfica de unos 30 días de duración al sur-suroeste de Gran Canaria. Las mediciones físicas de esta campaña comprenden los siguientes aspectos y se describen brevemente a continuación (Figura 1).

(1) Instalación de dos fondeos en aguas de más de 2000 m de profundidad para las mediciones de corrientes a tres niveles (50 m, y 200 m, 500 m), este apartado se realizará en conjunto con el proyecto CANIGO de la Unión Europea (ver resumen de Hernandez-Guerra et al.). El objetivo de los fondeos es estudiar la variabilidad temporal del campo de velocidades al sur de la isla de Gran Canaria y con ello detectar la señal y el correspondiente periodo de desprendimiento de los remolinos.

(2) Con el objeto de una rápida detección de la estructuras presentes en la región se barrerá una retícula que cubre una zona de unas 100 x 100 millas náuticas, con aproximadamente 60 estaciones de XBTs espaciadas unas 12 millas náuticas entre si.

(3) Una vez localizados el remolino y con el fin de estudiar su anatomía se barrerá una retícula más pequeña de alta resolución (estaciones XBT y CTD-ADCP alternadas). De esta forma se pretende investigar procesos de mezcla en el seno de los remolinos, estabilidad y balances dinámicos, flujos de propiedades etc. .

(4) Para estudiar la evolución futura del remolino se lanzarán cuatro boyas a la deriva ARGOS en su centro. Se espera que las trayectorias de la boyas permitan investigar la velocidad de advección del remolino, su decaimiento y su circulación ageostrófica.

(5) A continuación, y con el objeto de estudiar el mecanismo de generación de la estela de aguas cálidas y su posible relación con la generación por el viento de los remolinos, se procederá a cortarla perpendicularmente durante una semana mediante sucesivas radiales de CTD-ADCP. Así mismo se tomarán parámetros atmosféricos tales como la irradiancia y la velocidad y dirección del viento. Una de las cuestiones claves que se pretende responder es el mecanismo de generación de los remolinos. Se barajan tres hipótesis principales; la generación debido a la perturbación de la Corriente de Canarias por la isla, la generación debida al divergencia del transporte de Ekman en la región de la estela y el efecto acoplado de ambos procesos. Para estudiar la generación debida al mecanismo de perturbación se cuenta con analizar conjuntamente los datos proporcionados por los fondeos al sur de la isla y los datos del fondeo ESTOC situado al norte de la isla de Tenerife. Los datos del fondeo ESTOC permitirán estudiar la variabilidad temporal del flujo incidente y los proporcionados por los fondeos al sur de la isla permitirán detectar la señal de los remolinos. Si la señal de los remolinos se correlaciona con un aumento del flujo incidente es más que probable que el mecanismo de generación sea atribuible a la perturbación del flujo incidente por la isla de Gran Canaria. Por otro lado las radiales a través de la estela permitirán obtener divergencias del transporte de Ekman y los consiguientes bombeos de Ekman pudiendo ser estos los responsables de la generación de los remolinos.

(6) Finalmente y con el objeto de analizar la evolución del remolino se volverá a realizar una retícula de alta resolución centrada en él. Durante todas estas fases se obtendrán imágenes de satélite del campo superficial de temperaturas para seguir la señal superficial de las distintas estructuras. Las trayectorias descritas por las boyas, junto con las imágenes de satélite, permitirán localizar la evolución espacial del remolino ciclónico y realizar con precisión la segunda retícula sobre este.

El inicio de la campaña oceanográfica estaba prevista para comienzos del mes de marzo de 1997 utilizando el B/O Gracia del Cid. Con este calendario en mente se solicitó la ayuda de la Armada Española, la cual mostró una vez más un elevado espíritu de colaboración a través de la persona del Jefe de Operaciones de la Base Naval de Las Palmas de Gran Canaria, Capitán de Fragata Carlos Petinat. Esta colaboración se hizo efectiva realizando una retícula de estaciones XBT sobre la zona desde el buque Remolcador Las Palmas desde el 6 al 9 de marzo. Los resultados preliminares de estas mediciones indican que el remolino ciclónico no estaba bien definido, aun cuando apuntan a que este se encuentre en proceso de generación cerca de la plataforma insular al sudoeste de la isla. Así mismo se observó la presencia de

una zona de aguas mas frías en el margen oriental de la retícula. Se observó con claridad una estructura frontal resultado de una zona de transición entre aguas mas frías, en el extremo oriental, y aguas mas cálidas sobre la mayor parte del área. Esta estructura fue también claramente observada en la estructura de la temperatura superficial obtenida mediante imágenes de satélite.

Desafortunadamente, diversas circunstancias impidieron la realización de las siguientes fases de la campaña. Esta campaña ha sido postergada posiblemente para septiembre de 1997, siendo para entonces necesaria una nueva realización de la retícula de estaciones XBT previa a la misma.

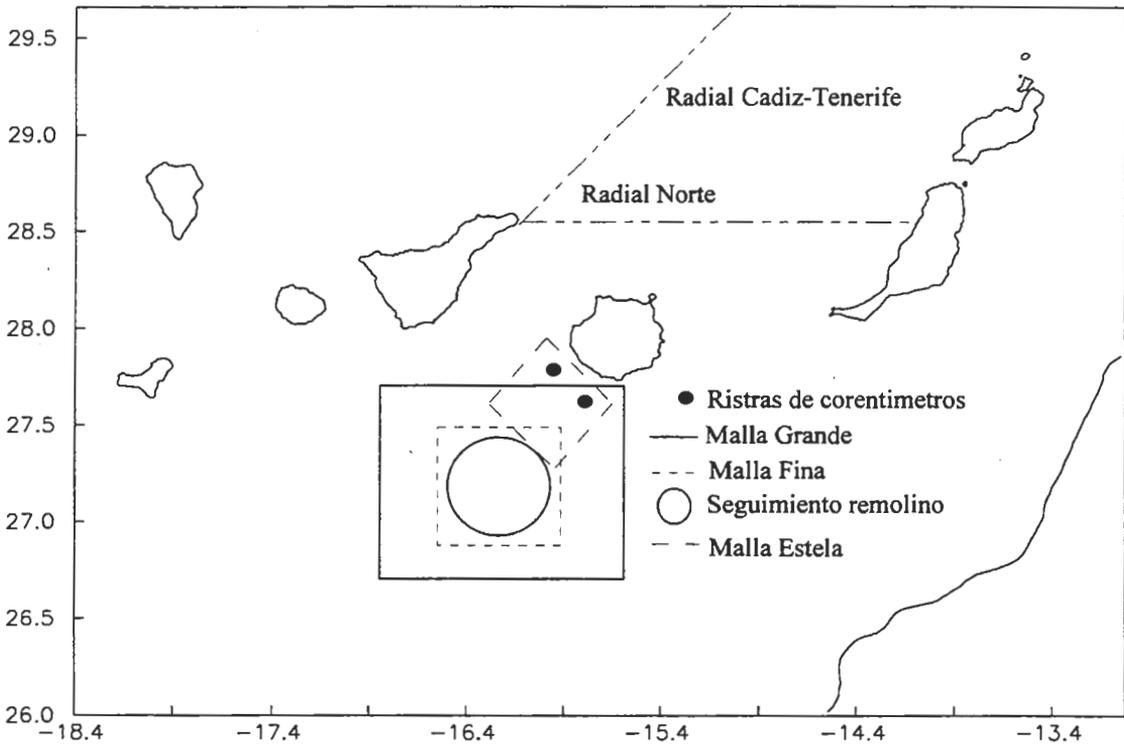


Figura. Plan de Campaña Frentes

Referencias

Aristegui, J., P. Sangra, S. Hernandez-Leon, M. Canton, A. Hernandez-Guerra, y J. L. Kerling, Island-induced eddies in the Canary Islands, *Deep-Sea Research*, 41, 1509-1525, 1994.

Aristegui, J., P. Tett, A. Hernandez-Guerra, G. Basterretxea, M. F. Montero, K. Wild, . Sangra, S. Hernandez-Leon, M. Canton, J. A. Garcia-Braun, M. Pacheco y E. D. Barton, The influence of island-generated eddies on chlorophyll distribution: a study of mesoscale variation around Gran Canaria, *Deep-Sea Reseach*, 44, 71-96, 1997.

PROCESOS EN REGIONES DE INFLUENCIA DE AGUA DULCE (RIAD): EL RIN UN CASO TÍPICO

Alejandro J. Souza

School of Ocean Sciences
University of Wales Bangor
Menai Bridge, Gwynedd LL59 5EY, U.K.

Introducción

La descarga promedio $2200\text{m}^3\text{s}^{-1}$ de agua dulce del Rin en el Mar del Norte representa una importante fuente de boyancia, la cual tiene un impacto importante tanto en la estructura de la columna de agua como en la dinámica de gran parte del Mar del Norte.

La competencia básica entre el efecto estratificante de la introducción de boyancia y la influencia de mezcla debida al flujo de marea, al viento y a las olas, resultan en una alternación entre períodos de intensa estratificación y períodos en que la mezcla vertical es completa en la Región de Influencia de Agua Dulce (RIAD) del Rin, así como el cualquier otra RIAD. La variación periódica en la intensidad mezcla de marea tiende a imponer una variación quincenal en el sistema con la estratificación desapareciendo durante, o poco después, de las mareas vivas. Al mismo tiempo, variaciones en las condiciones de viento y oleaje, así como fluctuaciones en la descarga del río introducen una componente fortuita en la variabilidad. La competencia entre fuerzas estabilizadoras y de mezcla esta representada en los experimentos de laboratorio de Linde y Simpson (1988) con la adición importante de que en el mundo real los efectos de la rotación de la tierra actúan limitando la extensión de la corriente costera, que es desviada en dirección paralela a la costa formando una contribución baroclínica de la corriente fluyendo hacia el norte a lo largo de la costa holandesa. Otra complicación presente en las series de tiempo de estratificación es que, aun durante períodos "estratificados", oscilaciones de frecuencia semidiurna en la estructura fueron observadas, con la columna de agua variando de altamente estable a homogénea ad vertical total.

Series de tiempo de estratificación

La evolución de estratificación Dr parece estar relacionada a los niveles de mezcla calculados usando las observaciones de velocidad de marea en los anclajes y de las mediciones de viento y oleaje en la torre de Noordwik. Fuertes ráfagas de viento con energía del orden de 0.2mWm^{-3} combinados con el oleaje local parecen dominar sobre la contribución de marea. La influencia de la fuerza de mezcla combinada es reflejada en los niveles de estratificación media; niveles de estratificación baja al principio de la serie de densidad seguida por fuertes ráfagas de mezcla de viento después de las cuales bajos niveles de viento y mareas muertas permiten la formación de fuerte estratificación en la zona de los anclajes con valores de la diferencia media de densidad entre la superficie y

el fondo $\Delta\rho \sim 2 \text{ kgm}^{-3}$. Este período es seguido por la combinación un episodio de fuertes vientos y fuertes corrientes de marea que indujeron casi homogeneidad completa.

Superimpuestos en esos cambios en el nivel medio de estratificación se encuentra una variación semidiurna prominente, la amplitud de la cual es grande en relación con la promedio diario, así que al tiempo de estratificación mínima el sistema se acerca a la homogeneidad completa.

Evolución espacio temporal de estratificación

De las observaciones es claro que en la cercanía de los anclajes hay una evolución significativa en el campo de densidad en escalas de tiempo corto, debido a la marcada variación semidiurna en la estructura de la columna de agua. Si este patrón de variación es una característica típica de la región estratificada, las variaciones temporales serían interpretadas en estructuras espaciales durante el mapeo de las características de la columna de agua. Para probar la idea de que la oscilación semidiurna es común en la zona estratificada, hemos combinado los datos del muestreo del SEAROVER con el de los anclajes durante el mismo período. Las diferencias de densidad entre el fondo y la superficie dentro de la RIAD (*i.e.* dentro de los 15 km de la costa) generan una serie de tiempo con alta coherencia con $\Delta\rho$ del anclaje A ($R^2=0.65$). Esto sugiere que la oscilación semidiurna es una característica típica de la RIAD.

Interacción entre estabilidad media de la columna de agua y el cizallamiento de marea en la producción de estratificación semidiurna intermitente en la RIAD del Rin

Variaciones semidiurnas en la estabilidad de la columna de agua de este tipo han sido observadas previamente en otras RIADs y regímenes estuarinos y han sido atribuidas a la influencia del estiramiento de marea (Simpson *et al.* 1990). Sin embargo la amplitud de la variación semidiurna en la RIAD del Rin es considerablemente mayor comparada con la amplitud media que en casos observados con anterioridad.

Por lo tanto la pregunta obvia es; cual es el papel del estiramiento de marea en el presente caso y decidir si algún otro mecanismo se encuentra envuelto. Como primer paso para responder esta pregunta se ha investigado la relación entre estratificación y el desplazamiento relativo perpendicular a la costa (el "estiramiento" perpendicular a la costa). Este estiramiento ha sido calculado mediante filtrado pasa alta de los datos de ADCP para el período de observación. Antes del medio día del día 255, existía un fuerte enforzamiento del estiramiento con un desplazamiento relativo de 7 km entre el flujo a 3 y a 17 m de profundidad. Después de la intensificación de mezcla de viento en el día 255, la señal en el cizallamiento de marea es reducida drásticamente. Estos cambios en la señal de estiramiento son claramente reflejados en la variación de $\Delta\rho$ sugiriendo que el estiramiento de marea es el principal proceso en el forzamiento del ciclo de estratificación semidiurna.

Discusión

El mecanismo responsable de la fuerte variabilidad semidiurna en estratificación implica la secuencia de interacción ilustrada en la figura 1. Después de un período de mezcla vertical completa, cuando las isopícnas (fig.1a) están verticales, los gradientes de densidad se empiezan a relajar bajo la influencia de gravedad generando un flujo paralelo a la costa, debido al efecto de rotación de la tierra (fig. 9b). La estratificación induce cambios en las elipses de marea con las elipses en la superficie girando con las manecillas del reloj y las elipses del fondo girando en contra de las manecillas del reloj, generando una componente fuerte del cizallamiento de marea perpendicular a la costa. El estiramiento de marea resultante normal a la costa inicia oscilaciones en la estabilidad que combinadas con la estratificación media resultan en el patrón de variabilidad en estabilidad observada con el sistema mezclándose casi completamente cada ciclo de marea. Cuando el efecto combinado de mezcla de marea y viento aumenta (fig. 9d), los intercambios en la vertical aumentan y el cizallamiento hacia fuera de la costa se suprime cuando las elipses de marea se vuelven casi degeneradas y la estratificación desaparece.

El hecho de que el estiramiento de marea, la variación semidiurna en estratificación y los cambios en las elipses de marea son reproducidos por diferentes modelos (1,2 y 3-D), en ambos amplitud y fase, sirven como extra soporte de la hipótesis de que la estratificación semidiurna resulta del procesos de estiramiento y sugiere que no hay otro mecanismo envuelto.

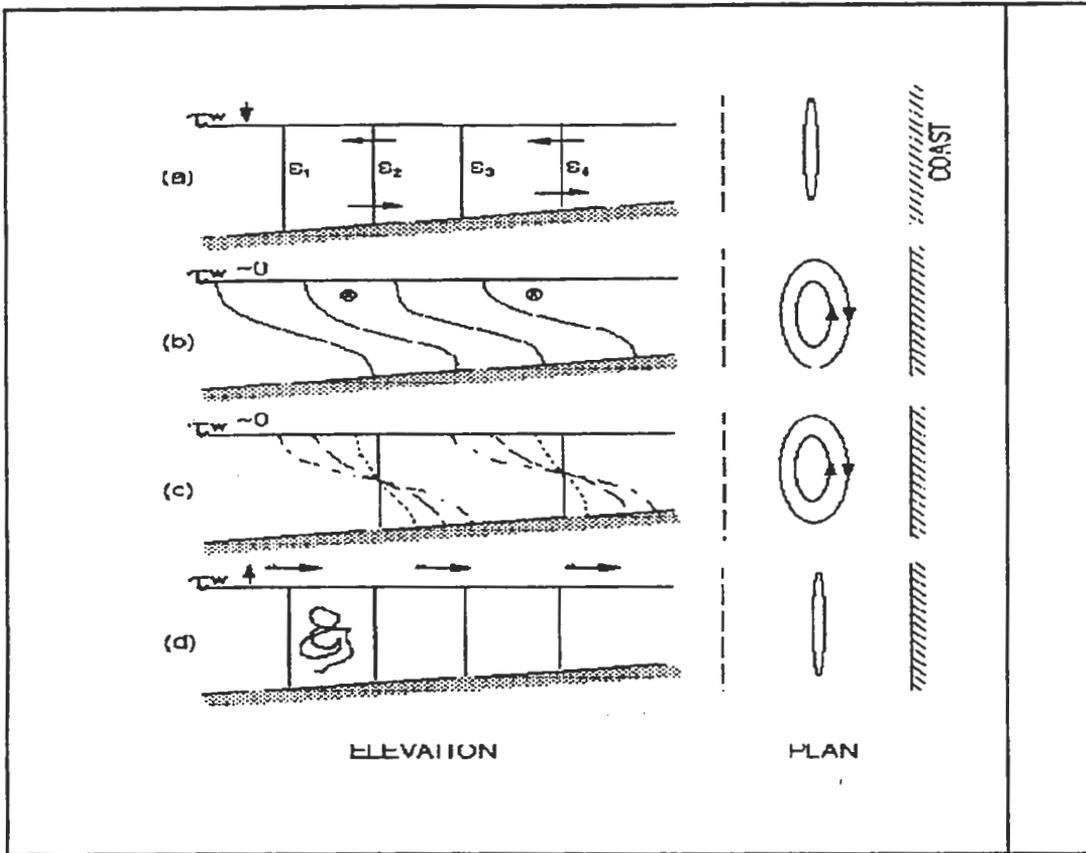


FIGURA 1: Diagrama esquemático mostrando cambios en las características de las elipses debido a la presencia de estratificación y resultando en oscilaciones semidiurnas en estabilidad debidas al estiramiento de marea.

Bibliografía

Linden P.F, J.E. Simpson, Modulated mixing and frontogenesis in shallow seas and estuaries. *Continent. Shelf. Res.*, 8, 1107-1127, 1988.

Simpson J.H., J. Brown, J. Matthews y G. Allen (1990). Tidal straining, density currents and stirring control of estuarine stratification. *Estuaries*, 13, 2, 125-132, 1990.

BOYAS DE DERIVA DE FLOTACIÓN NEUTRA EN EL NORESTE ATLÁNTICO

Mike Sparrow y Alán Cantos Figuerola

AINCO-Interocean, Madrid.

La investigación en el noreste Atlántico se ha intensificado recientemente con la financiación de varios proyectos en la zona por parte de la Comisión Europea y otras instituciones internacionales. El Noreste Atlántico es una zona importante en la formación y circulación de aguas profundas. Uno de los lugares más significativos de forzamiento de la llamada *cinta transportadora oceánica* que comprende la circulación general del océano. Existe aquí un gran flujo de calor desde el océano hacia la atmósfera que suaviza el clima del Norte de Europa. El perfil de densidad y por lo tanto la circulación marina en esta región están determinadas por la formación y mezcla de diversas masas de agua como la más caliente y salina agua del Mediterráneo, la fría y menos salina agua del Mar del Labrador y del agua intermedia subantártica.

Las corrientes marinas se pueden medir de dos formas. Los instrumentos eulerianos (correntímetros, batisondas, mareógrafos, etc) miden el flujo relativo a un punto fijo en la tierra. Los instrumentos lagrangianos (trazadores, boyas) siguen a una partícula de agua en su movimiento relativo a la tierra. Existen varios tipos de instrumentos para medir el flujo lagrangiano como por ejemplo las boyas SOFAR, (P) ALACE, RAFOS y MARVOR. Las boyas RAFOS y MARVOR, que son utilizadas en los proyectos EUROFLOAT y CANIGO) derivan a una profundidad predeterminada fijando periódicamente su posición acústicamente en relación a fuentes de sonido fijas fondeadas en el océano. Al final de su misión (en el caso de las RAFOS) o cada varios meses (en el caso de las MARVOR) las boyas emergen a la superficie y transmiten sus datos al satélite.

AINCO - Interocean está trabajando con boyas de deriva en dos proyectos europeos: CANIGO (MAST III) y EUROFLOAT (MAST II) financiados por la Comisión Europea. El objetivo principal de CANIGO (Canary Islands-Azores-Gibraltar Region Observations) es el de comprender mejor el funcionamiento del sistema marino en esta región del noreste Atlántico y su conexión con el mar de Alborán, a través de estudios oceanográficos multidisciplinares de esta cuenca oceánica. El objetivo concreto del trabajo con las boyas es el de conseguir una descripción lagrangiana de la corriente de Azores para complementar las medidas hidrográficas, de los modelos y otros estudios; comprobar la continuidad del flujo de esta corriente con la corriente de Canarias e intentar determinar si la corriente de Azores alimenta el flujo profundo hacia el polo en la zona de afloramiento. El proyecto EUROFLOAT está usando boyas tipo RAFOS y MARVOR para investigar varios aspectos de la circulación en el noreste Atlántico de 35°N a 55°N y de 30°W al margen continental europeo y africano. El énfasis de este proyecto se centra en los siguientes aspectos oceanográficos: 1) El

flujo de la vena de agua Mediterránea, 2) El flujo del agua del Mar del Labrador y 3) La frontera entre los giros Subtropical y Supolar. EUROFLOAT también pretende contribuir al intercambio de tecnología y experiencia entre instituciones europeas.

El *software* de proceso y análisis de datos de boyas utilizado en estos proyectos ha sido diseñado por nuestros socios alemanes de IFM en su parte de cálculo de trayectorias y completado por AINCO en su parte de visualización animada y análisis estadístico. Con estas herramientas hemos examinado los datos de diez de las quince boyas RAFOS que han salido a la superficie para deducir los movimientos oceánicos y la estadística lagrangiana en el noreste Atlántico. Estas boyas fueron lanzadas para que derivaran a 950 m de profundidad al nivel del agua Mediterránea. Dos de las boyas RAFOS estuvieron capturadas en la corriente de Azores que fluye al norte de la isla de Madeira y sus trayectorias están altamente correlacionadas por la topografía del fondo. Dos de las otras boyas parecen seguir un flujo de carácter único del noroeste al sureste que fué observado por primera vez por Spall et al., 1992, 1996). Este flujo puede estar producido por el efecto de ondas Rossby generadas al sur en la zona frontal de Cabo Verde (Spall et al., 1993, 1996). Otra de las boyas cruza un pequeño frente sub-superficial que puede estar asociado a la interacción del agua Mode Subpolar y agua del Labrador.

El flujo medio total incluyendo todas la boyas analizadas no es estadísticamente distinto de cero, mientras que el flujo de perturbación es bastante mas fuerte. Las componentes zonales de la escalas integrales de longitud y tiempo son mayores que las componentes meridionales. Esta anisotropía se reduce cuando eliminamos las boyas de la corriente de Azores del cálculo. Las diferencias que quedan pueden ser atribuidas al efecto β . Nuestros resultados se asemejan a los de Böning (1988) que propone que la escala integral de tiempo tiene una dependencia sistemática con la profundidad. Se confirma también que la difusividad por remolinos (*eddy diffusivity*) es proporcional a la velocidad r.m.s.. Se investiga la proporcionalidad inversa tanto de la escala integral de tiempo como de la componente meridional de la escala integral de longitud con la velocidad r.m.s., como propone Krauss y Böning (1987). La componente zonal de la escala integral de longitud se confirman constantes con la velocidad r.m.s.. Las escalas integrales de longitud y tiempo de las dos boyas que muestran el flujo del noroeste al sureste son menores y más isotrópicas que las del resto de las boyas. Sus difusividades por remolinos son también mas pequeñas con las componentes zonales mayores que las meridionales.

Referencias

- Böning, C. W., Characteristics of particle dispersion in the North Atlantic: an alternative interpretation of Sofar float results. *Deep-Sea Res.*, 35, No.8, 1379-1385, 1988.
- Krauss, W., and C. W. Böning, Lagrangian properties of eddy fields in the northern North Atlantic as deduced from satellite-tracked buoys. *J. Marine. Res.*, 45, 259-291, 1987.

Spall, M. A., P. L. Richardson, and J. Price, Advection and eddy mixing in the Mediterranean salt tongue. *Mar. Res.*, 51, 797-818, 1993.

Spall, M. A., P. L. Richardson, and J. Price, Preliminary results from the Sofar float Mediterranean outflow experiment. *Oceanografía y Recursos Marinos en el Atlántico Centro-Oriental*, 15-25, 1996.

SEÑAL DE MAREA EN LA ZONA COSTERA DE MONTEVIDEO. ESTUARIO DEL RÍO DE LA PLATA

Silvia Torres López

Departamento de Oceanografía Física.
Instituto Español de Oceanografía.
C/ Crtra. San Andres s/n, Sta. Cruz de Tenerife, España.
e-mail: Silvia@ieo.rcanaria.es

El presente poster recoge una parte del trabajo que fue presentado como tesis de licenciatura en la Facultad de Ciencias del Mar de la Universidad de Cádiz, y que surgió a raíz de una estancia en el departamento de oceanografía de la facultad de Ciencias en la Universidad de la República del Uruguay. El poster se centra en las peculiaridades que presenta la marea en la zona costera de Montevideo, en el Río de La Plata, tanto en las variaciones del nivel del mar como en las corrientes.

El estuario del Río de la Plata, situado a una latitud de 25° S, tiene una extensión de 270 Km. de largo por 230 km. de ancho en su bocana. Se trata de un cuerpo de agua somera semicerrado, con una amplitud media de marea astronómica de 0.75 m, y una dinámica muy influenciada por procesos meteorológicos como son los fuertes vientos del sudeste.

El estudio realizado se centra en la zona costera de Montevideo, donde se produce la interacción entre la corriente de marea que penetra por la bocana y la corriente de descarga de los ríos Uruguay y Paraná. Se trata de una zona de profundidad entre 5 y 10 m, perfectamente mezclada y con importantes recursos pesqueros.

Se utilizaron datos facilitados por el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Marina (SHOMA) del Uruguay, tomados entre el 13/01/83 y el 13/02/83. Se disponía de un registro de niveles del mar en Punta de Lobos, 14 registros de corrientes procedentes de 9 líneas de fondeo. En alguna de ellas había un correntímetro de fondo y otro en superficie.

En primer lugar se han estudiado las características de las variaciones del nivel del mar. Mediante la aplicación del análisis espectral y armónico al registro de niveles se ha obtenido información de la señal de marea en la zona. Se trata de una marea mixta que presenta una serie de armónicos secundarios como NO1, alfa1, eps2 y mu2, claramente amplificadas. Además la componente K1 es prácticamente inexistente debida a la presencia de un anfídromo para esta constituyente en la boca del estuario. El siguiente paso ha sido estudiar si la importancia de esos armónicos secundarios podría estar relacionada con fenómenos de resonancia debidos a la geometría del estuario. Para ello se han calculado los periodos de oscilación natural del estuario del Río de la Plata, aproximando su geometría a un canal de variación de anchura exponencial y profundidad constantes y se aplicaron las ecuaciones de Prandle et al,

1984, obteniendo los siguientes periodos: 35.43 h., 24.93 h., 13.16 h., todos ellos muy próximos a las frecuencias de los armónicos que aparecen amplificados. Estos resultados hacen pensar que los fenómenos de resonancia tienen gran influencia en la dinámica de la zona.

En segundo lugar se han estudiado las corrientes de marea en la zona.

Por una parte se ha aplicado el análisis espectral y armónico vectorial a los 14 registros, obteniendo las elipses de corrientes para cada armónico. Se ha encontrado que las corrientes en superficie son fundamentalmente unidireccionales mientras que en el fondo sufren una distorsión debidos a los efectos de fricción por fondo. También se ha podido comprobar que la dirección del semieje mayor de las elipses se aproximan a la dirección de las líneas batimétricas debido a la canalización que sufre el flujo como consecuencia del efecto de fricción por fondo.

Por otra parte se ha caracterizado la corriente en su dirección principal, seleccionando aquellos correntímetros que mejor se ajustaban a un flujo unidireccional. Mediante el uso de distintos filtros se ha aislado la banda de marea y la banda de baja frecuencia, estudiándolas por separado. En ambas bandas se ha aplicado la descomposición en funciones empíricas ortogonales para comprobar la coherencia espacial del conjunto de correntímetros y por tanto de los fenómenos presentes.

Por último, se ha visto que el viento podría estar influyendo notablemente en el comportamiento de las corrientes en la baja frecuencia, proponiéndose un estudio en profundidad de este tema en futuros trabajos.

EXPERIMENTOS DE MECÁNICA DE FLUIDOS GEOFÍSICOS

Jesús Cisneros-Aguirre, Andry William Ratsimandresy, y José Luis Pelegrí

Departamento de Física
Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, España.

Es este taller se realizarán dos experimentos de laboratorio, en el primero se simulará un giro anticiclónico en una mesa rotatoria. En el segundo se utilizará un canal donde se simulará una onda de Kelvin Helmholtz en una interfase entre dos fluidos con diferentes densidades y velocidades.

DISEÑO DE CAMPAÑAS OCEANOGRÁFICAS Y PROCESAMIENTO DE DATOS

**Pablo Sangrà, Carmen Gordo, Ana Antoranz, Bárbara Jiménez, y
José María Cortés**

Departamento de Física
Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, España.

Durante este taller se realizará una exposición del diseño de una Campaña Oceanográfica general y se particularizará para una campaña en la que se pretendan localizar estructuras tales como estelas y remolinos. A continuación se comentarán las utilidades del programa Seasoft para el tratamiento de los datos y la obtención de magnitudes derivadas a partir de los datos medidos. Por último, a partir de datos de XBT, se analizará la mejor manera para visualizar la estructura térmica de un remolino.