UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA

DEPARTAMENTO DE FÍSICA



TESIS DOCTORAL

ANÁLISIS DE LA VARIABAILIDAD ESPACIO-TEMPORAL DEL AFLORAMIENTO DEL NOROESTE AFRICANO

ADELINA GONZÁLEZ MUÑOZ

Las Palmas de Gran Canaria, 1995

17/1995-96

UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA UNIDAD DE TERCER CICLO Y POSTGRADO

Reunido el día de la fecha, el Tribunal nombrado por el Excmo. Sr. Rector Magfco. de esta Universidad, la aspirante expuso esta TESIS DOCTORAL.

Terminada la lectura y contestadas por la Doctoranda las objeciones formuladas por los señores jueces del Tribunal, éste calificó dicho trabajo con la nota de <u>APTO "CUM LAUSE" por unavilue</u> dad Las Palmas de G. C., a 21 de diciembre de 1995. El Presidente: Dr. D. Francisco Rubio Royo,

El Secretario: Dr. D. Joaquín Hernández Brito, El Vocal: Dr. D. Miguel Suárez de Tángil,

El Vocal: Dr. D. Jesús Morales Cañabate,

El Vocal: Dr. D. Félix Herrera Cabello,

La Doctoranda: Dª Adelina González Muñoz,

Addes



BIBLIOTECA UNIVERSITARIA
LAS PALMAS DE G. CANARIA
N° Copia

~

UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA FACULTUD DE CIENCIAS DEL MAR DEPARTAMENTO DE FISICA

1

₽. ₽.

ţ

TESIS DOCTORAL

Análisis de la variabilidad espacio-temporal del Afloramiento del Noroeste Africano

ADELINA GONZALEZ MUÑOZ

Las Palmas de Gran Canaria 1995 UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA FACULTUD DE CIENCIAS DEL MAR DEPARTAMENTO DE FISICA

TESIS DOCTORAL

ANALISIS DE LA VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL DEL AFLORAMIENTO DEL NOROESTE AFRICANO

Tesis Doctoral presentada por Dña. Adelina González Muñoz Dirigida por los Dres. Dña. Esther Pérez Martell y D. Octavio Llinás González

Los Directores

í

La Doctgranda

Las Palmas de Gran Canaria, 14 de noviembre de 1995

HACEN CONSTAR QUE:

ŀ

La presente Memoria, **Análisis de la variabilidad espacio-temporal del Afloramiento del Noroeste Africano**, para optar al grado de Doctor en Ciencias del Mar ha sido realizada en el Departamento de Oceanografía del Instituto Canario de Ciencias Marinas, autorizando en esta fecha su presentación y defensa.

Y para que así conste a los efectos oportunos, en Las Palmas de Gran Canaria a 14 de noviembre de 1995.

Fdo. : O. Llinás González

Fdo. : E. Pérez Martell

AGRADECIMIENTOS

Han sido muchas las personas e instituciones que han contribuido, directa e indirectamente, a que este trabajo se presente.

En primer lugar quisiera expresar mi agradecimiento a los doctores Esther Pérez Martell y Octavio Llinás González, directores de esta tesis, por la oportunidad que me han dado para realizar este trabajo así como el apoyo científico y moral que me han brindado durante los años que han transcurrido desde que comencé el mismo. A ellos, mi entrañable gratitud.

El presente trabajo se ha desarrollado fundamentalmente en el Departamento de Oceanografía del Instituto Canario de Ciencias Marinas (anteriormente Centro de Tecnología Pesquera), a partir de una beca que me concedió el Excmo. Cabildo Insular de Gran Canaria en el año de 1991. Desde estas lineas quisiera manifestar mi afecto y gratitud a los compañeros del citado departamento, especialmente a Javier Pérez Marrero por su colaboración en el procesado de imágenes de satélite y por las discusiones que se suscitaban sobre el tema. A M^a José Rueda por su apoyo y cariño, así como a Esther Delgado, Cristina Rodriguez, Rosa Santana, Antonio Alamo y José Betancor quienes me ayudaron en distintas etapas del proceso.

Los datos que aquí se presentan se han recogido gracias a las facilidades dadas por el Instituto Social de la Marina, que permitió la instalación de una estación meteorológica a bordo del B/H Esperanza del Mar, y a las tripulaciones del buque, que mostraron su profesionalidad en el registro diario, tanto de los datos meteorológicos como hidrográficos, así como durante las campañas estacionales que se realizaron en 1993 dentro de un proyecto de investigación financiado por la Dirección General de Universidades del Gobierno Autonomo de Canarias.

Gracias a una ayuda de la Fundación Mapfre Mutua Guanarteme, tuve ocasión de iniciar mi formación en el campo de la teledetección en el NOAA/NESDIS/ORA, y la oportunidad de conocer a Pablo Clemente-Colón, de quien no puedo olvidarme por su hospitalidad y dedicación durante la estancia en Washginton.

A la empresa Unión Eléctrica de Canarias (UNELCO), entidad patrocinadora de la subvención para realización de Tesis Doctoral que me concedió la Fundación Universitaria

de Las Palmas, mi reconocimiento desde estas líneas.

Mi gratitud a todos los compañeros del Departamento de Educación Física y de la Facultad de Ciencias de la Actividad Física y el Deporte de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, por las facilidades y el apoyo que me han mostrado en esta etapa. Especialmente a Juan Carlos García González, compañero en la docencia cotidiana, quien ha contribuido hasta el último momento en este proyecto.

A Tito, mi marido, que me ha ayudado y apoyado con su eterna paciencia señalando – siempre el Norte en esta larga travesía. Y a mi familia, a mi hermano Carmelo, por su colaboración en la realización de gráficas, y especialmente a mi madre, gracias por el esfuerzo que ha hecho posible la presentación de esta Tesis.

A Tito y Carmen

.

a mis padres

INDICE

1.	INTRODUCCION	 1

γ	FI MODELO DE EKMAN	6
∠.		v

2.1. INTRODUCCION	6
2.2. ECUACIONES DEL MODELO	8
2.3. LA TENSION DEL VIENTO Y EL COEFICIENTE DE ARRASTRE .	17

3.	AFLORAMIENTO DEL NOROESTE AFRICANO	 20

3.1. CARACTERISTICAS GENERALES	20
3.2. CARACTERISTICAS DE LA ZONA	27
3.2.1. GENERALIDADES	27
3.2.2. CONDICIONES CLIMATOLOGICAS	32
3.2.3. VARIACIONES ESTACIONALES	36
3.2.4. VARIACIONES INTERANUALES	39
3.2.5. VARIACIONES DE CORTA DURACION (EVENTOS)	.39

4.	MATERIAL Y METODO	45
	4.1. DATOS METEOROLOGICOS	45
	4.2. DATOS DE TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR	54
	(IMAGENES AVHRR).	

5.	RESULTADOS
	5.1. INTRODUCCION595.2. VARIACIONES ESTACIONALES (AÑO MEDIO).595.2.1. DISTRIBUCION DEL TRANSPORTE DE EKMAN.615.2.2. VARIACION LATITUDINAL DEL TRANSPORTE DE61EKMAN715.2.3. MODELO DE AFLORAMIENTO77
	5.3. VARIACIONES INTERANUALES 92 5.4. EVENTOS 96 5.4.1. EVENTO DE MAYO DE 1988 98 5.4.2. EVENTO DE MARZO DE 1989. 114 5.4.3. EVENTO DE ABRIL DE 1989. 133
6.	DISCUSION
7.	CONCLUSIONES 164

8.	BIBLIOGRAFIA	10	67
----	--------------	----	----

1 INTRODUCCION

El afloramiento que se produce en la costa Noroeste africana, al Sur de las Islas Canarias es controlado en su intensidad y variabilidad por los vientos alisios (Wooster et al., 1976; Mittelstaedt, 1982; Speth y Detlefsen, 1982). Los fenómenos de larga duración del afloramiento costero del Noroeste africano, están vinculados a las variaciones estacionales e interanuales del alisio (Mittelstaedt, 1983), y los de corta duración, a las variaciones locales del viento (Mittelstaedt et al., 1975; Barton et al., 1977).

Los trabajos del afloramiento en este área, son estudios realizados a nivel global en prácticamente toda la costa Noroeste africana (Schemainda et al., 1975, 1978; Wooster et al., 1976; Speth y Detlefsen, 1982), existiendo otros a escala menor (Mittelstaedt et al., 1975; Barton et al., 1977; Halpern et al., 1977; Tomczak y Huges, 1980; Llinás et al., 1985, 1990, 1993; Pérez-Marrero et al., 1995; Pérez-Martell et al., en prensa). La mayoría de ellos, se han desarrollado a partir de los Programas Internacionales CINECA (Cooperative Investigation of the Northen Part of the Eastern Central Atlantic) y CUEA (Coastal Upwelling Ecosystem Analysis), ó bien a partir de los resultados de modelos en el área, como por ejemplo los derivados del ECMWF (European Center For Medium Range Weather Forecast) (Van Camp y Nykjaer, 1988; Gabric et al., 1993).

La carencia de información desde la finalización de los programas referidos, en un área de gran importancia regional y global como el área del Noroeste africano, impulsó el aprovechamiento de las oportunidades operativas del B/H "Esperanza del Mar", del Instituto Social de la Marina, que dedicado al apoyo sanitario y logístico de la flota española que trabaja en el área, opera un promedio de 25 días cada mes entre Canarias y Cabo Blanco (figura 1).

La iniciativa se concretó en un programa del grupo de oceanografía descriptiva formado por investigadores y profesores del Instituto Canario de Ciencias Marinas (ICCM) y de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria (ULPGC) para la observación básica, hasta el presente. A lo largo de los últimos diez años se han ido incrementando el número de instrumentos y parámetros determinados, tratando de llegar al mejor entendimiento de los fenómenos que ocurren en el área.



Figura 1. Localización del área de estudio en el Atlántico Norte.

El trabajo que constituye esta memoria se inicia en 1987 cuando después de dos años de observaciones básicas, se había conseguido la puesta en marcha de la logística necesaria para mantener un programa operativo permanente de cierta dificultad.

Se introdujo entonces la observación de los parámetros meteorológicos con especial seguimiento en la dirección y velocidad del viento en combinación con la adquisición y proceso de imágenes de satélite, provenientes de los sensores AVHRR (Advance Very High Resolution Radiometer) situado en los satélites de la serie NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration).

El objetivo central ha sido el establecimiento de las características básicas de la variabilidad espacio-temporal del afloramiento en el área del Noroeste africano entre Canarias y Cabo Blanco, en función de la variabilidad de los vientos alisios dominantes, tratando de situar las observaciones y análisis en el contexto de los referidos estudios realizados en los programas internacionales.

Este conjunto de circunstancias, unidas al creciente interés por establecer la participación de las áreas de afloramiento en los mecanismos globales de intercambio de materia y energía en los procesos biogeoquímicos (Bakun, 1990), ha tenido como consecuencia el aprovechamiento de la oportunidad observacional que el B/H "Esperanza del Mar" suponía, para tratar de hacer una actualización más detallada sobre la variabilidad espacio-temporal de los procesos antes referidos.

La bibliografía consultada señala el comportamiento típico del régimen de viento alisio en la costa del Noroeste africano, caracterizado por:

Las variaciones de larga duración de tipo estacional relacionadas con el desplazamiento meridional de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ, Intertropical Convergence Zone) (Schemainda et al., 1975; Wooster et al., 1976; Schulz et al., 1978; Speth et al., 1978; Michelchen, 1981; Speth y Detlefsen, 1982; Stramma y Isemer, 1988), que da lugar al desplazamiento zonal del anticiclón de las Azores hacia el Oeste durante el verano (Krauss y Wuebber, 1982).

Las variaciones de larga duración de tipo interanual relacionadas con las características meteorológicas propias de cada año concreto (Sedykh, 1978; Speth y Detlefsen, 1978), con una frecuencia de ciclo de varios años, en un rango que oscila entre medio año y cinco ó seis años (Michelchen, 1981), entre dos y tres años (Bulgakov et al., 1985).

Las variaciones de corta duración, "pulsos de viento", del alisio en la costa del Noroeste africano, se caracterizan por la sucesión de periodos de cinco a diez días de viento fuerte, con intensidades del orden de 7-10 m/s y de dirección Norte-Noreste, con periodos de tres a cuatro días de viento débil (incluso de calmas) de dirección variable (Shaffer, 1974; Mittelstaedt et al., 1975; Barton et al., 1977; Halpern et al., 1977; Tomczak y Hughes, 1980; Gabric et al., 1993).

Una forma ampliamente utilizada (en la bibliografía) para la descripción de las áreas de afloramiento está relacionada con el transporte de Ekman (Smith, 1968, 1981; Wooster et al., 1976; Gabric et al., 1993), cuya teoría de las corrientes superficiales producidas por el viento se presenta en el capítulo segundo de este trabajo.

En el tercer capítulo se hace una revisión de las características de los sistemas de afloramiento costero, haciendo especial referencia a las del afloramiento del Noroeste africano.

A continuación se muestran, en el capítulo cuarto, el conjunto de datos meteorológicos de viento correspondientes a los años 1987 y 1991, de cuatro observaciones diarias registradas en el área entre los 21°-28°N y 13°-19°O, desde el Buque/Hospital "Esperanza del Mar", y la secuencia diaria de imágenes de satélite de temperatura superficial del mar, correspondientes a los pulsos de viento localizados en mayo de 1988, marzo de 1989 y abril de 1989. El quinto capítulo corresponde a los resultados obtenidos del estudio de las variaciones estacionales del afloramiento del año medio (1987-1991), e interanuales correspondientes al periodo desde 1987- 1991 y de las variaciones de corta duración; los tres casos de eventos del afloramiento de mayo de 1988, marzo de 1989 y abril de 1989.

La discusión relativa a los resultados obtenidos en el trabajo, se presenta en el capítulo sexto, dentro del conjunto de las variaciones estacionales e interanuales y los eventos del afloramiento del Noroeste africano. En este capítulo, se presentan tablas significativas correspondientes a los resultados obtenidos.

Las conclusiones del análisis de la variabilidad espacio-temporal del afloramiento del Noroeste africano, se resumen enumerandolas en el capítulo séptimo.

Por último, en el capítulo octavo se exponen las referencias bibliográficas consultadas para la realización de este trabajo.

5

2. EL MODELO DE EKMAN.

2.1. INTRODUCCION

En una aproximación simplificada, el viento comunica energía al océano produciendo fundamentalmente dos tipos de efectos complementarios, el desplazamiento horizontal de masas de agua y el oleaje. En este capítulo se tratará el primer aspecto por ser el que nos permitirá estudiar en una aproximación razonable el afloramiento.

El viento ejerce una fuerza tangencial sobre la superficie del mar y pone en movimiento la capa superficial. A su vez, esta capa superficial de agua arrastra por efecto de la fricción interna la capa de agua subyacente, la cual se pone en movimiento, con una velocidad inferior a la de la capa superficial, y con una dirección cuyo ángulo de desviación en sentido horario, con respecto al viento, es superior que el que forma la capa superficial. Se produce una transferencia de cantidad de movimiento desde las capas bajas de la atmósfera hacia el interior del océano, a través de las fuerzas de fricción; la frición tangencial del viento sobre la interfase atmósfera-océano, y la fricción interna entre las distintas capas de agua, consecuencia de la naturaleza viscosa de la materia.

La circulación superficial de los océanos, en sentido horario en el hemisferio Norte y antihorario en en hemisferio Sur, es atribuida, en el año 1850, a la diferencia del calentamiento solar entre el Ecuador y los Polos, aunque sin proponerse ninguna teoría cuantitativa del proceso. En 1875, Croll sugiere que la tensión tangencial del viento, es el agente causante de las corrientes superficiales, aunque tampoco presenta teoría alguna. Años más tarde (1878), Zöppritz demuestra cuantitativamente que la transferencia de momento y energía entre la atmósfera y el mar es un proceso demasiado lento como para producir corrientes oceánicas más profundas, o cambios en la dirección de las mismas, debido a cambios en la dirección del viento. El modelo realizado por el autor, utiliza el coeficiente de viscosidad molecular, propio de un fluido laminar, para caracterizar las fuerzas friccionales en un océano, obviando el carácter turbulento del fluido real. En cuanto a la dirección de la corriente, el autor no tiene en cuenta la fuerza desviadora de Coriolis,

resultando que la corriente tiene la misma dirección que la fuerza que la genera. Estudios posteriores mostraron que utilizando el coeficiente de viscosidad turbulento, la transferencia vertical de momento y energía se realiza a una velocidad de cientos de miles de veces, la que ocurre en un régimen laminar.

Las corrientes producidas por el viento en la capa superficial del océano, fueron descritas por Nansen en 1902, cuando estudió el movimiento de los icebergs al desplazarse, sobre la superficie del mar en respuesta a la acción del viento, con un ángulo entre 20° y 40° hacia la derecha de la dirección del viento. El argumento cualitativo de Nansen, se basa en el equilibrio que se alcanza entre la fuerza tangencial del viento, que origina el movimiento de la capa superficial de agua, y la fuerza de Coriolis que actua de forma inmediata sobre las partículas en movimiento, admitiendo que cada capa de agua se pone en movimiento como consecuencia del arrastre de la capa inmediata superior.

Partiendo de la idea, Ekman analiza el problema de las corrientes superficiales producidas por el viento, desde la base descriptiva planteada por Nansen, y en 1905 presenta una solución analítica al problema, argumentando matemáticamente que la deriva que sufren las corrientes superficiales con respecto a la dirección del viento, se debe al efecto que la rotación de la tierra tiene sobre cualquier objeto en ella.

Al integrar la corriente producida por el viento sobre toda la columna de agua de la capa de Ekman, se obtiene el transporte total de masa de agua, cuya dirección es 90° hacia la derecha (izquierda), de la dirección del viento, en el hemisferio Norte (hemisferio Sur), conocido como transporte de Ekman, y depende de la tensión del viento y de la latitud. No depende ni del carácter ni del valor numérico de la viscosidad turbulenta, lo que le confiere un alto grado de aplicabilidad basada en una cuantificación bastante exacta del transporte de agua que se produce en la capa superficial del mar (Pond y Pickard, 1983).

El transporte que se produce en un océano real, limitado por los márgenes continentales y bajo distintos regímenes de viento de condición variable, tiene unas implicaciones importantes en el desarrollo de procesos oceanográficos característicos, como son los afloramientos de agua subsuperficial asociados a la formación de zonas de divergencia superficial de aguas (Apel, 1987).

2.2. ECUACIONES DEL MODELO.

Las ecuaciones que describen el comportamiento del fluido, parten de las ecuaciones del movimiento de Navier-Stokes, que incluye las fuerzas de fricción molecular debido a la naturaleza viscosa del fluido, y la ecuación de conservación de la masa.

La ecuación de conservación del momento se formula a partir de la segunda ley de Newton. Considerando que las fuerzas resultantes que actúan sobre un elemento del fluido son la fuerza originada por las variaciones de la presión, la fuerza de Coriolis, la fuerza de gravedad, la fuerza de fricción, y otras como por ejemplo las de marea. Siendo $\alpha = 1/\rho$ y ρ la densidad del fluido.

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = -\alpha \vec{\nabla}P - 2\vec{\Omega} \times \vec{V} + \vec{g} + \vec{F} + \vec{F}$$

La frición está asociada a la naturaleza molecular del fluido y a la cizalla del campo de velocidades dentro del mismo. Se formula relacionando la tensión tangencial de la fricción (τ) con la cizalla del campo de velocidades ($\partial u/\partial x$), a través del coeficiente de viscosidad molecular (μ), para un flujo en régimen laminar (Re = UL/ ν « 1000). La fuerza de fricción neta por unidad de masa, se expresa:

$$\vec{F} = v \left| \frac{\partial^2 \vec{V}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \vec{V}}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \vec{V}}{\partial z^2} \right|$$

siendo $v = \mu/\rho$, el coeficiente de viscosidad molecular cinemático

Para un flujo en régimen turbulento (Re » 1000), la fuerza de fricción se formula por analogía al régimen laminar, relacionando las tensiones debidas a la turbulencia,

conocidas como las tensiones de Reynolds (- ρ u'u', - ρ u'v', - ρ u'w'....), con la cizalla de las velocidades ($\partial u/\partial x$), a través del coeficiente de viscosidad turbulento (A). La transferencia de momento entre parcelas de fluido es mucho más efectiva que la transferencia de momento entre las moléculas del flujo laminar. La magnitud del coeficiente de viscosidad, es muy superior al molecular (de 1 a 10⁸ veces), las componentes horizontales (A_h) tienen un valor del orden de 10⁵ m²·s⁻¹, y la componente vertical (A_z), del orden de 10⁻¹ m²·s⁻¹. La ecuación del movimiento de la hidrodinámica clásica, la ecuación de Navier-Stokes, pasa a ser en el caso del fluido geofísico, la ecuación de Reynolds. En tal caso, la fuerza de fricción neta por unidad de masa, se expresa:

$$\vec{F} = A_x \left[\frac{\partial^2 \vec{V}}{\partial x^2} \right] + A_y \left[\frac{\partial^2 \vec{V}}{\partial y^2} \right] + A_z \left[\frac{\partial^2 \vec{V}}{\partial z^2} \right]$$

siendo A_x , A_y , los coeficientes de viscosidad turbulento horizontales A_h , y A_z el coeficiente de viscosidad vertical. Estos coeficientes no son una propiedad característica del fluido, sino que dependen entre otros, del estado de movimiento del mismo.

Las componntes de la ecuación del movimiento, en coordenadas cartesianas, y expresadas por unidad de volumen, al sustituir la masa por la densidad, son:

$$\rho \left(\frac{du}{dt} + f_* w - f v\right) = \frac{\partial P}{\partial x} + A \nabla^2 u$$

$$\rho \left(\frac{dv}{dt} + f u\right) = - \frac{\partial P}{\partial y} + A \nabla^2 v$$

$$\rho \left(\frac{dw}{dt} - f_* u\right) = -\frac{\partial P}{\partial z} - \rho g + A \nabla^2 w$$

donde:

 $f = 2\Omega \operatorname{sen} \phi$, es el parámetro de Coriolis

 $f = 2\Omega \cos \phi$

 ϕ , es la latitud

 ρ , es la densidad

P, es la presión

g, es la aceleración gravitatoria

A, es el coeficiente de viscosidad turbulento

siendo u, v, w, las componentes de la velocidad.

Otra ecuación importante que describe el comportamiento del fluido es la conservación de la masa, expresada como:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial (\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial (\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial (\rho w)}{\partial z} = 0$$

La ecuación de continuidad para el fluido en movimiento, implica que un cambio temporal en la densidad del fluido $(\partial \rho / \partial t)$ dentro de una parcela, en ausencia de fuentes o sumideros, es el resultado de una acumulación del flujo de masa (ρu).

Una vez planteadas las ecuaciones fundamentales que describen nuestro caso, se realizan una serie de hipótesis, para obtener unas ecuaciones del movimiento simplificadas. A continuación se consideran las hipótesis fundamentales que simplifican el tratamiento.

La aproximación de Boussinesq. En la mayoria de los fluidos geofísicos parece justificable asumir que la densidad del fluido (ρ), en la columna de agua, no varia mucho respecto de un valor medio, de referencia (ρ_0). La densidad del fluido se expresa por tanto como, $\rho = \rho_0 + \rho'(x, y, z, t)$, donde la variación de la densidad alrededor del valor medio es bastante más pequeña que el valor medio, $\rho'(x, y, z, t) \ll \rho_0$. Esta suposición permite simplificar la ecuación de conservación del momento y de la masa, al sustituir la densidad en las ecuaciones de partida. Otra forma de simplificar el sistema original de las ecuaciones, se realiza a través de un análisis de escala, que permite ver la importancia relativa de la escala horizontal frente a la vertical, en el movimiento a gran escala de los flujos geofísicos. La dimensión vertical de los océanos (H), es bastante menor que la dimensión horizontal (L). Esta aproximación tiene implicaciones directas en el campo de las velocidades, ya que de ella se deriva que las velocidades verticales (W) sean menores que las horizontales (U); W « U. Por tanto, las velocidades verticales en la ecuación del movimiento se pueden despreciar frente a las horizontales, lo que implica que aquellos términos afectados por la velocidad vertical, pueden despreciarse.

La aproximación hidrostática en la dirección vertical, es otra de las hipótesis a considerar. Por ella, en la componente vertical de la ecuación del movimiento se establece un equilibrio entre el gradiente vertical de presiones y el peso de la columna de agua (Von Schwind, 1980).

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g$$

Despues de estas simplificaciones se obtiene el sistema de ecuaciones, donde las incógnitas son las velocidades horizontales (u, v) y la presión (P). La ecuación de momento, toma la forma simplificada.

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - f v = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + A \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + f u = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + A \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$$

$$0 = -\frac{\partial \mathbf{P}}{\partial z} - \rho g$$

La ecuación de conservación de la masa, se convierte en conservación del volumen, como resultado de las hipótesis simplificadoras expuestas anteriormente. Al sustituir la expresión de la densidad, bajo la aproximación de Boussinesq, en la ecuación de conservación de la masa, se obtiene la expresión:

$$\rho_0 \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right] + \rho' \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right] + \rho' \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right] + \rho' \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right] + \rho' \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right] + \rho' \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right] + \rho' \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right] + \rho' \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right] + \rho' \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right] + \rho' \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right] + \rho' \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right] + \rho' \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right] + \rho' \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right] + \rho' \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right] + \rho' \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right] + \rho' \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right] + \rho' \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right] + \rho' \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right] + \rho' \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right] + \rho' \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right] + \rho' \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right] + \rho' \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right] + \rho' \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right] + \rho' \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial y} \right] + \rho' \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial y} \right] + \rho' \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial y} \right] + \rho' \left[\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial y} \right] + \rho' \left[\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial y} \right] + \rho' \left[\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial y} \right] + \rho' \left[\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial y} \right] + \rho' \left[\frac{\partial u}{\partial y} \right] + \rho' \left[\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial y} \right] + \rho' \left[\frac{\partial u}{\partial y} \right] + \rho' \left[\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial y} \right] + \rho' \left[\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial y} \right] + \rho' \left[\frac{\partial u}{\partial y}$$

$$+\left[\frac{\partial \rho'}{\partial t} + u \frac{\partial \rho'}{\partial x} + v \frac{\partial \rho'}{\partial y} + w \frac{\partial \rho'}{\partial z}\right] = 0$$

Las variaciones relativas espacio-temporales de la densidad, son mucho menores que las variaciones relativas del campo de velocidades. Los términos del tercer grupo son de orden inferior a los del segundo grupo. Los términos del segundo grupo son siempre menores que los del primer grupo, en tanto que $\rho' \ll \rho_0$. Las variaciones pequeñas de la densidad alrededor del valor medio de la columna de agua, permite obtener la ecuación de continuidad del volumen, expresada como:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

El sistema de ecuaciones simplificado, permite obtener las soluciones al problema; determinar los valores de u, v, en función de las magnitudes conocidas, de tal manera que satisfagan las ecuaciones del movimiento, la ecuación de continuidad, y las condiciones de contorno.

De acuerdo con la idea planteada anteriormente, el modelo de Ekman es una de las primeras teorías que describe el efecto del viento sobre el océano. En ella se plantean una serie de hipótesis que simplifican aún más el estudio del océano real. La teoría desarrollada por Ekman indica que la única fuerza causante del movimiento es el forzamiento del viento sobre la superficie del mar, apareciendo después las fuerzas friccionales que se producen entre las distintas capas de agua.

Supone un océano homogéneo, en el que no existen los gradientes de presión. Considera que el océano es ilimitado en la horizontal, en el que no existen contornos laterales, eliminando así, los problemas de la fricción lateral. Otra de las hipótesis de partida del modelo es la que resulta de estudiar un océano de profundidad infinita, que permita el desarrollo de la espiral de velocidades con la profundidad. Eliminando así los problemas relativos a la fricción del fondo. Se resuelve el caso estacionario con un campo de viento uniforme en el espacio y en el tiempo. En lo que respecta al coeficiente de la viscocidad turbulenta, el modelo lo supone constante con la profundidad.

Una vez planteadas las hipótesis simplificadoras, se obtiene el sistema de ecuaciones del modelo, que señala un balance entre la fuerza de fricción y la fuerza de Coriolis.

$$f v + A_z \frac{d^2 u}{dz^2} = 0$$

$$-f u + A_z \frac{d^2 v}{dz^2} = 0$$

La condición de contorno en la superficie del mar, equilibra la tensión que el viento ejerce sobre el agua (τ) , con la tensión ejercida por el agua. Es decir:

$$\tau_{x} = A_{z} \frac{\partial u}{\partial z} \Big|_{z}$$

$$\tau_{y} = A_{z} \frac{\partial v}{\partial z} \Big|_{z}$$

La condición de contorno que se ha de cumplir en el fondo ($z = -\infty$), hace que las velocidades del fluido (u, v) se anulen:

$$u\big|_z = v\big|_z = 0$$

La solución analítica del sistema de ecuaciones del modelo de Ekman, para el caso de suponer que la acción del viento se localiza orientada en la dirección del eje y, describe:

$$u_{e}(z) = V_{0} \cos \left[\frac{\pi}{4} + \frac{\pi}{D_{E} z}\right] \exp \left[\frac{\pi}{D_{E} z}\right]$$

.
$$v_{E}(z) = V_{0} sen \left[\frac{\pi}{4} + \frac{\pi}{D_{E} z}\right] \exp \left[\frac{\pi}{D_{E} z}\right]$$

Las soluciones anteriores del modelo de Ekman para la superficie del océano (z=0) indican que la corriente en la superficie presenta un ángulo de desviación de 45° en sentido horario respecto de la dirección del viento para el hemisferio Norte, mientras que para el hemisferio Sur la desviación es en sentido antihorario.

$$u_e = V_0 \cos 45^\circ$$
$$v_e = V_0 \ sen 45^\circ$$

Siendo V₀ la velocidad en superficie.

$$V_0 = \frac{\tau D}{\rho \sqrt{2 A_z}}$$

$$D = \sqrt{\frac{2A_z}{f}}$$

Las soluciones para las distintas profundidades señalan una disminución de la intensidad de la corriente hasta una profundidad en que prácticamente se hace cero. La dirección de la corriente en los distintos niveles de la columna evidencian la desviación horaria en el hemisferio Norte. En conjunto, desde la superficie hasta la profundidad donde el efecto del viento ya no se deja sentir, es decir lo que se conoce como capa de Ekman (D_e) , las componentes de la velocidad representan gráficamente una espiral logarítmica y por tanto dicho comportamiento del campo de velocidades en la capa de Ekman se asocia a una espiral de Ekman (figura 2).

$$D_e = \pi \sqrt{\frac{2A_z}{f}}$$

Otro resultado de relevancia del modelo de Ekman es el transporte de masa (M), que resulta de la integración de las corrientes que se generan en toda la capa y que depende únicamente de la acción del viento y de la latitud de la zona en cuestión, es decir:

$$M_x = \frac{\tau_y}{2 \ \Omega \ sen \phi}$$

$$M_{y} = \frac{\tau_{x}}{2 \ \Omega \ sen \phi}$$

El transporte de masa que se produce dentro de la capa se dirige desviado 90° hacia la derecha respecto de la dirección del viento en el hemisferio Norte.

Las distintas hipótesis que simplifican el estudio del viento sobre el océano, en el modelo de Ekman, restringen el caso a un océano que no se da en la realidad (profundidad infinita, sin contornos laterales, homogéneo, etc...).

No obstante, se observa la existencia de un comportamiento aproximado en lo que se refiere al transporte originado por la acción del viento en la capa de Ekman, y de la misma espiral. Estudios recientes sobre la capa superficial del mar, en regiones de afloramiento costero: Oregon, Noroeste de Africa, Perú y Norte de California (Lentz, 1992), han mostrado la consistencia entre el transporte perpendicular que se produce sobre la plataforma costera en la capa superficial del mar, con el transporte de Ekman, calculado según la fórmula teoríca. De la misma manera, Price et al. (1987), Krauss (1993) y Chereskin (1995), mostraron en aguas oceánicas la consistencia entre el transporte observado y el calculado según la teoría de Ekman.



Figura 2. Estructura de la capa superficial de Ekman representada para el hemisferio Norte (Cushman-Roisin, 1994).

El transporte debido al viento en un océano real, limitado por los márgenes continentales y bajo distintos regímenes de viento de condición variable, tiene unas implicaciones importantes en el desarrollo de procesos oceanográficos característicos, como son los afloramientos de agua subsuperficial asociados a la formación de zonas de divergencia superficial de aguas. La utilización de la teoría de Ekman en el área del Noroeste africano, se justifica, si se hace referencia a las características meteorológicas e hidrográficas de la zona, ya que se aproximan a algunas hipótesis de partida consideradas por el autor. Los vientos alisios en esta zona, se pueden considerar uniformes, y se admite como una buena aproximación, la solución estacionaria del problema. Por otro lado, las condiciones hidrográficas del área, se caracterizan por presentar una capa superficial poco estratificada, y se considera una buena aproximación la homogeneidad del fluido en la capa de agua superficial. Por tanto, en el problema concreto del Noroeste africano, se adecúan algunas de las limitaciones de la teoría de Ekman.

2.3. LA TENSION DEL VIENTO Y EL COEFICIENTE DE ARRASTRE

La tensión de arrastre del viento es la fuerza aerodinámica que ejerce el viento sobre la superficie del mar y depende de la velocidad de éste mediante una relación cuadrática (V_s). A su vez, es función de la densidad del aire (ρ_a) y del coeficiente de arrastre (C_D).

$$\tau = C_D \rho_a | \vec{V}_s | \vec{V}_s$$

Debido a la variación que sufre el campo de viento, a lo largo de la capa atmosférica de Ekman sobre la superficie del mar, se ha definido una altura representativa, a la cual se mide la velocidad del viento superficial, que se ha considerado internacionalmente como la correspondiente a los 10 metros sobre el nivel del mar.

El coeficiente de arrastre (C_D) ha sido motivo de numerosos estudios debido a la importancia que su valor tiene en la determinación de la tensión del viento sobre la superficie del mar, y a la dependencia que en si mismo tiene, con otros parámetros como son la altura a la cual se mide el viento sobre la superficie del mar, la estabilidad de la atmósfera cerca de la interface atmósfera-océano, la rugosidad de la superficie del mar, y la velocidad del viento en superficie (Bowden, 1983). Para la determinación del coeficiente de arrastre se han llevado a cabo numerosos estudios de carácter experimental, basados en

diferentes métodos, como el de correlación de eddy (Smith and Banke, 1975), y el método del perfil de viento (Sheppard et al., 1972). De ellos se han derivado fórmulas empíricas para la determinación del coeficiente de arrastre en condiciones de estabilidad neutra, " C_{DN} ".

Garrat en 1977, presenta una revisión de los coeficientes de arrastre propuestos por numerosos autores (ver tabla 2; Garrat, 1977), que han utilizando los diversos métodos de observación de la tensión del viento y del perfil de la velocidad del viento en la capa atmosférica. Todas estas observaciones son consistentes con la relación de Charnock (Charnock, 1955), entre la rugosidad de la superficie (z_0) y la velocidad de fricción del viento sobre la superficie del mar (u_*), expresada como:

$$z_0 = \alpha \frac{u_*^2}{g}$$

siendo α , la constante de Charnock, cuyo valor proporciona la correlación entre los resultados de laboratorio y los oceánicos.

Las expresiones empíricas muestran que el coeficiente de arrastre se hace mayor cuando la velocidad del viento aumenta. Garrat (1977) propone una relación en la que el coeficiente de arrastre aumenta linealmente con la velocidad del viento en el rango, 4 m/s $< V_{10} < 20$ m/s :

$$C_{DN}(10) \cdot 10^3 = 0.75 + 0.067 \cdot V$$

En la última década se han realizado numerosas medidas de la turbulencia del viento, de la temperatura del aire y de la altura de las olas, con sensores instalados en plataformas oceánicas, cuyo análisis permite obtener la tensión del viento y el flujo de calor (Smith, 1980, 1988, 1990; Large and Pond, 1980). Estas observaciones se realizaron bajo condiciones atmosféricas de estabilidad neutra y en condiciones típicas oceánicas. La regresión encontrada entre el coeficiente de arrastre y la velocidad del viento obedece a una relación lineal del tipo de la de Garrat (1977), el coeficiente de arrastre sobre la superficie del mar se incrementa gradualmente con un aumento de la velocidad del viento.

Antes de 1980, la mayoria de las medidas directas de la tensión del viento sobre la superficie del mar, se realizaron en zonas costeras, y los valores del coeficiente de arrastre obtenidos de la regresión lineal con las medidas de viento, son superiores a los encontrados por los autores arriba referenciados. En estas áreas, la rugosidad de la superficie del mar es mayor que en áreas oceánicas, produciendo un efecto directo sobre el valor del coeficiente de arrastre de arrastre que hace más apropiado utilizar unos valores mayores (Wu, 1980, 1990).

Las revisiones del coeficiente de arrastre de Garrat en 1977 y Wu en 1980, muestran las relaciones empíricas que se derivan de los resultados observacionales del viento sobre la superficie del mar en zonas costeras. La mayoría de ellas corresponden a un rango de viento por encima del cual, el error en la determinación del coeficiente es alto. Para intensidades superiores a 25 m/s, las medidas directas de viento son bastante escasas, no pudiendose establecer una regresión lineal significativa. De la misma forma, por debajo de un cierto viento (0.5 m/s), se obtiene un valor del coeficiente de arrastre elevado (Wu, 1980).

Wu (1980), propone una relación lineal, en la que los valores del coeficiente de arrastre resultan superiores a los de Smith (1980, 1988) y Large and Pond (1980), para un rango de velocidades del viento, $1 \text{m/s} < V_{10} < 20 \text{ m/s}$, en condiciones típicas costeras de fetch limitado y profundidad limitada:

$$C_{DN} = 0.8 + 0.065 \cdot V_{10}$$

La expresión indica que el coeficiente de arrastre, referido a los 10 metros de altura, en condiciones atmosféricas de estabilidad neutra, debe incrementarse con la velocidad del viento, si la velocidad del viento sigue un perfil logarítmico y si se mantiene la relación de Charnock, entre la longitud de rugosidad y la velocidad de fricción del viento en la superficie del mar. La fórmula empírica propuesta por Wu (1980), se basa en una recopilación de resultados anteriores, revisados por el autor en 1969 y Garrat en 1977, y de resultados recientes, que permite una mejor representación de los coeficientes de arrastre.

<u>3. AFLORAMIENTO DEL NOROESTE AFRICANO</u>

3.1. CARACTERISTICAS GENERALES DE LOS SISTEMAS DE AFLORAMIENTO.

Existen varios sistemas de corrientes importantes costeras asociados a zonas de afloramiento. En el Atlántico oriental se encuentra, en el hemisferio Norte, la Corriente de Canarias asociada a la zona de afloramiento costero del Noroeste de Africa (Mittelstaedt, 1983); en el hemisferio Sur, la Corriente de Benguela asociada a la zona de afloramiento costero del Suroeste de Africa (Nelson y Hutchings, 1983). En el Pacífico oriental, se encuentra, en el hemisferio Norte, la Corriente de California asociada a las zonas de afloramiento costero del Oregon y California (Huyer, 1983), y de Vancouver (Ikeda y Emery, 1984); en el hemisferio Sur, se localiza la corriente de Perú asociada a la zona de afloramiento del Noroeste del Perú (Brink et al., 1983). En el Indico occidental, se encuentra la Corriente de Somalia, asociada a la zona de afloramiento de Somalia y de los Estados Arabes (Mittelstaedt, 1986).

De la comparación de las áreas en las que se presentan afloramientos importantes (Huyer, 1976; Hagen, 1981; Smith, 1981; Lentz, 1992) resulta una serie de rasgos característicos comunes del proceso, que se resumen a continuación:

El transporte de Ekman que se deriva de la tensión de arrastre del viento, en la capa superficial del mar, se dirige hacia afuera de la costa 90° hacia la derecha (izquierda) de la dirección del viento, en el hemisferio Norte (hemisferio Sur).

El flujo hacia afuera de la costa se desarrolla en una única capa en la superficie, cuyo grosor depende del estado de la estratificación.

El flujo compensatorio hacia la costa se desarrolla en una única capa en profundidades intermedias.

El afloramiento de las aguas subsuperficiales se produce cerca de la costa, presentando un ancho de una longitud de escala del orden del radio de deformación de Roosby (entre 10 y 20 Km) (Lentz, 1992), y en el borde de la plataforma continental,

dependiendo de las condiciones de viento, y de la morfología de la plataforma continental (Mittelstaedt et al., 1975; Barton et al., 1977; Halpern et al., 1977). Según otros autores, las aguas afloradas que se localizan en el borde de la plataforma costera, podrían tener su origen en la advección hacia el Suroeste de las aguas afloradas más al Norte (Tomczak, 1981; Ikeda y Emery, 1984).

Las superficies isotermas e isopicnas presentan una pendiente ascendente dirigida hacia la costa, constituyendo así el frente térmico y de densidades, donde las aguas más frías y densas se encuentran en la parte interna del frente, hacia la costa.

El agua aflorada se extiende hacia afuera sobre la plataforma costera (advección del agua aflorada), y se hunde en una zona de convergencia en la parte más externa de la plataforma.

En la zona de convergencia se localiza la frontera entre las aguas costeras y oceánicas, donde se dibujan trazos sinusoidales, debido a la fricción lateral entre los dos régimenes.

Paralelo a la costa se desarrolla un flujo hacia el ecuador sobre la plataforma y una contracorriente hacia el Norte sobre la parte más alta del talud continental en el afloramiento del Noroeste africano, o incluso sobre la plataforma en el caso del afloramiento de Oregón, en función de la morfología de la plataforma y del talud continental.

La variabilidad espacial y temporal de los vientos costeros, las irregularidades de la topografía del fondo y de la linea de costa, y la interacción de varios procesos de diferente escala, hacen que el afloramiento costero, sea un proceso de meso-escala de naturaleza transitoria y tridimensional, con distintas variaciones a lo largo de la costa (Cruzado, 1974; Jones y Halpern, 1978; Mittelstaedt, 1986; Washburn y Armi, 1988; Ramp et al., 1991).

El estudio de las zonas de afloramiento se fundamenta en el análisis del agente causante como medida directa del fenómeno, o en el análisis de las observaciones que proporcionan evidencias del afloramiento costero; tal es el caso de la temperatura superficial del mar utilizada como parámetro físico indicador de aguas afloradas, o la concentración de clorofila en la superficie del mar, que es otro parámetro frecuentemente utilizado para la observación sinóptica de procesos dinámicos. La conjunción de la caracterización de diversos elementos causales, o efectos de los mismos apoyados en observaciones realizadas "in situ", deben permitir el mejor entendimiento del fenómeno y por tanto la mejora en el desarrollo de modelos prognósticos.

La temperatura superficial del mar es el parámetro más utilizado a la hora de localizar y estudiar las zonas de afloramiento costero y las evoluciones espacio-temporales características del proceso. El desarrollo de la técnica de percepción remota ha permitido instalar sensores de temperatura superficial del mar y de concentración de clorofila en aviones y satélites, permitiendo el estudio de los procesos costeros a gran escala. Los gradientes de temperatura y de clorofila que se desarrollan en estas zonas de afloramiento son detectables en las distribuciones térmicas superficiales y de concentración de fitoplancton, obtenidas desde sensores instalados en los satélites (Van Camp et al., 1991; Sousa y Bricaud, 1992; Fang y Hsieh, 1993; Llinás et al., 1990; Gabric et al., 1993; González-Muñoz et al., 1995). Estos proporcionan una visión sinóptica y continuada de los procesos costeros a lo largo de grandes áreas, lo que les confieren una amplia aplicabilidad en el estudio de las variaciones del afloramiento; estacionales (Van Camp y Nykjaer, 1988), locales (Tomczak, 1981; Ikeda y Emery, 1984), e interanuales, como por ejemplo, Fang y Hsieh (1993) que utilizan una serie de imágenes AVHRR correspondientes a los veranos desde 1984 a 1991, para elaborar un indice de enfriamiento de la región del afloramiento costero de Vancouver, a partir del cual analizan las variaciones interanuales.

Un ejemplo de este tipo de imágenes es la que se muestra en la figura 3, es una imagen de temperatura superficial del mar (TSM) correspondiente al día 22 de marzo de 1989, procesada en el ORA (Office Reserch Applications) de NOAA, para la corrección geométrica y radiométrica de los datos originales registrados por el sensor AVHRR. En ella se observan los gradientes térmicos, realzados en la imagen a través de un proceso digital de imágenes de satélite por ordenador, realizado en el Instituto Canario de Ciencias Marinas de la Dirección General de Universidades del Gobierno de Canarias, que se desarrollan en las zonas de afloramiento (gradientes térmicos paralelos a costa), mostrando con claridad como las aguas más frías se localizan cerca de la costa. La imagen del día 22 de marzo, muestra una situación de afloramiento intenso, que podemos considerar ŗ

característico del área, como se comprobará en capítulos posteriores, que se produce como respuesta a un periodo de fuertes vientos que predominaron en la zona durante diez días (13-22 de marzo) (pulso de viento).

Como ya se ha referido, el proceso físico del afloramiento costero, en su concepto más simple, se puede explicar en base a la teoría de Ekman de las corrientes superficiales producidas por el viento (Smith, 1968). A partir del concepto de la viscosidad turbulenta, cuantificado por el coeficiente de viscosidad de eddy, la fuerza de fricción del viento transmite una cantidad de energía desde la atmósfera a una capa superficial de espesor variable (capa de Ekman), en donde esa energía es absorbida y transformada en movimiento de la masa de agua (Sverdrup, Johnson y Fleming, 1942; Newman y Pierson, 1966). Ekman en 1905, planteó las ecuaciones del movimiento horizontal de las corrientes producidas por el viento, para las cuales y bajo una serie de hipótesis (comentadas anteriormente en el apartado 2.2) encuentra soluciones en las que sólo son determinantes el término de fricción del viento y la fuerza de Coriolis.

La solución de Ekman a las ecuaciones del movimiento horizontal determina:

Una componente superficial 45° a la derecha de la dirección del viento, en el hemisferio Norte, señalada en la figura 3 como (a).

La velocidad de la corriente disminuye con la profundidad, al mismo tiempo que gira en sentido horario, en el Hemisferio Norte, hasta llegar a una profundidad, profundidad de la capa de Ekman, en la que se deja de sentir el efecto de fricción del viento, donde la velocidad de la corriente se hace prácticamente cero y donde su dirección ha girado hasta llegar a ser contraria a la dirección de la corriente en superficie.

La integración del flujo horizontal en la capa de Ekman, produce un transporte neto de masa de agua 90° hacia la derecha de la dirección del viento, también en el Hemisferio Norte, (transporte de Ekman), señalada en la figura 2 como la flecha ancha perpendicular a la costa.

ņ

En los márgenes orientales de las cuencas oceánicas, en donde el viento sopla prácticamente paralelo a costa y hacia el Ecuador (caso representado en la figura 3), el transporte neto de masa de agua que se produce hacia afuera de la costa origina una zona de divergencia del agua superficial cerca de la costa y como consecuencia, se produce una advección vertical (afloramiento) donde aguas subsuperficiales, generalmente más frías y más ricas en nutrientes, aparecen cerca de la costa, compensando así el déficit generado.

En las áreas de afloramiento costero se ha de considerar además, la existencia de la componente geostrófica, señalada en la figura 3 como (b), que fluye a lo largo de la costa, que resulta del balance entre el gradiente de presiones, que se origina entre las aguas más densas en costa y las menos densas advectadas hacia afuera de la costa, y la fuerza de Coriolis, y como consecuencia se obtiene la corriente en superficie, denominada (c) en la figura 3, resultante de la componente teórica superficial 45° a la derecha de la dirección del viento (a) y la componente geostrófica (b) paralela a la costa, cuya dirección tiene una componente hacia afuera de la costa.

Las zonas de afloramiento costero tienen implicaciones biológicas de considerable importancia ecológica y económica cuando el agua subsuperficial que aflora es rica en nutrientes. La producción fitoplanctónica en las áreas de afloramiento, donde la concentración de nutrientes en la capa eufótica se repone rítmicamente, es alta y desde aquí se potencia la productividad de los niveles altos de la cadena trófica (Minas et al., 1982; Dugdale y Wilkerson, 1985; Margalef, 1985). Un número significativo de las pesquerías de importancia mundial y de interés económico industrial, se encuentran en zonas de afloramiento costero, ocupando éstas una mínima parte de las zonas globales. De aquí se desprende la importancia económica que las zonas de afloramiento tienen para la producción pesquera mundial. La clave de la alta productividad biológica de las zonas de afloramiento costero, es la subida de nuevos nutrientes desde las capas más profundas a la capa eufótica y la posterior retención del fitoplancton por la estratificación de la columna de agua en una zona bien iluminada (Brink, 1983).



Figura 3. Procesos asociados al afloramiento costero. Flecha estrecha: tensión de arrastre del viento. Flechaancha: transporte de Ekman, 90° a la derecha de la dirección del viento. a) Componente superficial 45°aladerecha del viento. b) Componente geostrófica. c) Corriente superficial resultante.

La distribución térmica que se observa a lo largo de la costa refleja la existencia de una corriente en superficie, señalada como (c) en la figura 3, resultante de la componente superficial 45° a la derecha de la dirección del viento, (a) en la figura 3, y la componente geostrófica, (b) en la figura 3, cuya dirección hacia el Sur tiene una componente hacia afuera de la costa. Se trata de la advección hacia el Suroeste de las aguas frías afloradas más al norte (Tomczak, 1981), siguiendo como trayectorias de flujo, los contornos batimétricos, según apuntan: Cruzado y Salat (1981); Freeland y Denman (1982); Fiuza (1983); Kelly (1985); Mc Clain et al. (1986), en los afloramientos del Noroeste de Africa, de la isla de Vancouver, de la costa de Portugal, de California y de la costa de Galicia, respectivamente, quedando patente, de forma visual, el carácter tridimensional del proceso del afloramiento.


Figura 3. Imagen de Temperatura Superficial del Mar, correspondiente al día 22 de marzo de 1989, procesada inicialmente en el ORA del NOAA\NESDIS, y procesada para su formato final en el Instituto Canario de Ciencias Marinas de la Dirección General de Universidades del Gobierno de Canarias.

La imagen de temperatura superficial del mar que se presenta, muestra la capacidad de observación que prestan este tipo de imágenes. El resultado final del proceso de la imagen se muestra con un código de colores basado en la técnica del falso color, para destacar las distintas características observables; nubes en blanco, tierra en negro y los distintos colores la temperatura superficial del mar, violeta representa las aguas más frías en costa y el rojo la temperatura más alta fuera de la costa y al Sur de las islas, zona protegida al viento, caracterizadas por el calentamiento superficial del agua (La Viollete, 1974).

Van Camp et al. (1991), muestran la variabilidad estacional del afloramiento a lo largo de la costa del Noroeste africano, utilizando imágenes de temperatura superficial del mar, representativas de cada estación del año, y el campo de vientos proporcionado por el ECMWF. Del estudio realizado se infiere la consistencia del campo de vientos con las variaciones espaciales y temporales del afloramiento, representadas en las imágenes TSM.

3.2. CARACTERISTICAS DE LA ZONA

3.2.1. GENERALIDADES

El afloramiento costero del Noroeste africano ha sido objeto de numerosas investigaciones llevadas a cabo a través de programas de observación a nivel internacional CINECA (Hempel, 1982) y CUEA, durante la Década Internacional de la Exploración del Oceano (IDOE, 1970-1980), periodo en el que se realizó un esfuerzo importante a nivel económico y social por parte de la comunidad científica internacional, para la investigación de todas las áreas de afloramiento costero a lo largo de los márgenes orientales de las cuencas oceánicas del Atlántico y del Pacífico, al objeto de llegar a un mejor entendimiento del fenómeno y de señalar los rasgos característicos comunes a todas las áreas de afloramiento costero.

La dinámica superficial del área del Noroeste africano está regulada por la circulación atmosférica y por la condición de "contorno oriental" que la plataforma costera africana supone en el Atlántico Centrooriental, resultando una de las zonas de afloramiento más conocida y estudiada por su enorme potencial pesquero. La costa noroccidental de Africa está sometida a la influencia de los vientos alisios de dirección Norte-Noreste, paralelos a la costa. El balance que se produce entre la fuerza de fricción del viento y la fuerza de Coriolis, da como resultante, a través de toda la capa de penetración energética del viento (capa de Ekman), como se ha señalado en el capítulo dos, un transporte de la masa de agua superficial hacia afuera de la costa. Este transporte se ve compensado por aguas subsuperficiales frías y más ricas en nutrientes, que ascienden originándose así el afloramiento costero de esta región.

Los resultados obtenidos de los correntímetros que se instalaron en la costa oeste de Africa, durante la realización de los programas internacionales ya referidos, permitieron describir el sistema de las corrientes en el área de estudio. A lo largo de la plataforma del Noroeste africano fluye una corriente superficial dirigida hacia el Ecuador debida a la actuación de los vientos alisios. Dicha corriente se fortalece sobre la plataforma por un chorro costero, que fluye en la misma dirección y que está asociado al fenómeno del afloramiento (Shafer, 1974, 1976; Johnson et al., 1975; Mittelstaedt et al., 1975; Huyer, 1976; Halper et al., 1977). En Mittelstaedt et al. (1975) se referencian velocidades significativamente altas entre 20-30 cm/s, sobre la plataforma costera en la zona de Cabo Blanco, constatando así la existencia del jet costero, de origen baroclínico. La velocidad de la corriente disminuye a medida que aumenta la profundidad, con un máximo en superficie cerca de la costa (Johnson et al., 1975).

Asociado al sistema de las corrientes de borde oriental, se desarrolla una corriente hacia el Norte que fluye sobre el talud continental, en capas subsuperficiales, y por fuera de la plataforma. En función de la variabilidad del campo de viento, la contracorriente hacia el Norte fluye ocupando la capa subsuperficial, o toda la columna de agua. Mittelstaedt et al. (1975), encuentran una corriente subsuperficial hacia el Norte con velocidad máxima de 15 cm/s sobre el talud continental, entre los 200-300 metros de profundidad, en la zona de Cabo Blanco. Johnson et al. (1975), describen en la zona de Cabo Bojador, el mismo sistema de corrientes, en el que la profundidad de máxima velocidad es de 400 metros, con una ausencia total de la contracorriente hacia el Norte en superficie, todo ello debido a la fuerte componente barotrópica de la corriente hacia el Ecuador, que se desarrolla en dicha zona durante la época de verano.

La región sobre el margen continental donde convergen las corrientes superficiales en direcciones opuestas, definen una zona frontal, marcada por la disminución de las velocidades de las mismas a ambos lados del frente. La variación de la posición del frente sobre el margen, es función de la variación del campo de viento. Según Mittelstaedt et al. (1975), en condiciones de viento moderado (7 m/s) favorable al afloramiento, el frente se localizó a unos 50 Km de la costa, al final de la plataforma, y todo el sistema de corrientes hacia el Sur, mostró una expansión máxima, del doble de la distancia, tras el aumento en 1 m/s de la intensidad del viento. Al mismo tiempo, la corriente se expandió a profundidades subsuperficiales, debilitando la corriente subsuperficial hacia el Norte, a una velocidad de 5 cm/s.

A partir de los estudios realizados en la zona de Cabo Corveiro-Cabo Blanco (19°-21°N) (Meincke et al., 1975; Mittelstaedt et al., 1975) y más la Norte en la zona de Cabo Bojador (Johnson et al., 1975; Tomczak y Hughes, 1980), se ha demostrado el carácter permanente de la corriente que fluye hacia el Norte, en capas subsuperficiales y la variabilidad en intensidad y en posición, en función de la intensidad de la corriente hacia el Ecuador, producida por los vientos alisios sobre la plataforma continental. La profundidad de máxima velocidad a la que fluye la corriente subsuperficial varía a lo largo de la costa, siendo menos profunda en bajas latitudes. A medida que aumenta la latitud, la profundidad aumenta gradualmente; alrededor de los 26°N la corriente fluye por debajo de los 400 metros (Tomczak y Hughes, 1980).

La circulación zonal sobre el margen continental, presenta un flujo hacia afuera de la costa , dentro de una capa superficial de 20-30 metros, donde se produce el transporte de Ekman. Por debajo de esta capa superficial el flujo se dirige hacia la costa, en una capa de compensación en donde las velocidades más altas se localizan sobre la plataforma costera (Mittelstaedt et al., 1975; Halpern et al., 1977). La profundidad de dichas capas varía en función del campo de vientos, y según éste, el afloramiento tendrá un caracter bidimensional, cuando las velocidades del viento son máximas, durante un evento del afloramiento, ó tridimensional (naturaleza propia del proceso), como consecuencia directa del balance que debiera existir entre los flujos opuestos desarrollados en las distintas capas.

Según las observaciones de las corrientes que se han realizado en distintas zonas del afloramiento, Cabo Corveiro y Cabo Bojador, la circulación zonal parece describir distintos modelos de corrientes (Halpern et al., 1977). En Cabo Bojador, donde se desarrolla una estratificación en verano, se describe un modelo de doble celda (Johnson et al., 1975), con una corriente hacia afuera de la costa en la capa superficial, centrado en el nivel de máxima

estabilidad estática, e inmediatamente por debajo la corriente es hacia la costa. La segunda capa donde se desarrolla la corriente que se dirige hacia afuera de la costa, se localiza en profundidades intermedias, y el segundo flujo hacia la costa, ocurre bajo la picnoclina, sobre el talud continental; sobre la plataforma costera el flujo hacia la costa se desarrolla sobre el fondo. En Cabo Blanco, donde la estratificación es débil, en la estación de primavera, el sistema de circulación describe un modelo de una celda (Mittelstaedt et al., 1975).

Los resultados obtenidos por los numerosos autores que han investigado, sobre el carácter espacial del proceso del afloramiento, apuntan la inexistencia del balance entre los dos transportes opuestos (hacia y desde la costa), encontrando que el flujo compensatorio hacia la costa es siempre superior al flujo hacia afuera de la costa, por un factor de dos ó tres según Halpern at al. (1977), que varia en función de las condiciones de viento. El balance entre los flujos opuestos alcanza su grado máximo en condiciones de viento fuerte, favorable al afloramiento, durante el desarrollo de un evento. En caso de condiciones de viento desfavorable al afloramiento, no se consigue el balance entre las corrientes opuestas, por el contrario el flujo que se desarrolla puede ocupar toda la columna de agua en dirección hacia la costa (Halpern et al., 1977). El sistema del afloramiento en su conjunto, es básicamente tridimensional, debido a las interacciones que existen entre los sistemas de corrientes de diferentes escalas espacio-temporales, y tan sólo cuando los vientos fuertes dominan el campo de corrientes, existe una alta probabilidad para la bidimensionalidad del sistema.

Numerosos investigadores han encontrado evidencias, que apuntan la posible existencia de afloramientos de aguas subsuperficiales en mitad y final de la plataforma costera, en la región del JOINT-I (21°40'N), en condiciones de viento fuerte favorables al afloramiento (Jones y Folkard, 1970; Shaffer, 1974, 1976; Meincke et al., 1975; Mittelstaedt et al., 1975; Huyer, 1976; Barton et al., 1977; Halpern et al., 1977). Barton et al. (1977), basándose en medidas simultáneas de corrientes, del viento, y de las secciones hidrográficas, concluyen que existe afloramiento de aguas subsuperficiales en mitad de la plataforma y en la parte más externa de la misma, en concordancia con los valores máximos

de la corriente hacia la costa obtenidos en la capa subsuperficial localizadas en las mismas zonas, sobre la plataforma costera, cuando se desarrollan las condiciones de los eventos del afloramiento en los que la corriente hacia afuera de la costa ocupa toda la columna de agua en la parte más interna de la plataforma (a 15 Km).

Las profundidades desde donde afloran las aguas subsuperficiales oscilan entre los 200 y 300 metros (Le Floch, 1974; Molina, 1981). Las masas de agua implicadas en el afloramiento costero del NO de Africa corresponden al Agua Central Noratlántica (NACW) y al Agua Central Suratlántica (SACW), en la medida en que estas ocupan un rango de profundidades entre 100 y 800 metros en las zonas costeras (Manríquez y Fraga, 1982; Tomczak, 1982; Tomczak y Hughes, 1980). Estas masas de agua presentan diferencias en cuanto a sus propiedades hidrográficas (Temperatura, Salinidad, Densidad) y químicas (concentración de Oxigeno, concentración de Sales Nutrientes), debido a la distinta naturaleza y origen de su procedencia (Minas et al., 1982; Fraga et al., 1985; Llinás et al., 1985). Fraga (1974), muestra la viabilidad del análisis de la distribución de masas de agua, en el estudio de los sistemas de corrientes, y en mayor grado que el estudio individualizado de las propiedades de las mismas, según apuntan Tomczak y Hughes en 1980. Existe un transporte hacia el Sur del NACW, en la zona Norte, asociada al jet costero y a la Corriente de Canarias sobre la plataforma (Fiuza y Halpern, 1982).

La zona de transición entre las dos masa de agua NACW y SACW, en las capas superficiales, se localiza en la zona de Cabo Blanco (21°N) (Tomczak, 1978, 1982; Barton, 1982; Manríquez y Fraga, 1982; Llinás et al., 1985). En la costa, la influencia del SACW en las capas superficiales, puede alcanzar latitudes de hasta 22°N (Hughes y Barton, 1974). El frente de contacto, de carácter casi permanente entre las latitudes 19°-21°N (Barton, 1982, 1985, 1987), presenta una estructura compleja e irregular, que se dibuja a través de un fuerte gradiente termohalino de un ancho de 10 Km, en el que el contraste de la temperatura alcanza hasta 3°C y el de la salinidad alcanza hasta 1 unidad de salinidad práctica, con un débil gradiente de densidad horizontal, que generalmente no llega hasta la superficie, debido a la presencia de una capa superficial aproximadamente de 50 metros de agua tropical. El frente presenta una estructura sinusoidal en una escala de 200 Km, aunque en ella se determinan meandros y eddies de menor escala (20 km) (Barton, 1987).

Las masas de agua NACW y SACW son originalmente subsuperficiales, y afloran a las capas superficiales en la parte interna de la plataforma, cuando las condiciones de viento son favorables al proceso. La distinta naturaleza de las masas de agua que alimentan el afloramiento costero del Noroeste africano, hace que se puede dividir el área del afloramiento en dos regiones bien diferenciadas: la región Norte, al Norte de 22°N, donde la naturaleza del agua aflorada es predominantemente NACW, con las características que la definen y diferencian de la masa de agua SACW, que se localiza al Sur, en la misma superficie de densidad; el NACW es agua más salada, más oxigenada y más pobre en nutrientes, que la aflorada al Sur de 22°N (SACW) (Shafer, 1974). La región Sur, al Sur de 22°N, donde la naturaleza del agua aflorada es SACW. En el frente de contacto de las dos masas de agua, situado en la zona de Cabo Blanco, la concentración de sales nutrientes, depende de la relativa proporción de las dos masas de agua en la mezcla (Fraga et al., 1985).

Las temperaturas de las aguas afloradas en superficie, oscilan en un rango aproximado entre 15°-17°C, a lo largo de la plataforma costera (Mittelstaedt, 1986; Llinás et al., 1990; Hernández-Guerra, 1990). Las aguas frías afloran en la parte más interna de la plataforma (Mittelstaedt, 1991), ó tambien a mitad de la plataforma ó en la parte más externa, según los resultados obtenidos en la zona de Cabo Blanco por Mittelstaedt et al. (1975), y Barton et al. (1977), entre otros. Se localizan centros de afloramiento costero intensos a lo largo de la plataforma costera, en la zona de Cabo Jubi y Cabo Bojador (Hughes y Barton 1974; Molina y Laatzen, 1986a).

3.2.2. CONDICIONES CLIMATOLOGICAS

Las condiciones climáticas en el Atlántico Centro Oriental están definidas en función de las altas presiones centradas cerca de las Azores, y de las bajas presiones que se desarrollan sobre el continente africano. La combinación de estos dos sistemas isobáricos da lugar a los vientos alisios de dirección Norte-Noreste. A lo largo del año, los sistemas de altas y bajas presiones se desplazan en el área de actuación, haciendo que la franja de Convergencia Intertropical (ITCZ) se desplace también (Krauss y Wuebber, 1982), y originándose por tanto, una variabilidad estacional de los vientos alisios en el margen centro oriental del Océano Atlántico.

Las variaciones estacionales del alisio a lo largo de la costa del Noroeste africano tiene como resultado directo la variabilidad estacional del afloramiento costero, tal y como apuntan Wooster et al. (1976), Speth y Detlefsen (1982) y Bulgakov et al. (1985), utilizando como indicativo del fenómeno las anomalías térmicas que resultan de las diferencias zonales de la temperatura del agua superficial del mar, entre las aguas costeras y las aguas oceánicas. Los resultados obtenidos por estos autores evidencian la existencia de dos estaciones (verano e invierno), donde las condiciones climatológicas son bien diferentes. En la estación de verano los vientos son intensos, mientras que en invierno los vientos son variables. En las figuras 5a y b se representan, respectivamente, los mapas isobáricos correspondientes a los meses de julio y agosto, y a los de diciembre y enero.

Los desplazamientos de los sistemas isobáricos en las estaciones de verano e invierno que se observan en las figuras 5a y b, mapas de presiones atmosféricas, correspondientes a los meses de julio y agosto (figura 5a) y diciembre y enero (figura 5b) correspondientes a los años de 1990-1994, publicados por la Royal Meteorological Society en su boletín Weather Log, muestran el desplazamiento del centro del anticiclón de las Azores (marcado con trazo continuo) de verano a invierno. Según Krauss y Wuebber (1982) el centro del anticiclón se localiza en 35°N-35°O en la estación de verano y se desplaza hacia el continente africano, hasta la posición 35°N-20°O, en el invierno. La situación de estos sistemas isobáricos origina la existencia de vientos alisios en verano (González- Muñoz et al., en prensa) con una componente longitudinal intensa, según Speth et al. (1978) con intensidades del orden de los 10 m/s, mientras que en invierno, los vientos son predominantemente zonales, con una componente longitudinal débil, según los autores antes citados, con intensidades entre 2.5 y 5 m/s.

Figura 5a. Mapa de presiones atmosféricas superficiales representando la situación climatológica típica de la estación de verano. Se representa el mes de julio y de agosto, para cada uno de los años entre 1990 (superior) y 1993 (inferior).

ş

X





ENERO

/ 10

DICIEMBRE

Figura 5b. Mapa de presiones atmosféricas superficiales representando la situación climatológica típica de la estación de invierno. Se representa el mes de enero y de diciembre, para cada uno de los años entre 1990 (superior) y 1993 (inferior).

3.2.3. VARIACIONES ESTACIONALES

Tal como se ha comentado anteriormente, las variaciones estacionales del afloramiento, están asociadas a las variaciones de la circulación atmosférica alrededor de los sistemas de presión, de tal manera que cuando estos sistemas de presión se desplazan en latitud, desplazan con ellos el afloramiento a lo largo de la costa (Speth et al., 1978; Kirk y Speth, 1985).

Estas variaciones estacionales del afloramiento han sido descritas por diversos autores (Wooster et al., 1976; Speth y Detlefsen, 1982; Bulgakov et al., 1985), utilizando como indicativo del fenómeno las anomalías térmicas que resultan de las diferencias zonales de temperatura del agua superficial del mar, que se establecen entre las aguas costeras y las aguas oceánicas (figura 6).

Durante los meses de enero y febrero la franja de los alisios alcanza su límite más al Sur, cuando el anticiclón de las Azores se recoge hacia el Ecuador y hacia el continente africano, tal y como se observa en los mapas de presiones atmosféricas correspondientes al mes de enero en la figura 5b (Brugge, ed., 1990-1993), estableciéndose sus fronteras de actuación entre los 10°N y los 22°N, lo que origina la existencia de aguas afloradas en esta región. En las latitudes entre los 10°N y los 15°N aproximadamente, se establece una verdadera época de afloramiento, en relación al resto del año, ya que los vientos monzones del Suroeste, que actúan a medida que avanza el año, producen un transporte de aguas cálidas desde los trópicos hasta Cabo Verde (Mittelstaedt, 1983). Kirk y Speth (1985), muestran en un diagrama las medidas sinópticas de viento promediadas cada 6 horas y por cada 5 días para el periodo de 1972-1979, registradas desde la estación más al Norte, localizada en la Peninsula Ibérica (Sagres 37°N/9°W), hasta una estación en la costa africana situada en el 12ºN/16ºW (Bissau), en la que se registraron vientos del Suroeste al final del verano cuando el límite Sur de los alisios se desplaza hacia el Norte. Bissau queda temporalmente por debajo de la ITCZ y sólo durante unos pocos meses en invierno, cuando la franja de los alisios alcanza su posición más al Sur, presentan direcciones del Norte. Krauss y Wuebber (1982), obtienen los mismo resultados y definen la latitud 15°N, como la frontera entre dos comportamientos distintos del régimen de vientos. Al Norte las diferencias estacionales se deben al gradiente entre las altas presiones y las bajas térmicas sobre Africa, alcanzando los máximos durante el verano, al Sur de los 15°N las variaciones estacionales obedecen a la migración anual de la ITCZ y de la baja térmica sobre Africa.

Durante los meses comprendidos entre la primavera y el verano el límite de los alisios se desplaza en dirección Norte, cuando el anticiclón de las Azores se desplaza hacia el Noroeste hasta alcanzar en verano la situación oceánica, tal y como se observa en los mapas de presiones atmosféricas correspondientes a julio y agosto (figura 5a).

Schemainda et al. (1975), encuentran que la duración de la estación del afloramiento va incrementándose en dirección Sur-Norte a medida que avanza el año, según dedujeron de los datos oceanográficos recabados por el GDR R/V "A. V. Humboldt" desde 1970 hasta 1974, y de otros datos adicionales. Entre los 15°N y los 20°N el afloramiento tiene una persistencia de seis meses, desde noviembre hasta mayo. Entre los 20°N y los 25°N, se establece una franja de acción de los vientos alisios permanente durante los doce meses del año que ocasiona la existencia de aguas afloradas durante todo este periodo, con máximos en su intensidad en primavera y otoño (Wooster et al., 1976; Speth y Detlefsen, 1982) (figura 6a, b). En esta región se pierde el caracter estacional del afloramiento lo que la distingue de la región más al Sur. Bulgakov et al. (1985), establecen una franja de permanencia anual del afloramiento algo más amplia, entre 18°N y 30°N, donde se localiza un máximo entre el 20°N y 25°N a principios de invierno (figura 6c). Al Norte de los 25°N, en los meses de verano, se establece otra vez la estacionalidad en la actuación de los alisios, coincidiendo con el periodo de ascenso de la linea de convergencia intertropical (ITCZ). El límite Norte de la franja de vientos alisios se sitúa entonces, alrededor de los 35°N (Speth et al., 1978; Bulgakov et al., 1985), dando lugar al máximo de afloramiento en verano y principios de otoño (Mittelstaedt, 1983).





Figura 6. Anomalías térmicas superficiales: a) Wooster et al., 1976. b) Speth y Detlefsen, 1982. c) Bulgakov et al., 1985. La numeración romana de los gráficos (a) y (c) corresponde a los meses del año.

3.2.4. VARIACIONES INTERANUALES

Otro tipo de variaciones de gran escala, son las interanuales, que se establecen con periodos del orden de años, en los que se presentan épocas de intensa actividad junto con otros más irregulares, que obedecen al carácter individual que cada año presenta en las condiciones atmosféricas (Sedykh, 1978; Speth et al., 1978). Michelchen (1981), establece una periodicidad que oscila en un rango entre medio, uno y dos años, hasta aproximadamente entre cinco y seis años, a partir del análisis de las series temporales de presiones atmosféricas de larga duración (máximo de 52 años, mínimo de 9 años), obtenidas a lo largo de la costa Noroeste africana (13°-33°N), en 8 estaciones. Bulgakov et al. (1985) establecen una periodicidad entre dos años y medio y tres años en el análisis de las anomalías térmicas, obtenidas a partir de los datos hidrológicos medios mensuales disponibles hasta 1980.

Los mapas de presiones atmosféricas superficiales mostrados en las figuras 5a y b, dibujan con trazado discontinuo las anomalías isobáricas a intervalos de 4 milibares que se establecen con respecto a las presiones medias establecidas entre 1951-1970. Los mapas de presiones atmosféricas correspondientes a la estación de verano (figura 5a), cuando predomina el alisio, no presentan anomalías significativas, no se producen variaciones interanuales entre los diferentes años, al menos con respecto a la dirección del viento, aunque varie su intensidad en función de las características propias del año. Sin embargo, los correspondientes a la estación de invierno (figura 5b), cuando los vientos son variables, presentan anomalías de aproximadamente 4 mb, se producen variaciones interanuales en función de las características propias del año interanuales en función de las características propias del año concreto.

3.2.5. VARIACIONES DE CORTA DURACION (EVENTOS)

A partir de los registros de viento obtenidos durante alguna de las campañas oceanográficas de los programas internacionales CINECA y CUEA (tabla 1), se estableció la existencia de variaciones locales del régimen de viento, caracterizadas por presentar periodos de intensidades fuertes (7-12 m/s), de dirección Norte-Noreste, en un rango

temporal de 5 a 10 días, intercalados por periodos de vientos débiles, de dirección variable, en un rango temporal más pequeño del orden de 3 a 5 días (Shafer, 1974; Mittelstaedt et al., 1975; Huyer, 1976; Barton et al., 1977; Halpern, 1977; Halpern et al., 1977; Jones y Halpern, 1978; Tomczak y Hughes, 1980), tal y como se refleja en las series temporales de viento elaboradas a partir de algunos de los registros antes citados (figura 7).

Proyecto	Buques y boyas	Fecha	Zona	Autor
Auftrieb'72	"Meteor"," Planet"	Enero-Marzo	19°N-21°N	Shafer 1974
		1972		
	"Atlantis II", "Gillis"			Mittelstaedt et al.,
	"Oceanographer"			1975
Joint-l		Febrero-Abril	21°40′N	Huyer, 1976
•	Boyas:Lisa, Urbinia	1974		Barton et al.,1977
	Rhododendrom			Halpern 1977
				Halpern et al., 1977
Auftrieb'75	"Meteor" y "Discovery"	Enero-Marzo	21°N-26°N	Tomczak y Hughes, 1980
		1975		

Tabla 1. Campañas oceanográficas realizadas durante los programas CINECA y CUEA, en las que se obtuvieron registros de viento desde los buques oceanográficos y desde las estaciones fijas, a partir de los cuales se caracterizó las variaciones de corta duración del alisio.

Las variaciones del afloramiento de corta duración obedecen a cambios de la intensidad del viento en una escala temporal de 5-10 días (pulso de viento), dentro del régimen más o menos constante de los alisios. Este aumento/disminución en la intensidad del viento produce intensificación/relajación del afloramiento (González-Muñoz, 1993), conocido éste como evento del afloramiento, que puede ocurrir en cualquier época del año y lugar a lo largo de la costa del Noroeste africano (Halpern, 1977; Mittelstaedt, 1983, 1986).

La distribución de las temperaturas superficiales del mar señalan las áreas de afloramiento y describen la evolución espacio-temporal que pueda estar ocurriendo como

consecuencia de las variaciones locales del viento. Así pues, se pueden describir los eventos del afloramiento a partir de la serie temporal de viento y de las temperaturas superficiales correspondientes a los días del evento.



Figura 7. Series temporales elaboradas a partir de algunos de los registros de viento, obtenidos en las campañas oceanográficas durante los programas CINECA y CUEA. Shafer, 1974 (superior). Mittelstaedt et al., 1975 (central). Tomczak y Hughes, 1980 (inferior).

De los experimentos realizados en la zona del Noroeste africano (tabla 1), los distintos autores han demostrado la buena correlación que existe entre las variaciones o fluctuaciones locales del viento y las fluctuaciones de las corrientes sobre la plataforma costera, tal y como se desprende de la figura 8, elaborada por Barton et al. en 1977, que muestra la variación temporal de la distribución zonal de la temperatura superficial del mar (a la izquierda), en relación a las fluctuaciones locales del régimen de viento (a la derecha). En ella se observa, como la isoterma de 17°C responde a las fluctuaciones de la intensidad del viento, con un periodo aproximado de un día, variando su distribución zonal, expandiéndose o retrayéndose, según se intensifique o se debilite el viento.

Los perfiles verticales de temperatura realizados por Barton et al. (1977), a lo largo del transecto 21°40'N, durante los días correspondientes al principal evento (9-25 marzo), señalan la evolución temporal de la distribución vertical de la isoterma de 17°C, mostrando la concordancia entre ambas distribuciones (superficial y vertical).

En 1993, se realizó la primera campaña de nuestro grupo a la zona de afloramiento, aprovechando la operación del B/H "Esperanza del Mar", en la cual se realizaron muestreos desde la superficie hasta el fondo en tres transectos perpendiculares a la costa situados en 23°, 24° y 25° N. En cada transecto se realizaron tres estaciones en las cuales entre otros parámetros se determinó la temperatura a fin de establecer la distribución vertical de este parámetro indicador del afloramiento. La representación de tales secciones se presentan en la figura 9, donde se muestra la isoterma de 17°C como la que aflora en la parte interna de la plataforma, ocupando en la radial 25°N una profundidad de 15 metros, mientras que en las radiales 24° y 23°N, ocupa aproximadamente hasta 60-65 metros de profundidad.

Estas observaciones en relación a las imágenes TSM estudiadas y los datos del trabajo de Barton et al. (1977), nos han hecho seleccionar la isoterma de 17°C como referencia para el seguimiento de la evolución del afloramiento. Sin duda la confirmación de lo adecuado de esta selección, requerirá disponer de una colección mayor de datos de la estructura vertical de la capa de agua sobre la plataforma y las imágenes térmicas superficiales correspondientes.



Figura 8. Izquierda: Variación temporal de la temperatura superficial del mar, a lo largo del transecto 21°40 N, entre el 23 de febrero y el 9 de marzo de 1974, con un intervalo de contorno de 0.5°C. Derecha: Serie temporal de viento registrado en la zona durante el mismo periodo de tiempo (Barton et al., 1977).



Figura 9. Perfiles verticales de temperatura, obtenidos desde el B/H "Esperanza del Mar", en febrero de 1993, a lo largo de los transectos: 25°N (superior), 24°N (central) y 23°N (inferior). Los asteriscos en los gráficos representan los puntos de muestreo sobre la plataforma costera.

4. MATERIAL Y METODO

4.1. DATOS METEOROLOGICOS

Los datos que se presentan están constituidos por una serie temporal de intensidad y dirección del viento desde el año 1987 hasta 1991, registrados a bordo del B/H "Esperanza del Mar", perteneciente al Instituto Social de la Marina, el cual opera, como ya se ha referido, permanentemente en la zona del Noroeste africano comprendida entre los 21° y 28° de latitud Norte y los 13° y 19° de longitud Oeste (figura 1), durante unos veinticinco días al mes, registrando cuatro valores diarios, para la intensidad y la dirección del viento, medidos aproximadamente a 10 metros sobre el nivel del mar.

Para la medida de las intensidades del viento se utilizó un anemómetro manual, siempre desde un punto fijo del barco, a estribor o a babor, buscando el lado de barlovento. Teniendo en cuenta esto, se tomaron también las direcciones mediante un compás referenciado al Norte. La intensidad del viento se da en metros por segundo (m/s) y la dirección en grados cuadrantales.

En febrero de 1993 se instaló un anemómetro automático, de la compañia Young, modelo 05103 (figura 10), con un sensor de viento de alta resolución, diseñado especialmente para soportar las condiciones corrosivas del medioambiente marino. El anemómetro fue programado para registrar, con un intervalo de muestreo de 15 minutos, resultando un total de 2500 registros al mes.

Con los datos obtenidos por el anemómetro automático, se realizó un estudio de validación de la calidad de los datos registrados por el anemómetro manual. Los resultados de este análisis de correlación lineal, dan una correlación característica de 0.93 para la dirección, y 0.86 para la intensidad, que permiten la utilización de los datos registrados con anterioridad a esta fecha para el estudio que se plantea en este trabajo.



Figura 10. Anemómetro automático instalado a bordo del B/H "Esperanza del Mar".

A partir de estos registros se elaboró una base de datos del viento que comprendía desde julio de 1987 hasta diciembre de 1991. Los meses sin observaciones, han sido debidos generalmente, a fallos en los mecanismos de observación, salvo los meses de octubre y noviembre desde 1988 que se deben a que en estos meses se realizó la parada biológica de la flota, y por tanto el B/H "Esperanza del Mar" no operó en el área. Cada uno de los meses de registro de los datos comenzaba siempre entre el quinto y el séptimo día (dependiendo de la salida del puerto base) y acababa el veintinueve o treinta, fecha en que el buque regresaba a Gran Canaria.

En la tabla 2 se muestra el conjunto de datos meteorológicos disponibles para cada mes y por año, al objeto de ilustrar el peso representativo de cada uno de los meses en el estudio de la variación estacional e interanual.

La tabla 3, muestra el número de observaciones totales de datos meteorológicos (1987-1991) registrados en la cuadrícula de 1º latitud y longitud, sobre la plataforma costera, y para cada mes. La mínima frecuencia de datos registrados en los límites del área

de estudio (27.5°N y 21.5°N), nos llevan a considerar los resultados obtenidos del transporte de Ekman como orientativos en esta zona.

		INVIERN	0		PRIMAVE	ERA		VERANO			OTOÑO	
MES AÑO	DC	EN	FE	MR	AB	MY	JN	JL	AG	SP	oc	NV
1987												
1988												
1989												
1990												
1 99 1												

Tabla 2. Datos meteorológicos disponibles en cada año. Julio, agosto (verano), septiembre (otoño), diciembre (invierno) y mayo (primavera) son los meses más representativos.

MES LAT	DC	EN	FE	MR	AB	МУ	JN	n	AG	SP	ос	NV
27.5°	7	3	0	5	4	6	10	11	10	1	0	3
26.5°	16	11	5	17	16	11	19	27	33	20	2	4
25.5°	71	18	14	34	22	28	30	49	58	37	10	11
24.5°	121	31	38	103	61	115	98	160	149	72	50	44
23.5° _	62	17	34	42	34	53	60	102	130	69	30	21
22.5°	25	10	20	21	21	16	21	22	30	13	10	9
21.5°	5	5	4	8	9	8	8	10	5	0	0	0

Tabla 3. Número total de observaciones de datos meteorológicos (1987-1991) registrados en función de la latitud y de los meses. La franja de latitud 23.5°-25.5°N presenta la mayor frecuencia de datos, sobre todo en los meses de verano (julio y agosto) y para el mes de diciembre en la estación de invierno.

Para el conjunto de observaciones anteriormente reseñadas se procedió a calcular la tensión de arrastre del viento (τ) , de acuerdo con la expresión ya planteada en el capítulo dos.

La densidad del aire, utilizada en el cálculo de la tensión de arrastre, para el rango de temperatura entre 20°-25°C y de presión atmosférica entre 760-770 mm, que son los

valores del rango habitual en nuestro caso, se puede establecer en $1.20 \text{ Kg} \cdot m^{-3}$ (Weast y Lide, eds., 1989-1990).

Respecto al coeficiente de arrastre utilizado, ha sido el propuesto por Wu (1980) para zonas costeras donde el fetch es limitado:

$$C_{DN} = (0.8 + 0.065 \cdot V_{10}) \cdot 10^{-3}$$

siendo V_{10} , la velocidad del viento (*m*·*s*⁻¹) registrada a la altura estándar de 10 metros.

Una vez evaluada la tensión del viento, a partir de las intensidades del mismo, se procedió a evaluar el transporte según el modelo de Ekman planteado anteriormente. Para ello se determinó el valor del parámetro de Coriolis ($f = 2\Omega \operatorname{sen} \phi$), para cada una de las cuadrículas de la red que forma el área de estudio (21.5°N-27.5°N).

Como se apuntó en la introducción, la mayoría de los trabajos realizados sobre el afloramiento en la costa del Noroeste africano, abarcan una zona de estudio muy amplia, en la que se considera como una buena aproximación la orientación Norte-Sur de la línea de costa. En esta aproximación, los autores en general (e.g., Wooster et al., 1976; Gabric et al., 1993) hacen la descomposición de los vectores absolutos de la tensión de arrastre del viento y del transporte de Ekman, en las componentes "X" (transversal) e "Y" (longitudinal), para la utilización de la componente "Y" (Norte-Sur) de la tensión de arrastre del viento y de la componente "X" (Este-Oeste) del transporte de Ekman, para el estudio de la variaciones del afloramiento costero.

En la medida en que este trabajo abarca una franja de latitud más limitada (21°-28°N), se decidió considerar la orientación real de la línea de costa, calculando para cada cuadrícula de latitud la dirección perpendicular a la costa (figura 11) y valorar así los transportes de Ekman más favorables al afloramiento, tratándolos como valores absolutos en dirección e intensidad. ķ

Sobre esta base se ha realizado todo el trabajo, analizando el afloramiento costero desde el punto de vista de las direcciones más favorables para cada tramo de costa de 1º de latitud. El estudio de las variaciones del afloramiento a lo largo de la costa del Noroeste africano, se realizó como se ha descrito, a partir del análisis de los valores absolutos, en dirección e intensidad del transporte de Ekman. Se ha considerado la dirección real de la línea de costa y la dirección absoluta del transporte de Ekman favorable o no, para que se produzcan las condiciones de afloramiento costero.

A partir del cálculo de la dirección perpendicular a la linea de costa (figura 11) para cada grado de latitud del área de estudio, se elaboró una tabla en la que se resumen las direcciones favorables al afloramiento (tabla 4), en la que se refleja la dirección del viento paralelo a la costa y la dirección del transporte de Ekman perpendicular para cada grado de latitud. Se ha estimado un margen de oscilación permisible de las "direcciones más favorables" al afloramiento de $\pm 15^{\circ}$, con respecto a la perpendicular a la costa, en base al estudio de los desvios más frecuentes de la dirección perpendicular a la costa, en las zonas (23.5°-25.5°N) y épocas del año (julio y agosto) en las que siempre se localizan evidencias de afloramiento.

Se habla de las "direcciones más favorables" al afloramiento, de aquellas que oscilan dentro del rango definido (perpendicular $\pm 15^{\circ}$), ya que existen direcciones fuera del rango, que no por ello se pueden catalogar como "no favorables"; son direcciones menos favorables pero que tambien generan un transporte hacia afuera de la costa. Por ejemplo en los meses de febrero y marzo en la latitud 25.5°N las direcciones del transporte (324° y 319°) representan 24° y 19° hacia el Norte con respecto a la perpendicular en ese punto (300°).

La orientación de la línea de costa (figura 12), hace que los vientos favorables al afloramiento sean los de la primera mitad del primer cuadrante, Norte-Noreste, concretamente vientos con dirección entre los 10° y 50°, originando un transporte hacia el Oeste-Noroeste, entre 280°-320°. Los vientos de la segunda mitad del primer cuadrante, entre las direcciones Estenoreste y Este (67°-90°) y los vientos del segundo cuadrante entre el Este y el Sur (90°-180°), originan un transporte hacia el Nornoroeste y Noroeste (337°-360°) y hacia el Norte y Este (360°-90°), que son condiciones desfavorables al afloramiento. Entre estas direcciones completamente opuestas (favorables y desfavorables), en relación al proceso del afloramiento, existe un rango de direcciones que oscilan entre favorables y desfavorables, vientos del Noreste y Estenoreste (45°-67°), que originan transportes hacia el Noroeste y Nornoroeste (315°-337°), y vientos del Norte entre 350° y 10°, que originan transportes hacia el Oeste entre 260° y 280°, que están en el límite de los vientos de dirección paralela a costa y que producen afloramiento pero sus direcciones no son las más favorables.

Después de una secuencia de trabajo, para la obtención de la base de datos, que pasa entre otros procesos, por la transformación de los datos sexagesimales de latitud y longitud, con que se registraban las observaciones de viento, a datos centesimales para la georeferencia de los mismos en el sistema informático empleado, el cambio de unidades de intensidad del viento de nudos a metros por segundo, y el cáculo de las tensiones de arrastre del viento y del transporte de Ekman en valores absolutos, para cada una de las observaciones realizadas durante los 34 meses de registro; se procedió a calcular el valor del promedio mensual para cada una de las cuadrículas en el área, y posteriormente pasar al análisis de las distribuciones de la tensión de arrastre del viento y del transporte medio de Ekman para cada año en concreto, con relación al estudio de las variaciones interanuales. Finalmente, se obtuvo el promedio mensual total de todos los años, para cada cuadrícula en el área, y después pasar al análisis de las distribuciones de la tensión de arrastre del viento y del transporte de Ekman del año medio, con relación al estudio de las variaciones estaciones estacionales.

El estudio y seguimiento de los eventos del afloramiento, se realizó utilizando conjuntamente los datos de viento registrados "in situ" y datos de imágenes procedentes de satélite de la temperatura superficial del mar. Para la utilización simultánea de las observaciones de distinta naturaleza, se realizaron mapas de situación del viento y del transporte de Ekman, en la que los vectores que lo representan señalan la dirección (dirección) e intensidad (longitud) de dichas magnitudes. Estos mapas están georeferencia-dos a la costa del Noroeste africano, así como a la batimétrica de los 200 metros de

profundidad, que determina para la región en estudio el ancho de la plataforma continental, fundamental en los procesos de afloramiento costero. Los mapas se realizaron a la misma escala que las imágenes de satélite al objeto de superponer la información y sacar una idea aproximada de los efectos dinámicos superficiales, producidos por las tensiones de arrastre del viento en la capa superficial del mar.

Los eventos del afloramiento que se describen y analizan en este trabajo corresponden con los periodos de: mayo de 1988 entre los días 6 y 16, marzo de 1989 entre los días 7 y 27, y abril de 1989 entre los días 11 y 20.





LATITUD NORTE	PERPENDICULAR	VIENTO A LO LARGO +/- 15º	TRANSPORTE PERPENDICULAR +/- 15 ²
27.5 ⁿ	290°	35° - 20° - 5°	305° - 290° - 275°
26.5°	305º	50° - 35° - 20°	320º - 305º - 290º
25.5º	300°	45º - 30º- 15º	315° - 300° - 285°
24.5°	300º	45º - 30º - 15º	315°- 300° - 285°
23.5º	300°	45º - 30º - 15º	315° - 300° - 285°
22.5°	300°	45º - 30 - 15º	315º - 300º - 285º
21.5°	280º	25º - 10º - 355º	295° - 280° - 265°

Tabla 4 Direciones Favorables al afloramiento, referidas a la costa. La interpretación de las direcciones se hace utilizando el sistema de la rosa de los vientos.

Figura 11. Orientación de la linea de costa del Noroeste africano (superior). Direcciones favorables al proceso del afloramiento (Tabla 4).



CANARIAS Y NOROESTE AFRICANO



Figura 12. Direcciones del viento y del transporte de Ekman favorables al afloramiento, en función de la orientación de la linea de costa.

4.2. DATOS DE TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR (IMAGENES AVHRR).

Para la selección de las imágenes utilizadas en el estudio de los eventos, se revisaron un total de 950 imágenes, del archivo del NOAA\NESDIS (National Enviromental Satellite Data and Information Services) en Washington D. C. El total de imágenes consultadas corresponde a una media aproximada de 50 imágenes por mes, entre los pases nocturnos y diurnos del satélite, correspondientes a los años 1987-1989, para los cuales se disponía de datos meteorológicos.

La zona del Noroeste africano que interesa en este trabajo, se caracteriza por una presencia prácticamente continua de la cobertura nubosa, lo que dificulta el estudio continuado del afloramiento mediante imágenes TSM, de tal manera que del total de imágenes consultadas, sólo se pudieron elegir las correspondientes a los tres eventos que se analizarán en el trabajo, los correspondientes a mayo de 1988, marzo de 1989 y abril de 1989 (tabla 5). Las imágenes correspondientes a la estación del verano mostraron la cobertura nubosa de forma casi constante (Medina, 1995). Sólo en primavera se han encontrado periodos lo suficientemente amplios, con cobertura nubosa inferior al 30% del total de la imagen del área de objeto de estudio, para utilizarlos en el análisis de eventos. No pudiendo por tanto abordar el estudio de la estación de verano donde la constancia de la dirección e intensidad del viento hacen preveer el máximo desarrollo del afloramiento.

El sensor AVHRR, a bordo de los satélites de la serie NOAA, es un radiómetro de cinco canales; tres de ellos sensibles al rango del espectro electromagnético del infrarrojo térmico: $3.5-3.9 \ \mu m$ (canal-3), el canal-4 sensible al rango $10.5-11.5 \ \mu m$, y el canal-5 al rango $11.5-12.5 \ \mu m$, un canal en el infrarrojo cercano ($0.7-1.1 \ \mu m$) y un canal en el visible: $0.6-0.7 \ \mu m$ (canal 1). Las imágenes de satélite proceden del archivo de NOAA\NESDIS, Satellite Data Services Division (SDSD). Los datos de las imágenes son de tipo GAC (Global Area Coverage), de baja resolución (4 Km en el nadir).

SERIES	FECHA	SATELITE	SENSOR	CANAL	PRODUCTO
		HORA			
	6		AVHRR	4 y 5	TSM
	7				
Mayo	13	NOAA-9 15.00			
1988	14				
	15				
	16				
	7				
	14	NOAA-11 16.00	AVHRR	4 y 5	TSM
	15				
Marzo	16				
1707	22				
	26				
	27				
	11				
	12	NOAA-11	AVHRR	4 y 5	TSM
Abril 1989	13				
	14	16.00			
	15				
-	20				

Tabla 5. Datos de las Imágenes.

Las imágenes GAC, fueron procesadas en el NOAA\NESDIS Office of Research and Applications (ORA), con un sistema interactivo de procesamiento de imágenes (IIPS, VAX/IMS based interactive system), que utilizaba un software desarrollado en la Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Sciences at the University of Miami. Las imágenes fueron procesadas para la obtención de la temperatura superficial del mar, mediante una corrección atmosférica con un algoritmo multicanal (MCSST, Multichanel Sea Surface Temperature), que utiliza los canales 4 y 5 (Mc Clain et al., 1985), a través de la ecuación:

55

$$MCSST = A + B(T5 - T4) + C(T4)$$

donde A, B y C, se obtienen de un análisis de regresión, utilizando los datos obtenidos por el satélite y las medidas "in situ", realizadas desde boyas fijas y a la deriva. T4 y T5, es la temperatura de brillo corregida del canal 4 y 5 en °C. Los datos fueron georeferenciados a la costa africana mediante puntos de control, proyectándose sobre un plano (proyección cónica conforme de Lambert). Se utilizaron los canales 1 y 2 para determinar la contaminación de nubes y aerosoles en la zona de estudio.

A continuación se resume la secuencia de trabajo realizado en el ICCM, con las imágenes pre-procesadas en el NOAA/NESDIS/ORA, para obtener el formato final de la imagen.

Inicialmente se realizó la lectura de las imágenes en el sistema ERDAS (ERDAS, 1982-1991) de procesamiento digital de imágenes de satélite, y el estudio estadístico de los valores digitales, con una selección aproximada del rango de interés correspondiente a las características térmicas del agua superficial. El análisis conjunto de todos los histogramas correspondientes a las imágenes de un evento; la normalización del histograma (Pérez-Marrero et al., 1995), permite determinar un rango de valores digitales bastante aproximado, que incluye el valor mínimo más frecuente y el valor máximo, de entre toda la serie, con el propósito de observar las variaciones térmicas que acontecen durante el evento del afloramiento.

La visualización de la distribución térmica permite discriminar, no siempre de forma clara, entre lo que son centros fríos del afloramiento con temperaturas mínimas de 15°C, y lo que son nubes bajas cuyas temperaturas son similares a las del agua superficial (Pérez-Marrero et al., 1994). Combinando el estudio de los histogramas de los valores digitales con la visualización de las estructuras observables en las imágenes, se obtiene el rango de valores definitivo correspondiente a las temperaturas del agua superficial del mar. Las temperaturas mínimas del nucleo frío del afloramiento observadas en algunas imágenes, normalmente al final del evento, se integran dentro del rango de temperaturas correspondientes a las nubes. Con ello se consigue eliminar las incertidumbres que introducen las nubes bajas sobre la determinación de la temperatura superficial del mar, que se mostraría como nucleos fríos del afloramiento.

Calibración de los datos de satélite de temperatura superficial del mar, utilizando medidas de temperatura del agua superficial, registradas "in situ" por el B/H "Esperanza del Mar".

Rutina de procesos en el sistema de información geográfica IDRISI (Eastman, 1990). Una vez delimitado el rango digital de la temperatura superficial del mar, para la secuencia de imágenes correspondientes a cada evento, se procede a la obtención del formato final de la imagen, mediante una serie de procesos cuyo objetivo es el realce visual de las características observables. La rutina de procesos se resume a continuación:

Selección de los niveles de grises correspondientes a las carcaterísticsa de la imagen que se pretende resaltar, ampliamente conocido como "streching". Creación de una paleta de falso color para dicho rango seleccionado, que hará enfatizar las distintas temperaturas. Reclasificación en la imagen de los distintos rangos de valores digitales. Se crean las distintas clases térmicas. Asignación de la temperatura superficial del mar a las clases definidas en el proceso anterior. Definición de la batimétrica de los 200 metros digitalizada sobre la imagen de temperatura.

Después de esta secuencia se obtiene el formato final de la imagen, en la que las clases térmicas establecidas se corresponden con un intervalo de 0.5°C, tal y como se observa en la leyenda a la derecha de la imagen. Las imágenes correspondientes al evento de mayo de 1988 se presentan con una escala térmica entre mínimas, de 15°C hasta 21°C con un intervalo de 0.5°C y desde 21°C hasta las máximas de 23°C, con un intervalo de 1°C. Temperaturas inferiores a 15°C se representan en la imagen con el color blanco, y se corresponden con las nubes. Temperaturas superiores a 22°C se muestran en color negro, y se corresponden con las aguas más cálidas de 23°C y con la tierra. La escala térmica de las imágenes correspondientes a los eventos de marzo y abril de 1989 presenta temperaturas mínimas del agua superficial de 16°C y temperaturas máximas de 22°C, correspondiente a las aguas cálidas fuera de costa. Temperaturas superiores se muestran según la paleta de colores en negro. Aunque se definió la temperatura mínima del agua superficial en 16°C, se observan casos muy claros de nucleos de agua más fría (por su forma), inferior a 16°C,

que han quedado fuera de la escala que representa las temperaturas del agua y que por tanto se muestran como nucleos de color blanco, que no son nubes.

Para la extracción de datos de temperatura superficial del mar a partir de las imágenes de satélite, se desarrollarón rutinas en el sistema de información geográfica IDRISI (Eastman, 1990). Se realizaron perfiles de temperatura superficial del mar en el transecto 24°40'N, por ser ésta la zona más al Norte, libre de nubes en la mayor parte de las imágenes, y dentro de la bahía que forma la costa africana de máxima anchura, donde se registraron el mayor número de observaciones (tabla, 3). Se realizó un análisis de la variación temporal de la distribución zonal de la temperatura superficial del mar, correspondiente al transecto 24°40'N. La falta de imágenes correspondientes a varios días de los eventos, obligó a considerar dicha distribución de temperaturas, en términos de tendencia de las mismas, en función de las fluctuaciones locales del viento.

5. RESULTADOS

5.1. INTRODUCCION

A partir de la componente de Ekman que se deriva de la tensión de arrastre del viento, se obtienen resultados indicativos de la dinámica superficial, en relación a la existencia del afloramiento costero, intensificaciones ó relajaciones; aunque intervengan otros muchos factores de distinta naturaleza en las variaciones del mismo. A pesar de los factores que intervienen en la variabilidad del fenómeno, en su concepto más simple derivado de la teoría de Ekman, es posible relacionar la tensión de arrastre del viento con el afloramiento (Font y Cruzado, 1977; Allen, 1980).

Demarcq et al. (1993) utilizan el transporte de Ekman como un índice del afloramiento (Coastal Upwelling Index), en el estudio de la evolución espacio-temporal del afloramiento costero en Senegal y Mauritania. Freeland y Denman (1982) utilizan el "Bakun's" Upwelling Index, para caracterizar el afloramiento de la isla de Vancouver, basado en los datos de viento medidos en la zona Sur de la isla (48°N, 125°O).

5.2. VARIACIONES ESTACIONALES

De acuerdo con lo planteado en el capítulo anterior, se ha construido un "año medio" de los valores de la tensión de arrastre del viento y del transporte de Ekman. Esto se ha hecho a partir de la determinación del valor medio mensual, para todo el periodo estudiado (1987-1991) y para cada cuadrícula de un grado de latitud. Los resultados para dicho "año medio" se presentan en las tablas 6 y 7, así como en las figuras 13-15. En la figura 16 se muestra la variación latitudinal del transporte de Ekman en función de la época del año, que permite analizar la variación estacional de los vientos alisios y por tanto la variación estacional del afloramiento a lo largo del Noroeste africano.
MES	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	ост	NOV
27.5°	96° 0.10	32° 0.05		75° 0.01	29° 0.34	21° 0.07	24° 0.11	35° 0.17	23° 0.08	24° 0.32		137° 0.28
26.5°	66°	47°	57°	72°	19°	12°	20°	21°	27°	25°	5°	92°
	0.09	0.11	0.09	0.09	0.18	0.05	0.09	0.10	0.21	0.09	0.03	0.23
25.5°	46°	42°	54°	49°	17°	18°	22°	20°	25°	11°	35°	110°
	0.08	0.13	0.09	0.08	0.12	0.05	0.07	0.15	0.16	0.05	0.17	0.08
24.5°	54°	36°	30°	41°	19°	13°	16°	16°	19°	21°	19°	18°
	0.06	0.06	0.07	0.07	0.10	0.06	0.08	0.12	0.13	0.04	0.05	0.07
23.5°	49°	36°	41°	30°	15°	16°	15°	20°	19°	15°	14°	20°
	0.08	0.08	0.06	0.09	0.11	0.06	0.09	0.15	0.10	0.08	0.12	0.10
22.5°	31°	20°	37°	21°	20°	19°	11°	21°	23°	10°	35°	9°
	0.08	0.06	0.06	0.09	0.16	0.11	0.19	0.21	0.13	0.08	0.22	0.03
21.5°	78° 0.12	50° 0.04	60° 0.03	18° 0.11	10° 0.10	11° 0.15	14° 0.16	4° 0.25	9° 0.24			

Tabla 6. Tensión de arrastre del viento para el año medio del periodo (1987-1991) para cada cuadrícula de un grado de latitud. El número en la parte superior de la celda corresponde a la dirección y el número inferior corresponde a la magnitud de la tensión de arrastre ($N \cdot m^2$).

MES LAT	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	МАУ	JUN	JUL	AGO	SEP	ост	NOV
27.5°	6" 1415	302° 746		345° 157	304° 5095	281° 1067	294° 1624	305° 2535	293° 1166	294° 4815		47° 4120
26.5°	336"	317°	327°	342°	289°	282°	290°	291°	297°	295°	275°	2°
	1314	1689	1443	1331	2711	787	1414	1608	3299	1425	432	3601
25.5°	316°	312°	324°	319°	287°	288°	292°	290°	295°	281°	305°	20°
	1197	1999	1450	1323	1953	799	1150	2437	2472	867	2711	1227
24.5°	324°	306°	300°	311°	289°	283°	286°	286°	289°	291°	289°	288°
	1058	1058	1232	1199	1719	936	1351	2016	2102	613	902	1078
23.5°	319°	306°	311°	300°	285°	286°	285°	290°	289°	285°	284°	290°
	1336	1327	988	1580	1863	1033	1506	2654	1790	1297	2019	1664
22.5°	301°	290°	307°	291°	290°	289°	281°	291°	293°	280°	305°.	279°
	1491	998	1013	1600	2822	1984	3460	3770	2254	1390	3889	581
21.5°	348° 2180	320" 838 ·	330° 651	288° 2061	280° 1813	281° 2833	284° 2944	274° 4595	279° 4495			-

Tabla 7. Transporte de Ekman para el año medio del periodo (1987-1991), para cada cuadrícula de un grado de latitud. El número en la parte superior de la celda corresponde a la dirección y el número inferior corresponde a la magnitud del transporte (Kg·m⁻¹·s⁻¹). Valores en cursiva representa direcciones del transporte desfavorables al afloramiento.

5.2.1. DISTRIBUCION DEL TRANSPORTE DE EKMAN.

El análisis de la distribución del valor medio mensual del transporte de Ekman; dirección e intensidad (Figuras 13b y 14b) en función de la latitud, muestra la existencia de una variación estacional del afloramiento a lo largo de la costa del Noroeste africano.

La figura 13b, muestra la distribución del promedio mensual de las direcciones del transporte de Ekman favorables al afloramiento. En ella se distinguen tres zonas de comportamiento diferente:

En la franja de latitud 22°N hasta 26°N, las condiciones del viento son favorables al afloramiento durante todo el año, exceptuando el mes de noviembre, para la latitud 25.5°N. Si bien en la latitud 22°N las direcciones del transporte de Ekman (tabla 7), son en general favorables al afloramiento durante todo el año, se localizan en determinados meses (junio, septiembre y noviembre) direcciones del transporte ligeramente desviadas (5° hacia el Sur) del rango definido (tabla 4).

En el 21°N las condiciones favorables al afloramiento se producen durante los meses de la primavera y el verano.

Al Norte de 26°N, las condiciones favorables al afloramiento comienzan en abril para desaparecer en octubre-noviembre; el afloramiento tiene una duración de 6 meses aproximadamente (primavera, verano y principios de otoño).

Analizando conjuntamente la distribución del transporte de Ekman, dirección (tabla 7, figura 13b) e intensidad (tabla 7, figura 14b), se puede puntualizar sobre la evolución temporal del afloramiento a lo largo de la costa.

En los tres primeros meses del año, enero, febrero y marzo, existe un afloramiento moderado en la franja de latitud 22°-26°N, con tendencia a intensificarse según pasan los meses, con mínimos de 998 Kg/ms en enero y máximos de 1600 Kg/ms, en marzo. En el

21°N los valores del transporte de Ekman, muy bajos, coinciden con direcciones desfavorables al afloramiento, en los meses de enero y febrero, en cambio en el mes de marzo la dirección del transporte favorece el afloramiento con una intensidad de 2061 Kg/ms. En la franja del 26°-28°N las condiciones del viento en el mes de marzo son desfavorables al afloramiento como se observa en la tabla 7.

A partir del mes de abril la dirección del transporte se vuelve favorable al afloramiento en latitudes altas 26°-28°N, donde no existía en los meses anteriores. El afloramiento costero se da en esta época del año en toda la franja de estudio, con valores del transporte moderados entre 1700-1900 Kg/ms en latitudes medias y unos máximos entre 2500-5095 Kg/ms en latitudes bajas (22°N) y altas (26°-27°N). A partir del mes de abril el afloramiento se extiende a toda la franja de estudio, desde 21°N hasta 28°N mostrando diferencias según las latitudes; las direcciones del transporte están dentro del rango óptimo favorable para cada grado de latitud (tabla 4).

En el mes de mayo las direcciones del transporte favorecen el afloramiento en todo el área de estudio, pero en la latitud 24°N y 26°N coincidiendo con valores del transporte bastante bajos, las direcciones sobrepasan los 15° con respecto a la perpendicular; la frecuencia de observaciones (tabla 3) en esta área hace que los valores mostrados sean bastante representativos.

Entrando en el mes de junio se observa como las intensidades del transporte han pasado de valores bajos a ser moderados, en todo el rango de latitudes medias-altas (24°-27°N). En las latitudes medias y bajas (23°-21°N) donde los valores eran altos en mayo, se han intensificado llegando a alcanzar un máximo de 2944 Kg/ms en el 21°N. En el 22°N el valor del transporte representa un máximo de intensidad 3460 Kg/ms para el afloramiento, aunque su dirección tiene una componente hacia el Sur de 19° que lo hace algo menos favorable. En general la tendencia del transporte en este quinto mes del año es de fortalecer el afloramiento costero en toda la zona, estableciéndose unos máximos en latitudes bajas, que vienen desarrollandose desde abril, para ir alcanzando a medida que pasa el año latitudes más altas. Los máximos del transporte alcanzados en las latitudes más bajas podrían hacer pensar que es el resultado del gradiente longitudinal del transporte, como consecuencia directa del gradiente longitudinal del parámetro de Coriolis, el cual disminuye en dirección hacia el ecuador, y que no es debido a una intensificación real de los alisios en bajas latitudes. Sin embargo, la intensificación del viento queda reflejada en la tabla 4 y en la figura 10 en la que se muestra la distribución de intensidades máximas de la tensión de arrastre del viento (figura 15a) y del transporte de Ekman (figura 15b).

La intensificación del afloramiento se sigue desarrollando en el mes de julio, al mismo tiempo que el máximo estacional avanza hacia el Norte, abarcando ahora el rango de latitud comprendido entre el 21°N hasta el 26°N, con un valor de intensidad de 2437 Kg/ms en la latitud 25°N. Dentro de esta franja expandida se localiza un máximo absoluto en el 21°N con un valor de 4595 Kg/ms y otro máximo de 3770 Kg/ms en el 22°N. Entre el 23°N y el 25°N el transporte tiene un valor alto de 2500 Kg/ms. Son valores del transporte muy superiores a los alcanzados en estas mismas latitudes en los meses anteriores (enero-mayo). Por tanto, se muestra como el afloramiento a medida que avanza el año va tomando mayor intensidad en las latitudes medias, donde los valores a principios de año eran de bajos a moderados. El máximo estacional del afloramiento avanza en latitud a medida que avanza el año (Wooster et al., 1976, Mittelstaedt, 1983). Las direcciones del transporte que se observan en toda esta franja que ha sufrido la intensificación, tiene una dirección perfectamente perpendicular a la costa; exceptuando en el 26°N, donde la dirección del transporte tiene una desviación de 18º hacia el Sur. Los vientos alisios se intensifican al mismo tiempo que soplan paralelos a costa. En el límite Norte de la zona de estudio el valor del transporte de Ekman es de 2535 Kg/ms (tabla 7), que define una franja de latitud en la que el transporte pasa de ser desfavorable en la época de invierno hasta alcanzar un valor máximo en verano.

En el último mes del verano, agosto, los valores altos del transporte ocupan toda la franja de latitudes. Siguiendo con el patrón de evolución marcado en los meses anteriores, el afloramiento ha alcanzado regiones más al Norte, encontrando un máximo de 3299 Kg/ms en el 26°.N. Sin embargo el valor del transporte en la cuadrícula de latitud 27°N, ha disminuido sensiblemente hasta valores moderados de 1166 Kg/ms. En este mes se definen

unos máximos, interiores a la isolínea de 3000 Kg/ms, con un valor de 4495 Kg/ms en la latitud 21°N y otro de 3299 Kg/ms en la latitud 26°N. En cuanto a las direcciones del transporte se refiere, decir que éste es el único mes del año medio en el que los transportes son perpendiculares a la costa, no se determina ninguna componente hacia el Norte ó hacia el Sur desde la perpendicular en todas las latitudes que componen la zona de estudio. Parece, por tanto, que los meses de julio y agosto son los que mejores condiciones presentan para el fenómeno del afloramiento, tanto por la intensificación de los vientos alisios como por la dirección paralela a costa en la que soplan, confirmándose lo anticipado por otros autores.

La estación del otoño, comienza en el mes de septiembre con una clara tendencia a la disminución del transporte de Ekman. Hay un cambio radical de comportamiento con respecto a la distribución de los transportes de Ekman a lo largo de toda la franja de latitudes en relación al último mes del verano; exeptuando en la cuadrícula de latitud 27°N, en donde único se observa una tendencia ascendente del transporte de Ekman desde el mes anterior (agosto), alcanzando un máximo absoluto de 4815 Kg/ms, en una dirección perpendicular a costa, el resto de los transportes de Ekman desde la latitud 26°N hasta la 22°N, reflejan un comportamiento descendente en la intensidad del transporte. Las direcciones del transporte vuelven a presentar desviaciones de la perpendicular, tanto al Norte como al Sur en toda la franja de latitud 22°N, le confieren a esta zona un carácter algo más estacional.

En octubre, la tendencia del transporte de Ekman en la franja que ocupa desde el 22°N hasta el 26°N, es de intensificación de los valores; se observa claramente la tendencia ascencional del transporte, en donde se destacan dos picos que corresponde a las latitudes 25°N, con un aumento sobre septiembre de 1800 Kg/ms y para los 22°N, con un aumento de intensidad sobre el valor en el mes de Septiembre de 2499 Kg/ms, coincidiendo además con que tienen direcciones perpendiculares a costa. El resto de incrementos de la intensidad sobre transporte destacan de se observa en las intensidades del transporte de transporte de se observa en las intensidades del transporte de transporte de se observa en las intensidades del transporte de transporte de se observa en las intensidades del transporte de tra

ocurre en la latitud 26°N, cuya dirección del transporte presenta una componente hacia el Suroeste de 30°.

A la vista de la gráfica de interpolación de los máximos del transporte de Ekman para el año medio (figura 15b), parece que los máximos estacionales del afloramiento que se han ido expandiendo hacia las latitudes más al Norte a medida que avanza el año desde la primavera, alcanzando los máximos en verano en las latitudes más altas, comienzan a recogerse otra vez hacia las latitudes bajas, encontrando en octubre intensidades de 3889 Kg/ms en la latitud 22°N.

En noviembre, las condiciones de viento (figura 13a) son desfavorables al proceso del afloramiento en las latitudes altas y medias (27°-25°N); en las latitudes medias (24°-23°N), las condiciones del viento produce un transporte de Ekman de intensidades moderadas 1078-1664 Kg/ms favorables al afloramiento. En el 22°N la dirección del transporte se separa de la perpendicular a costa hacia el Sur en un angulo de 20°. Esto implica que los vientos que forzaron el transporte no soplaron ni muy fuertes ni paralelos a costa, por el contrario tenían una componente hacia el Sureste.

La estación de invierno, comienza con el mes de diciembre, en el que las direcciones del transporte de Ekman que se derivan de los distintos vientos que soplan en esta época del año, no favorecen la existencia de aguas afloradas en el rango de latitudes altas (28°-26°N). Entre las latitudes 22°-26°N, las direcciones del transporte no son absolutamente favorables, pero no marcan la diferencia entre condiciones favorables y desfavorables al afloramiento, como ocurre en latitudes altas (28°-26°N), en el que las direcciones del transporte son hacia el Norte (6°N). Sólo en la latitud 22°N la dirección del transporte resulta perpendicular a costa. Los transportes de Ekman a lo largo de la franja de estudio reflejan la irregularidad en la dirección de los vientos, oscilando constantemente de dirección dentro del primer cuadrante de la rosa de los vientos, llegando a ser de componente Sur. Parece que el afloramiento expandido durante las estaciones de primavera-verano a toda el área de estudio, comienza a retraerse hacia el Sur al comenzar el otoño, ocupando la franja de latitud 26°-22°N, en octubre; 25°-22°N, en noviembre y 26°-22°N, en diciembre y desaparecer en la franja 26°-28°N, (noviembre-diciembre) y en la latitud 21°N.

Dentro de toda esta franja de afloramiento costero se observan máximos estacionales, distribuidos siempre en las latitudes bajas (21°-22°N) en verano en junio, julio y agosto; en el otoño en octubre, y en las latitudes altas (26°-27°N) en primavera en abril, en verano en julio y en otoño en septiembre.

Las intensidades del transporte muestran que el alisio no ha soplado con la misma intensidad en todo el área; la tendencia del gradiente longitudinal del transporte es ir disminuyendo en intensidad a medida que subimos en latitud, pasando de valores máximos de 2833 Kg/ms en el 21°N hasta alcanzar valores mínimos de 787 Kg/ms en el 26°N y un valor moderado del transporte de 1067 Kg/ms en el 27°N. Este gradiente longitudinal del transporte obedece a la tendencia de evolución del viento (tabla 6, figura 13a). En los primeros meses del año dicha tendencia es bastante irregular, se distribuyen valores débiles del viento a lo largo de toda la zona de estudio. A partir del mes de abril se observa un modelo de variación que se verifica hasta el mes de octubre, en el que la intensidad del viento va disminuyendo a medida que aumenta la latitud, hasta llegar al 26ºN en donde la intensidad del viento vuelve a ser mayor. Se describe una zona de fuertes vientos en latitudes bajas (21°N-22°N), que produce un rango de la tensión de arrastre del viento entre 0.19-0.25 N/m². Le sigue la franja de latitudes medias (23°-25°N), en la que el viento no es tan intenso, originando valores de la tensión de arrastre del viento que oscila entre 0.05-0.15 N/m². Por último en latitudes altas (26°-27°N), el viento vuelve a incrementarse dando lugar a valores de la tensión que superan los 0.30 N/m² como ocurre en abril y septiembre. En los últimos meses del año (noviembre y diciembre), el alisio prácticamente desaparece, el régimen de viento se muestra irregular en su distribución longitudinal, y por tanto no se puede establecer ningún modelo de comportamiento característico.

La figura 14, muestra la distribución de las intensidades del transporte de Ekman medio (1987-1991) (figura 14b), que oscilan entre valores mínimos de 400 Kg/ms en otoño-invierno, hasta máximos en primavera y verano entre 4000-5000 Kg/ms, correspondientes a las tensiones de arrastre (figura 14a) entre 0.03-0.24 N/m².

Aunque existe un gradiente latitudinal del parámetro de Coriolis (*f* disminuye hacia el Ecuador) dirigido hacia el Sur, los valores de la intensidad de la tensión de arrastre del viento en la zona Sur del área, refleja la intensificación real del transporte de Ekman. Así mismo se observa que el régimen de viento alisio presenta una concordancia en su comportamiento a lo largo del área media (23°-25°N), con una diferencia latitudinal mínima de 0.01 Nw/m² en los valores medios de la intensidad de la tensión de arrastre del viento, en febrero, marzo y junio, y unas diferencias máximos de 0.12 N/m², en octubre. El régimen de viento alisio tiene un carácter más o menos estacionario a lo largo del año, con intensificaciones en determinados meses de la primavera, verano y otoño y en determinadas zonas (21°-22°N y 26°-27°N).

La figura 15, muestra la distribución de las intensidades máximas del transporte (figura 15b), entre 2000-4400 Kg/ms correspondientes a las tensiones máximas (figura 15a) entre 0.12-0.24 N/m² en la zona Sur en primavera y verano, con una migración mensual hacia el Norte a medida que transcurre el año, en verano y principios de otoño.





DIRECCION DEL TRANSPORTE DE EKMAN



Figura 13. a) Distribución de la tensión de arrastre del viento entre las direcciones Norte-Noreste (5°-50°). b) Distribución del transporte de Ekman entre las direcciones Oeste-Noroeste (265°-320°). Las áreas marcadas con trazo continuo corresponden a valores fuera de los rangos definidos. Desde enero (1) hasta diciembre (12).



INTENSIDAD DE LA TENSION DE ARRASTRE DEL VIENTO





Figura 14. a) Distribución de la tensión de arrastre del viento entre las intensidades 0.03-0.24 N/m². b) Distribución del transporte de Ekman entre las intensidades 400-4400 Kg/ms. Las áreas marcadas con trazo continuo corresponden a valores fuera de los rangos definidos. Desde enero (1) hasta diciembre (12).



INTENSIDAD DE LA TENSION DE ARRASTRE DEL VIENTO





Figura 15. a) Distribución de la tensión de arrastre del viento entre valores máximos 0.12-0.24 N/m². b) Distribución del transporte de Ekman entre valores máximos 2000-4400 Kg/ms. Desde enero (1) hasta diciembre (12).

5.2.2. VARIACION LATITUDINAL DEL TRANSPORTE DE EKMAN

A partir de los valores del transporte de Ekman obtenidos para los meses del año medio en las latitudes 22.5°-26.5°N, se han elaborado gráficas que reflejan la curva de evolución temporal del transporte de Ekman en cada cuadrícula de un grado de latitud a lo largo del año medio (figura 16), que muestran la tendencia general de evolución anual del transporte de Ekman en esa zona; las intensificaciones y relajaciones del transporte como consecuencia de las variaciones del alisio. La evolución temporal del transporte en cada grado de latitud señala las características propias e individuales de cada franja; por otro lado, el conjunto de ellas muestra a su vez las tendencias comunes a lo largo del año.

El estudio de la variación latitudinal de las direcciones, e intensidades del transporte de Ekman, permite establecer el carácter evolutivo del afloramiento en la zona de estudio.

a) En relación a la dirección.

Las direcciones del transporte de Ekman se presentan más variables a principios y a finales de año y en los límites del área (22°N y 26°N).

En la latitud 26°N, el afloramiento ocurre desde abril hasta septiembre (transporte entre las direcciones 280°-295°), durante el otoño e invierno predomina la variabilidad de las direcciones del transporte, hacia el Nornoroeste y Norte.

Desde abril hasta septiembre, existe afloramiento en toda la franja de estudio, incluyendo en el 21°N y 27°N, no representado en las series temporales. Todas las curvas de evolución presentan un carácter uniforme en las direcciones del transporte, entre 285°-300°, correspondientes a vientos estables del Nornoreste, entre 15°-30°. La franja de latitud 23°-24°N, incluída en la franja de permanencia del afloramiento, ve reforzada la uniformidad del transporte, entre abril y noviembre, con apenas una variación de 5°, que oscila entre 285°-290°, en la variación del transporte.

En general, en la franja de afloramiento permanente (22°-26°N), durante los meses de invierno, las direcciones del transporte son algo más variables, atendiendo a direcciones del viento cuyo grado de oscilación entre los mismos es mayor (20°) en esta época del año, que durante las estaciones de primavera, verano y otoño (de aproximadamente 5°).

b) En relación a la intensidad

Una de las tendencias más claras que se observan en todas las curvas de evolución, desde las latitudes altas hasta las bajas (26°-22°N), es la disminución brusca de la intensidad del transporte a finales de la estación de primavera. Todas las curvas de evolución muestran un mínimo de la intensidad del transporte en el mes de mayo. A partir de este mes de mayo se intensifica el transporte a medida que avanza el año, a lo largo de la estación del verano de una forma gradual, hasta llegar al mes de agosto.

El comienzo del otoño se caracteriza por una disminución brusca de la intensidad del transporte, localizándose un segundo mínimo en el mes de septiembre en todas las curvas de evolución.

Otra caracteristica generalizada en todo el rango de latitud es el máximo de la intensidad del transporte que ocurre en el mes de abril. Las intensidades del transporte de Ekman en el mes de abril oscilan entre valores máximos 2700 Kg/ms en latitudes altas (26°N) y bajas (22°N) y valores moderados 1700-1900 Kg/ms en latitudes medias y bajas (25°-23°N). Se describen otros máximos de la intensidad del transporte en los meses de verano (julio y agosto) y en el otoño (octubre), según sea el grado de latitud observado.

Se pueden encontrar hasta tres picos de intensidades máximas, como ocurre en la latitud 25.5°N; localizados en julio y agosto y en octubre.

En todas las curvas se observa que las intensidades del transporte de los máximos descritos en el año son mayores en el segundo semestre; las intensidades del transporte en julio ó agosto son superiores a la intensidad del transporte en el mes de abril.

En las latitudes medias-bajas (24.5°-22.5°N), la tendencia general de evolución de la intensidad del transporte es de ir aumentando desde los primeros meses del año hasta llegar al mes de abril, donde ocurren las intensidades mayores, antes de que se produzca el mínimo relativo en el mes de mayo.

En latitudes altas (26°N), el afloramiento sólo dura 6 meses desde abril hasta septiembre, y comienza con un valor máximo de la intensidad para caer en un mínimo en el mes de mayo, como en el resto de la franja latitudinal. En septiembre, se localiza un valor moderado de 1425 Kg/ms en la latitud 26°N; a partir de este mes el afloramiento desaparece en estas latitudes.

El afloramiento se desplaza hacia latitudes más bajas en el mes de octubre, donde el valor máximo del transporte se localiza en la latitud 25°N y en la latitud 22°N. En este rango de latitud comprendido entre el 25°N y el 22°N, se observa como el transporte se ha intensificado desde el último mes de septiembre. La franja de latitud favorable al afloramiento sigue disminuyendo a medida que avanza el año, concentrándose en el mes de noviembre entre el 24°N y el 22°N. En diciembre el transporte de intensidades moderadas entre el 23°N y 24°N, presenta direcciones no tan favorales como en los meses anteriores.

Los valores del transporte definidos para las latitudes 25°N y 23°N, incluyendo los máximos, se mantienen dentro del rango moderado (2600 Kg/ms); sin embargo las intensidades en el grado de latitud 22°N son superiores, tanto en el máximo del primer semestre como en los máximos del segundo semestre, superando la frontera de los 2600 Kg/ms definidos como límite superior en las latitudes (25°-23°N); en la latitud 22°N el segundo pico de octubre llega hasta los 3800 Kg/ms.

c) Características comunes a toda el área de estudio (26°-22°N):

En los primeros 6 meses del año (enero-junio), se localiza un máximo del transporte en abril, que alcanza valores máximos de 2800 Kg/ms hasta moderados de 1700 Kg/ms indistintamente a lo largo de toda el área de estudio. Se localiza un mínimo relativo en mayo, con valores entre 700-1000 Kg/ms, con direcciones del transporte de Ekman menos favorables al afloramiento en el 26°N y 24°N.

En los últimos 6 meses del año, se localiza un máximo del transporte entre julio y agosto, con valores máximos entre 2500-3500 Kg/ms en la zona central hasta moderados de 1600 Kg/ms en la zona norte. Se localiza un mínimo entre septiembre y octubre, con valores entre 600-900 Kg/ms en el 24°N y direcciones poco favorables al afloramiento al norte y al sur de la franja de afloramiento permanente (22°-26°N). Octubre representa un máximo relativo de 2711 Kg/ms en el 25°N, en concordancia con lo propuesto por los autores citados (Wooster et al., 1976; Speth et al., 1978; Speth y Detlefsen, 1982; Bulgakov et al., 1985) en relación a la migración estacional de los máximos hacia el Norte conforme transcurre el año.

Las curvas de evolución del transporte de Ekman muestran el comportamiento característico de algunos meses que se consideran representativos del régimen de viento alisio (julio y agosto), cuando el transporte de Ekman alcanza las mayores intensidades y las direcciones más favorables, de pocos grados de oscilación sobre la dirección perpendicular a la costa, en todo el área de estudio. En contraposición, el mes de diciembre representa la época en que el alisio desaparece; los vientos que soplan son variables en dirección e intensidad, a lo largo de todo el área de estudio.

El régimen de vientos durante la primavera y el verano es de dirección Nornoreste (15°-20°), y da lugar a las intensidades máximas del transporte de Ekman con valores promedios entre 2000-2500 Kg/ms, principalmente en los meses de julio y agosto. Durante el otoño y en la franja de latitud (22°-24°N) en la que el afloramiento tiene un caracter permanente, los vientos siguen siendo de dirección Nornoreste, aunque de intensidades

débiles (613-902 Kg/ms, septiembre y octubre en 24°N). Durante el invierno y principios de primavera (diciembre-marzo), el régimen de vientos en la franja 23°-24°N, es de dirección Nornoreste-Noreste (30°-54°), en la franja 25°-26°N, es de Noreste y Estenoreste (42°-72°), en la latitud 22°N sigue siendo del Nornoreste-Noreste (20°-37°) y las intensidades oscilan entre débiles y moderadas (988-1491 Kg/ms en febrero y diciembre en las latitudes 23°N y 22°N respectivamente).



Figura 16. Variación latitudinal del transporte de Ekman para el Año Medio: Gráficas de la izquierda, representan la dirección. La linea recta en cada gráfica indica la estabilidad del transporte de Ekman en la época de los alisios. Gráficas de la derecha, representan la intensidad. Desde enero (1) hasta diciembre (12).

5.2.3 MODELO DE AFLORAMIENTO.

El afloramiento costero, como ya hemos presentado, es un fenómeno complejo de gran interes, que ha sido objeto de estudios por su importancia pesquera en la década de los 70 y los 80, y por el papel que pueden jugar en los balances biogeoquímicos globales, objeto de gran interes científico en la década de los 90.

Como ya se ha visto también, la anomalía térmica superficial que produce el afloramiento del Noroeste africano, ha sido ampliamente utilizado como herramienta para su estudio, de ahí que desde la aparición de las técnicas de observación de la temperatura superficial del mar, desde sensores remotos situados en satélites, hallan sido aplicadas en el área (La Viollete, 1974), y que se utilicen ampliamente en este trabajo.

El enorme potencial de la observación remota de extensas áreas del océano, tiene como limitación más característica, el que está limitada a su capa más superficial, en referencia muy extendida "la capa epitelial del océano", lo que tiene como consecuencia que los fenómenos subsuperficiales que ocurren en el área de afloramiento no puedan ser observados. Por tanto, se ha de considerar las posibilidades que la modelización numérica del fenómeno pueda prestar para resolver las limitaciones señaladas y aprovechar la extraordinaria capacidad de observación sinóptica de los sensores remotos situados en los satélites. Este planteamiento, permitirá la utilización de las imágenes de la temperatura superficial, como elemento de validación de los modelos y, ó como alimento de los mismos, lo que sin duda aportará mejores aproximaciones al conocimiento de los fenómenos de afloramiento y su participación en los procesos globales a escala oceánica.

En este sentido, se ha iniciado una linea de colaboración entre el ICCM y el Departamento de Clima Maritimo (DCM) de Puertos del Estado, para el estudio conjunto del afloramiento del Noroeste de Africa, en función de medidas "in-situ" y modelado matemático. A continuación se presentan los resultados obtenidos de un modelo para afloramiento costero en el banco sahariano, desarrollado en el Programa de Clima Marítimo (Rodríguez y Pérez, 1993), utilizando como elemento de forzamiento del modelo el

promedio mensual de las tensiones de arrastre del viento del año medio (1987-1991), en la latitud 24°30'N (tabla 6), por ser ésta, donde se registró el mayor número de observaciones meteorológicas, dentro de la zona de carácter permanente del afloramiento.

Ya se ha visto que los resultados obtenidos del estudio de las variaciones estacionales del afloramiento, muestran la existencia de dos estaciones opuestas a lo largo del año medio, la de verano (julio y agosto) y la de invierno (enero y diciembre), con características meteorológicas muy distintas (figura 16). Para continuar ilustrando las diferencias existentes entre las dos estaciones referidas, se presenta los resultados del modelo numérico para el estudio del afloramiento en la latitud 24°30'N, relativos a los meses de julio y diciembre.

Descripción del modelo.

El modelo numérico empleado en la simulación ha sido una versión actualizada por el Departamento de Clima Marítimo de un desarrollo original del Institut für Meereskunde de la Universidad de Hamburgo (Alemania). Es un modelo 3-D baroclínico y prognóstico, apto para su aplicación en áreas costeras y mar abierto. Las ecuaciones de partida son las primitivas de Navier-Stokes, con la hipótesis de hidrostaticidad en la dirección vertical y la hipótesis de Boussinesq respecto del efecto de la densidad variable.

La topografía del modelo se ha considerado constante en dirección Sur-Norte, idealizando una costa orientada en esta dirección y con las líneas batimétricas paralelas a ella. Las profundidades se han tomado de una carta náutica, extendiéndose desde la costa hasta los 1000 metros, y considerándolas constante a partir de este valor.

La estratificación vertical inicial proviene de los valores medios climatológicos de Levitus, y se ha considerado uniforme para todo el área. El forzamiento meteorológico, también uniforme para todo el área de estudio, corresponde al promedio mensual de las tensiones de arrastre del viento, calculadas para el año medio (1987-1991), en la latitud 24°30'N.

Los efectos de difusión turbulenta se estudian mediante la analogía de la viscosidad. Se consideran los coeficientes de difusión horizontal constantes en el tiempo y espacio, y los verticales variables en función del flujo y la estratificación existente.

Los efectos baroclínicos se calculan basándose en dos ecuaciones de transporte para la salinidad y la temperatura y la ecuación de estado de agua de mar de la UNESCO (1984).

El modelo se conecta cíclicamente entre el borde Norte y Sur lo que significa que toda la masa que sale por el Sur vuelve a entrar por el Norte. Esta condición tiene como implicación principal el que no existan gradientes de presión en dirección N-S y por tanto se reduce la representación del modelo a la del transecto 24°30'N, exclusivamente.

Para el modelo del transecto, se ha establecido una discretización horizontal de 109 puntos de cálculo en dirección Este-Oeste y 5 puntos en la dirección Norte-Sur. La columna de agua se ha discretizado en 75 capas con un espesor de 2 metros para las 50 primeras y aumentando éste en las restantes, hasta la capa de fondo que tiene 200 metros. Antes de considerar la simulación del periodo mensual se partió de una situación de reposo y se impuso una carga incremental a lo largo de cinco días de la tensión de arrastre del viento correspondiente al primer día seguida de un valor constante a lo largo de un día, iniciándose después la simulación propiamente dicha. Esto se hizo para evitar en lo posible ruidos en la respuesta del modelo de origen computacional debidos a la etapa de carga.

Descripción de resultados.

La zona seleccionada para la simulación del modelo está a 124 Km de la costa, en una sección vertical de 200 metros de profundidad.

Las figuras que se presentan corresponden a la distribución de velocidades en todas las capas, para los meses de julio y diciembre (figura 17a y b, respectivamente), y seguidamente a las de distribución de temperaturas sobre el borde de la plataforma costera, por cada día de simulación de los mismos meses de julio (figuras 18-21) y diciembre (figuras 22-25).

Los perfiles de velocidad horizontal obtenidos al final del cuarto día de simulación (96 horas, figura 17a y b), muestran las espirales de fondo de Ekman de sentido antihorario, bajo la capa de superficie (zona izquierda de la gráfica), debido a los efectos de fricción que toman importancia conforme disminuye la profundidad de la capa de agua. Esta disminución progresiva de la profundidad hace que la espiral antihoraria esté cada vez más abierta (zona central de la gráfica).

A medida que el flujo se produce más cercano a la costa, la corriente superficial se va polarizando en dirección longitudinal y aumentando en intensidad (zona derecha de la gráfica). Esta intensificación de la componente longitudinal de la corriente es el resultado de un gradiente de presiones que origina un balance geostrófico transversal. Este balance alcanza su valor máximo cuando la componente barotrópica y baroclínica son de igual dirección; se produce el jet costero, entre el frente de densidades del afloramiento y la costa (Rodríguez, 1994).

Se observa como la dirección de la corriente superficial se va haciendo paralela a la costa a medida que se va aproximando a ésta. No se observa la espiral de Ekman de la capa superficial en sentido horario, al simularse el modelo en una zona afectada por los efectos de fricción.

La diferencia de los perfiles de velocidad horizontal, entre el mes de julio y diciembre, se corresponde con la diferencia de la intensidad de la tensión de arrastre del viento; 0.12 N·m⁻² en julio y 0.06 N·m⁻² en diciembre, y la diferencia en dirección; 16° (Nornoreste) y 54° (Noreste), respectivamente. Las condiciones de viento en el mes de

julio, son más favorables al proceso de afloramiento costero, que las correspondientes al mes de diciembre, según se había comentado anteriormente.

En lo que respecta a las características de las gráficas de distribución de temperaturas (figuras 18-25), en los meses de julio y diciembre; se observan.

Un primer periodo de la simulación del modelo (día 3) caracterizado por una estratificación a lo largo de toda la capa (figuras 18 y 22).

A medida que transcurre el tiempo de simulación (días 4 y 5), se observa un ascenso progresivo de aguas más frías hacia la superficie sobre la plataforma costera (figuras 19, 20 y 23, 24).

El ascenso progresivo de las isotermas, da lugar a una intrusión de aguas más frías desde el talud continental, que seguiran su ascenso hacia capas menos profundas sobre la plataforma costera (figura 21). Se observa una homogeneización de la capa de superficie en el mes de diciembre (figura 25).

Estas observaciones comunes en los meses de julio y diciembre, describen una respuesta característica de las aguas al forzamiento continuo del viento sobre la capa superficial del mar.

Aparte de estas características se aprecia igualmente de la observación de las gráficas, que en lo que respecta al establecimiento de un gradiente de temperatura intenso en el mes de julio, que presenta temperaturas en la superficie de 19.9°-20°C, hasta temperaturas mínimas de 18.3°C de las aguas más profundas, sobre el talud continental.

Los resultados del modelo para las temperaturas en superficie durante el mes de julio se mantienen alrededor de los 19.9°-20°C, superiores a las de diciembre que oscilan entre 19.5-19.6°C.

En el mes de julio, se observa una fuerte intrusión de agua fría, desde el talud continental hacia capas menos profundas, de carácter progresivo en la simulación. La intrusión ocurre desde el día 4 de la simulación (figura 19) con temperaturas de 18.1°C y alcanza temperaturas de 17.9°C el día 6 (figura 21). Por el contrario, en el mes de diciembre no se observa dicha intrusión.

En el último día de la simulación (figuras 21 y 25), la profundidad de la capa homogénea de superficie es mucho más profunda en el mes de diciembre, que en el de julio. En este mes del verano el gradiente térmico más acentuado, forzado por la ascención de aguas frías más profundas, da lugar a una capa de superficie homogénea menos profunda.



Figura 17. Perfiles de velocidad horizontal simulados sobre el borde de la plataforma costera (124 Km de la costa), para los meses de julio (superior) y diciembre (inferior).



Figura 18. Distribución de temperaturas del mes de julio. Resultado al cabo de 3 días de la simulación, (PCM).



Figura 19. Distribución de temperaturas del mes de julio. Resultado al cabo de 4 días de la simulación, (PCM).



Figura 20. Distribución de temperaturas del mes de julio. Resultado al cabo de 5 días de la simulación, (PCM).



Figura 21. Distribución de temperaturas del mes de julio. Resultado al cabo de 6 días de la simulación, (PCM).



Figura 22. Distribución de temperaturas del mes de diciembre. Resultado al cabo de 3 días de la simulación, (PCM).



Figura 23. Distribución de temperaturas del mes de diciembre. Resultado al cabo de 4 días de la simulación, (PCM)







Figura 25. Distribución de temperaturas del mes de diciembre. Resultado al cabo de 6 días de la simulación, (PCM).

5.3. VARIACIONES INTERANUALES

El estudio de las variaciones interanuales se realiza a través del análisis de las desviaciones estándar de la intensidad y de la dirección del transporte de Ekman (tabla 8), donde se observa el grado de representatividad que tiene el transporte de Ekman del año medio (1987-1991), en relación al carácter específico de cada año concreto. Se comparan los meses más repetidos de cada estación (tabla 2): primavera (marzo y mayo), verano (julio y agosto), otoño (septiembre), invierno (diciembre).

Mes/Años	Marzo	Mayo	Julio	Agosto	Septiembre	Diciembre	
Lat	89-90-91	88-89-90	87-88-89	87-88-89	87-89-90	87-88-90	
		91	90-91	90-91		91	
26.5°	1331/342°	787/282°	1608/291°	3299/297°	1425/295°	1314/336°	
	748/25°	457/11°	1115/2.5°	1570/3.8°	1335/66°	641/23°	
25.5°	1323/319°	799/288°	2437/290°	2472/295°	867/281°	1197/316°	
	437/12°	288/3°	2377/5.6°	1834/9.4°	756/20°	494/40°	
24.5°	1199/311°	936/283°	2016/286°	2102/289°	613/291°	1058/324°	
	383/9.6°	638/0.8°	1608/5.3°	1811/3.3°	358/37°	204/29°	
23.5°	1580/300°	1033/286°	2654/290°	1790/289°	1297/285°	1336/319°	
	450/12°	546/6.8°	1865/3.6°	1298/7.6°	752/23°	477/12°	
22.5°	1600/291°	1984/289°	3770/291°	2254/293°	1390/280°	1491/301°	
	545/15°	1928/4.6°	3009/4.7°	1603/21°	1115/22°	1060/53°	

Tabla 8. Desviaciones Estándar. En la primera linea se muestra la intensidad del transporte de Ekman (Kg·m⁻¹·s⁻¹)/ y la dirección (grados cuadrantales) del año medio (1987-1991). En la segunda linea se muestra la desviación estándar de la intensidad del transporte de Ekman/ y de la dirección.

El análisis de las desviaciones estándar, a lo largo de la franja de latitud 22°-26°N, en relación a las direcciones, refleja la característica estacional de los vientos alisios: en julio y agosto se localizan desviaciones mínimas de la dirección del viento que representan una variabilidad del 0.5%, y desviaciones máximas que representan una variabilidad del 2.6% con respecto a los 360° cuadrantales. Esto refleja la uniformidad de la dirección de los vientos alisios en los cinco años estudiados, en concordancia con la inexistencia de anomalías isobáricas (0 mb) que se dibujan en los mapas de presiones atmosféricas correspondientes a la situación climatológica de verano, con respecto a las presiones medias establecidas entre 1951-1970 (Figura 5a). Los transportes de Ekman de los meses del verano (julio y agosto) del año medio resultan bastante representativos a los correspondientes meses de los años individuales.

Por el contrario, las desviaciones estándar correspondientes al mes de diciembre suponen una variabilidad mínima del 3.3% y una variabilidad máxima del 14.7% sobre los 360°, que marcan el carácter variable de los vientos en esta época del año; en concordancia con las anomalías isobáricas de aproximadamente 4 mb que se dibujan en los mapas de presiones atmosféricas correspondientes a la situación climatológica de invierno, representadas por diciembre (figura 5b). Los vientos alisios desaparecen en esta época del año y el paso de los diferentes sistemas de presiones isobáricos por el Atlántico Norte marcan las características de dirección e intensidad de los vientos.

Las desviaciones estándar máximas de las intensidades del transporte de Ekman en los meses de julio y agosto, reflejan el caracter individual que tiene la intensidad de los vientos en un año concreto. Estas desviaciones máximas, se deben al carácter especialmente intenso que el año de 1988 supone para el valor del año medio; julio de 1988, llega a valores extremadamente intensos incluso en las latitudes más representativas, de mayor frecuencia de datos, 23°N (6000 Kg/ms) y 24°N (5000 Kg/ms), llegando hasta valores de 7000 Kg/ms en 25°N y 9000 Kg/ms en 22°N, frente a los valores de la intensidad del transporte de Ekman bastante más bajos en el resto de los años, como por ejemplo de 778 Kg/ms en la latitud 24°N, en el año 1991. Las desviaciones relativas al mes de diciembre, muestran que los valores de la intensidad del transporte de Ekman producidos por vientos de dirección variable, son bastante parecidos entre todos los años; son vientos variables de intensidades moderadas y bajas en todos los años.

Con respecto al resto de los meses, se puede resumir las características de las desviaciones estándar diciendo: que los meses de mayo, julio y agosto, presentan el mismo

comportamiento (uniformidad de los vientos alisios); los meses de septiembre y diciembre, presentan el mismo carácter variable del régimen de vientos. El mes de marzo, presenta el mismo caracter uniforme que los meses de mayo, julio y agosto, aunque sus desviaciones son algo más altas, con una variabilidad del 3.4%, presentando una variabilidad superior en latitudes altas 26°N, con un porcentaje del 6.9%, lo que confirma la estacionalidad de los vientos alisios por encima de la latitud 26°N.

Descripción de la desviación estándar del transporte de Ekman en la franja, de un grado de latitud, de mayor frecuencia de datos (24°N) (tabla 3), y por tanto, de mayor peso representativo en el estudio de las variaciones estacionales e interanuales:

Marzo: σ = 383/9.6°, representa una variabilidad del 2.6% en la dirección, con una desviación en la intensidad de 383 sobre un valor medio de 1199 Kg/ms. Estos resultados indican la buena representatividad del valor medio, por cuanto la desviación en la dirección es de 9.6°, sobre 360°. Los distintos años mantienen las características del régimen de vientos alisios, con unas intensidades semejantes.

Mayo: $\sigma = 636/0.8^{\circ}$, representa una variabilidad del 0.2% en la dirección, con una desviación en la intensidad de 636 sobre un valor medio de 936 Kg/ms. Los cuatro meses de mayo que componen la media guardan un caracter casi idéntico. La desviación relativa a la intensidad, refleja la existencia de algún o algunos meses muy distintos en la intensidad, como es el caso de mayo de 1988, cuyas intensidades son muy superiores a las del resto.

Julio: $\sigma = 1608/5.3^{\circ}$ y agosto: $\sigma = 1811/3.3^{\circ}$, representan una variabilidad del 1.4% y 0.9% en la dirección, con una desviación en la intensidad del transporte de 1608 y 1811 sobre un valor medio de 2016 Kg/ms y 2102 Kg/ms respectivamente. Estos porcentajes reflejan el caracter uniforme del régimen de viento alisio con una desviación pequeña de la dirección del viento. La desviación en la intensidad del viento señala nuevamenta la influencia de algunos años de intensidades extremas: de valores moderados (1989) o débiles y de valores fuertes (1987-1988). Septiembre: σ = 358/37.5°, representa una variabilidad del 10.4% en la dirección, con una desviación en la intensidad de 358 sobre un valor medio de 613 Kg/ms. Este mes presenta una desviación estándar relativa a las direcciones de los vientos considerablemente superior a la de los meses anteriores. Este comportamiento refleja la no uniformidad de los vientos en este periodo del año, representa la posibilidad de encontrar regímenes de vientos distintos, característicos de la falta de un viento reinante como es el alisio en los meses de primavera y verano.

Diciembre: $\sigma = 204/29^{\circ}$, representa una variabilidad del 8% en la dirección, con una desviación en la intensidad de 204 sobre un valor medio de 1058 Kg/ms. Diciembre representa otro mes característico de variabilidad de regímenes de viento entre los distintos años. Representa la estación opuesta al verano, estación de los vientos alisios. La desviación en la intesidad, refleja la similutud de vientos débiles y moderados entre los distintos años.
5.4. EVENTOS

La variabilidad característica del alisio, descrita por Mittelstaedt et al. (1975), Shafer (1976), Barton et al. (1977), Halpern (1977) y Gabric et al. (1993), entre otros, en la que se suceden periodos de vientos fuertes durante 5-10, días junto con periodos de vientos débiles de menor duración, (pulsos de viento), queda reflejada en la serie temporal de viento, que ha sido elaborada a partir de las observaciones de viento registradas "in situ" por el B/H "Esperanza del Mar", para los años 1987-1991 (figura 26). Estos pulsos de viento, que tienen un efecto directo sobre la dinámica superficial, producen las variaciones del afloramiento de corta duración (eventos).

En este apartado se describen los resultados obtenidos del estudio de los eventos, correspondientes a los pulsos de viento entre los días 6 y16 de mayo de 1988, 7 y 27 de marzo de 1989, y por último 11 y 20 de abril de 1989. Estos fueron localizados a partir del análisis individualizado de las series temporales de viento de cada uno de los meses de los años 1987-1989 (figura 27), y elegidos por la disponibilidad de imágenes de temperatura superficial del mar correspondientes a esos mismos días de los pulsos descritos.

Las series temporales (figuras 26 y 27), se han realizado promediando los cuatro valores diarios de viento. Se han representado los días del mes en los que no existen datos (los cinco primeros días de cada mes), asignándoles el valor cinco de la velocidad, así como los meses completos, en los que no hay datos, asignándoles tambíen el valor cinco. Esto permite apreciar los grupos de datos correspondientes a los meses de cada año, separados entre sí, por una linea de valor constante.

Las series temporales de viento muestran el carácter rítmico de intensificación/relajación del viento, que da lugar al afloramiento constante en el área de estudio. De las gráficas en su conjunto, se desprende el carácter propio de cada año, como por ejemplo, el especialmente intenso del año 1988, que dio lugar a las variaciones interanuales del afloramiento analizadas anteriormente. La figura 27, permite apreciar con

mayor claridad, el carácter específico de los tres primeros años (1987-1989). En ella se observa, además, los pulsos de viento que generan los eventos del afloramiento.



Figura 26. Serie temporal del viento para el periodo 1987-1991.



Figura 27. Serie temporal del viento para el periodo 1987-1989.

Para la caracterización de los eventos, se han utilizado las observaciones de viento registradas "in situ" por el B/H "Esperanza del Mar", y las imágenes de satélite de temperatura superficial del mar, correspondientes al periodo de tiempo descrito como pulso ó evento del afloramiento. Se presenta la distribución espacial de los datos de viento y del transporte de Ekman, y la secuencia de imágenes TSM, correspondientes a cada uno de los periodos que describen el pulso de viento completo: la fase inicial de vientos débiles, la segunda fase de intensificación y la última fase de relajación del viento.

El estudio y seguimiento de la evolución espacio-temporal de las estructuras térmicas superficiales, desde la secuencia diaria de imágenes de satélite, presenta un inconveniente, propio de las características del sensor AVHRR, el cual no es transparente a los efectos que tiene la cobertura de nubes (típicas en el área de trabajo) sobre la radiación, que distorsionan el valor real de la temperatura superficial del mar, hasta el punto que hace que algunas de las imágenes tengan que desecharse por el alto contenido en nubes ó tambien por las inferencias de los aerosoles (polvo sahariano), que tambien distorsionan el valor real de la temperatura Superficial del mar. Se han observado desviaciones puntuales, localizadas en el tiempo y en el espacio, en este área concreta del Noroeste africano, en los valores reales de la temperatura superficial del mar, de hasta 3.90°C (Pérez-Marrero et al., 1995), a partir de comparaciones entre datos "in situ" registrados por boyas derivantes y temperaturas procedentes del sensor AVHRR (Mc Clain et al., 1985).

5.4.1. EVENTO DE MAYO DE 1988.

La figura 28a, muestra la serie temporal del viento correspondiente al periodo comprendido entre los dias 6 y 31 de mayo de 1988, en la que se observa las variaciones locales de la intensidad del viento a lo largo del mes. La serie temporal presenta un pulso de viento, desde el periodo inicial de vientos moderados (aproximadamente de 6 m/s), entre los días 6 y 7 de mayo, seguido del periodo de intensificación en el que se alcanzan velocidades entre 9 y 13 m/s, los días 8 y 11 de mayo, para finalizar con un periodo de relajación caracterizado por vientos débiles (2 m/s), entre los días 12 y 16 de mayo.



Figura 28a. Serie temporal del viento de mayo de 1988.



Figura 28b. Serie temporal del transporte de Ekman de mayo de 1988.

La figura 28b, muestra la serie temporal del transporte de Ekman calculado a partir de los datos de viento de la figura 28a, en la que se ha representado con un valor nulo del transporte de Ekman, los días en los que la dirección del viento era desfavorable al proceso del afloramiento (antes y después del periodo de intensificación del viento). En ella se observa el evento del afloramiento a partir del valor máximo del transporte (5500 Kg/ms) durante los días de la intensificación del viento, perfectamente definido entre dos zonas de transporte nulo.

En las figuras 28a y b, se observa que la variabilidad local del viento presenta un caracter periódico de aumentos y relajaciones, característico del Noroeste africano, tal y como se observa en el registro de viento elaborado desde 1987-1991 (figura 26).

Se trata pués, de un evento de dimensión limitada desarrollado entre los días 6 y 16 de mayo, cuyo periodo de intensificación es de tan sólo cuatro días (del 8 al 11). La secuencia de imágenes térmicas disponibles, que corresponden a este evento incluye los días correspondientes al periodo inicial, 6 y 7 de mayo, antes de la intensificación del viento, y los días correspondientes al periodo final, 13, 14, 15 y 16 de mayo, después del periodo de intensificación. Como se dijo anteriormente, la cobertura de nubes que es típica sobre las Islas Canarias en el área del Noroeste africano, ó en otros casos la suspensión de polvo sahariano en la atmósfera, hace que muchas imágenes no puedan ser utilizadas, quedando alguno de los periodos del evento sin información sinóptica, tal como lo ocurrido en el caso que se presenta. Por tanto, partiendo de una imagen en la que existe huella de afloramiento, la correspondiente al día 13 de mayo, se trata de estudiar la evolución espacio-temporal de las estructuras térmicas superficiales durante el proceso de relajación del evento del afloramiento, a través de la secuencia diaria de imágenes, desde ese día 13 hasta el 16 del mismo mes.

Combinando la información procedente de los datos registrados "in situ" (observaciones meteorológicas), con la información sinóptica y continuada de la temperatura superficial del mar, procedente de la secuencia de imágenes de satélite, se hace posible la caracterización del evento del afloramiento, en términos de la respuesta de la dinámica superficial.

En la figura 29, se muestra la distribución espacial de los vientos (dirección e intensidad) de los días 6 y 7 de mayo, georreferenciados a la costa del Noroeste africano y a la batimétrica de los 200 metros. Estos representan el periodo previo a la intensificación del viento.

La distribución espacial de los transportes de Ekman (dirección e intensidad) correspondientes al mismo periodo, se muestra en la figura 30, sobrepuestos a la imagen de temperatura superficial del mar del día 6 de mayo. La característica principal de este primer periodo es la variabilidad que presenta el campo de vientos en cuanto a sus direcciones y las bajas intensidades asociadas.



Figura 29. Distribución espacial de los vientos correspondientes al periodo de relajación inicial del pulso de mayo 1988.

Durante ese periodo inicial, días 6 y 7 (figuras 30 y 31, respectivamente), las temperaturas superficiales más bajas (18.5°C) se encuentran en la parte interna de la



plataforma costera, el resto de la plataforma hasta llegar a la batimétrica de los 200 metros de profundidad, está cubierta por aguas con una temperatura superficial media de 19.5°C.

Figura 30. Imagen TSM (°C) procesada en el ICCM, correspondiente al 6 de mayo.

En la imagen del día 6 de mayo, se observan temperaturas más frías (17-17.5°C) en la zona de Cabo Blanco (zona Sur de la imagen), pero en general presenta una distribución de temperaturas homogénea, desde la zona costera hasta las zonas oceánicas, propia de situaciones desfavorables al afloramiento. La imagen del 7 de mayo, muestra a lo largo de la batimétrica de los 200 metros, entre Cabo Jubi y Cabo Bojador, un gradiente de temperatura entre 19.5°C, interior a la batimétrica y 20.5°C, exterior a la batimétrica. La secuencia

de estas dos imágenes, en relación a la zona más al Norte, podría interpretarse, como el calentamiento progresivo de las aguas superficiales, en ausencia de vientos favorables al afloramiento, con una intrusión hacia la costa de aguas oceánicas de 19.5°C y 20°C, formando un gradiente térmico perfectamente definido a lo largo de la batimétrica, que en general se observa a lo largo de toda la costa, distribución térmica característica en los procesos de relajación del viento; las aguas más cálidas fuera de costa avanzan hacia la plataforma, definiendo mejor los gradientes de temperatura entre las aguas cálidas fuera de costa y las aguas más frías en la parte interna de la plataforma (Mittelstaedt, 1983, 1991; Van Camp et al., 1991).



Figura 31. Imagen TSM (°C) procesada en el ICCM, correspondiente al 7 de mayo.

En la imagen del día 7 de mayo, se observa como en la parte interna de la plataforma, al Sur de Bojador, hay núcleos de agua más fría (18.5°C), en relación a la imagen del día anterior. Hay una mayor abundancia de aguas de 19°C a lo largo de la plataforma costera. En la zona Sur (Cabo Blanco), donde se localizaba en la imagen anterior temperaturas de 17°-17.5°C en la parte interna de la plataforma, ahora se observan gradientes más fríos (16.5°-18°C) ocupando la estrecha plataforma costera. La imagen del día 7, muestra la influencia de dos comportamientos distintos; en la parte interna de la costa, y al Sur de Cabo Bojador, se observa una recuperación del afloramiento, ya que aparecen aguas más frías (18.5°C), con respecto a las del día anterior.

Por otro lado, sobre la batimétrica, y al Norte de Dakhla, se observa un gradiente térmico que oscila entre 20°-20.5°C. Es el retraimiento de las isotermas como consecuencia de la influencia de los procesos oceánicos, ante un afloramiento débil durante este primer periodo del evento.

En la figura 32, se muestra la distribución espacial de los vientos correspondientes a los días 8-11 de mayo. La característica más importante que se observa es la dirección constante del viento, favorable al afloramiento y el aumento de las intensidades. En la figura 33, se muestra la distribución espacial de los transportes de Ekman (dirección e intensidad), correspondientes al mismo periodo (del 8 al 11 de mayo), y que se han sobrepuestos a la imagen de temperatura superficial del mar del día 13 de mayo, ya que, aunque esta imagen corresponde al tercer periodo del evento, muestra señales del afloramiento desarrollado durante la intensificación de los vientos. Se observan valores altos del transporte de Ekman, en algunos casos superiores a los 5000 Kg/ms, significativamente superiores a los transportes del periodo anterior de pre-intensificación (figura 30), y con sus direcciones perpendiculares a la costa.

Analizando la imagen del 13 de mayo se observa que las estructuras térmicas, reflejan la respuesta dinámica de la capa superficial del mar a la intensificación del viento; éste con una persistencia de cuatro días, ha reemplazado las aguas superficiales internas de la plataforma, antes con una temperatura mínima de 18.5°C (figura 31), y con una media

sobre toda la plataforma costera de 19°C, por aguas cuya temperatura mínima es de 16°C. Aguas superficiales frías afloradas en costa (16.5°C), sobrepasan la batimétrica de los 200 metros en la región Sur del área de estudio (Dakhla-Cabo Blanco).



Figura 32. Distribución espacial de los vientos correspondientes al periodo de intensificación del pulso de mayo de 1988.

En la región Norte (Bojador, 26°N), las aguas que llegan a la batimétrica de los 200 metros tienen una temperatura de 18°C. Por encima de Cabo Bojador, las aguas costeras tienen una temperatura de 19°C (Cabo Jubi) y se distribuyen de forma homogénea hacia zonas oceánicas hasta alcanzar las Islas Canarias.

Una característica importante de las isotermas, en relación a las condiciones del viento, es su distribución paralela a la costa cuando las condiciones del viento son favorables al afloramiento (Johnson et al., 1975; Tomczak, 1981). Por el contrario, con la relajación, se produce una disminución progresiva de la distribución de la temperatura paralela a la costa, hasta que se homogeniza desde la costa hasta zonas oceánicas, si las condiciones desfavorables al afloramiento se mantienen.

La superposición de los transportes de Ekman, calculados para el periodo de intensificación del viento, sobre la imagen del 13 de mayo, presenta una coherencia entre los transportes de agua superficial hacia afuera de la costa y las aguas frías afloradas sobre la plataforma, observadas dos días después de la relajación del viento.



Figura 33. Imagen TSM (°C) procesada en el ICCM, correspondiente al 13 de mayo.

En el periodo del 8 al 11 de mayo, los vientos alisios alcanzaron una intensidad media de 10.2 m/s, localizando un máximo el día 10 con una intensidad de 12.85 m/s. Durante el día 12 de mayo el viento disminuyó su intensidad a 5 m/s, manteniendo las direcciones favorables al afloramiento. La imagen del día 13 de mayo, que se corresponde con el segundo día

Cuniversidad de Las Palmas de Gran Canaria. Biblioteca Digital, 2003

de relajación del viento, muestra la huella del afloramiento que se desarrolló durante el periodo de intensificación, con temperaturas frías sobre la plataforma costera.

En la figura 34, se muestra la distribución espacial de los vientos correspondientes a los días 12-16 de mayo, en la que se refleja el debilitamiento de los mismos, y una mayor variabilidad en las direcciones. La figura 35, muestra la distribución espacial de los transportes de Ekman correspondientes a los vientos del mismo periodo, sobrepuestos a la imagen de temperatura superficial del mar del día 14 de mayo. Este periodo del 12 al 16 de mayo, representa el tercer estadío de un evento desarrollado en todas sus etapas.



Figura 34. Distribución espacial de los vientos correspondientes al periodo de relajación del pulso de mayo de 1988.

La imagen del día 14 de mayo, que corresponde al tercer día de relajación del viento, precedido de un día en el que las direcciones de los vientos eran desfavorables al afloramiento, muestra una distribución térmica semejante a la del día 13, en relación al paralelismo con la costa. Muestra un gradiente térmico acentuado a lo largo de la misma, en el que aguas oceánicas de 19.5°C, 20°C y 20.5°C, se localizan por dentro de la

batimétrica de los 200 metros, con aguas de 21°C por fuera de la misma, caracterizando así el periodo de relajación del viento, con la intrusión de aguas cálidas oceánicas hacia la costa.



Figura 35. Imagen TSM (°C) procesada en el ICCM, correspondiente al 14 de mayo.

Analizando las distribuciones de los vientos y las estructuras térmicas de las imágenes de satélite, de forma secuencial, se observa que entre las imágenes del dia 13 y 14 de mayo, existe una respuesta dinámica de la capa superficial del mar, de retraimiento del afloramiento hacia la costa, y de calentamiento progresivo de las aguas frías superficiales, en ausencia de vientos alisios. Las imágenes del día 15 (figura 36) y 16 de mayo (figura 37), muestran el calentamiento progresivo de las aguas superficiales, de forma general a lo largo de toda la costa, si bien hay que puntualizar la ligera recuperación que se observa en la imagen del día 16 de mayo, en cuanto que las temperaturas superficiales sobre la plataforma han disminuido a 19.5°C, y las aguas cálidas de 21°C permanecen por fuera de la plataforma costera.



Figura 36. Imagen TSM (°C) procesada en el ICCM, correspondiente al 15 de mayo.

Los datos de viento y de transporte, indican que durante el dia 15 de mayo las direcciones de los vientos eran desfavorables al afloramiento, mientras que durante el 16 de mayo,

109

presentaba valores bajos de la intensidad del viento (viento de 4 m/s) pero de direcciones favorables al afloramiento.



Figura 37. Imagen TSM (°C) procesada en el ICCM, correspondiente al 16 de mayo.

La descripción que se hecho de cada una de las imágenes, en relación a la distribución general de la temperatura superficial del mar y del transporte de Ekman, a lo largo de la costa del Noroeste africano, en un caso concreto de relajación del afloramiento, permite establecer de forma cualitativa la relación viento-afloramiento, dando una idea

aproximada de la respuesta dinámica de la capa superficial del mar en zonas de afloramiento costero.

El estudio de la variación temporal, de la distribución zonal de la temperatura superficial, correspondiente al transecto 24°40 N, obtenida de las imágenes de temperatura superficial del mar, correspondiente al evento de mayo de 1988 (figura 38), muestra la variación que sufre el afloramiento costero en relación directa a las fluctuaciones locales del régimen de vientos, y concretamente en este caso, relativo a un proceso de relajación del mismo. En ella se muestra, a la izquierda, la distribución zonal de la temperatura superficial del mar, entre los días 6 y 16 de mayo, con un intervalo de contorno de 0.5°C, y a la derecha, la velocidad del viento en m/s registrado en la zona durante el mismo periodo de tiempo. La falta de imágenes correspondientes al periodo de intensificación (del 8 al 11 de mayo), origina un desfase en la correlación de la distribución térmica con el viento, lo que obliga a analizar las temperaturas superficiales, como la tendencia de la distribución de las mismas, en función de las fluctuaciones locales del viento.

La secuencia diaria de las imágenes térmicas, correspondientes al periodo de relajación del viento (del 13 al 16 de mayo), permite caracterizar el proceso de relajación del afloramiento, partiendo de la imagen del día 13 de mayo, en la que los efectos del afloramiento costero, aún son notorios. La secuencia diaria muestra como se retraen las isotermas de 18°C, 18.5°C y 19°C, y como desaparecen las isotermas más frías de 16°C y 17.5°C, como consecuencia de la disminución brusca del viento, que pasa de una velocidad media de 10.2 m/s, en el periodo de intensificación, a una velocidad de 2.8 m/s, en el periodo de relajación. El retraimiento de isotermas más aparente, se produce entre el día 13 y 14 de mayo, cuando las isotermas entre 16-17.5°C, desaparecen por completo y las isotermas entre 18°-19°C, muestran una tendencia de distribución, afectada por la disminución brusca de la intensidad del viento.

De la distribución de isotermas, se obtiene una idea aproximada del retraimento hacia la costa de las aguas más cálidas, que permanecieron alejadas de ella durante la intensificación del viento. La isoterma de 18°C, experimenta un retraimiento inicial aproximado, desde el día 13 al 14 de mayo, de 21 Km, la isoterma de 18.5°C, sufre un retraimento de 22 Km y la de 19°C, de 14 Km. Del 14 al 15 de mayo, la isoterma de 18°C se ha retraido hacia la costa 41 Km más, de tal manera que ocupa la parte más interna de la plataforma, y la isoterma de 18.5°C se ha retraido 12 Km aproximadamente. Del 15 al 16 de mayo, las isotermas de 18.5°C y 19°C, experimentan un ligero distanciamiento de la costa, en concordancia con el aumento en la intensidad del viento a 5 m/s, en el último día del evento.

La gráfica de distribución de temperaturas, muestra características importantes en relación a la distancia hacia afuera de la costa alcanzada por las aguas frías afloradas; la isoterma de 17.5°C, está a una distancia de 50 Km, tras 5 días con un viento medio de 8 m/s entre los días 8-12 de mayo, las aguas más frías de 16°C se han extendido aproximadamente 20 Km de la costa, y en relación a la localización de aguas cálidas oceánicas entre 18°-20°C, por dentro de la batimétrica de los 200, y la intrusión hacia la parte más interna de la plataforma durante el periodo de relajación del viento. Todo ello, es indicativo de la intensidad relativa del afloramiento, producido por un pulso de viento fuerte (media de 10.2 m/s), de poca duración (cuatro días), y de la relajación del mismo, durante los tres días siguientes, producido por un viento débil y de dirección variable.



Figura 38. Izquierda: Variación de la distribución zonal de la temperatura superficial del mar a lo largo del transecto 24°40'N, entre el 6 y el 16 de mayo de 1988. El intervalo de contorno es de 0.5°C. Derecha: Velocidad del viento en m/s registrado en la zona durante el mismo periodo de tiempo.

5.4.2. EVENTO DE MARZO DE 1989.

La serie temporal del viento, correspondiente al periodo comprendido entre los días 6 y 30 de marzo de 1989 es la que se muestra en la figura 39a, en la que se aprecia las variaciones locales de la intensidad del viento a lo largo del mes. Dicha serie presenta un pulso de viento, desde el periodo inicial de vientos débiles (2-4 m/s), entre los días 7 y 12 de marzo, seguido del periodo de intensificación del viento (9-13 m/s), entre el 13 y el 22 de marzo, para finalizar con un periodo vientos débiles (1-4 m/s), entre los días 23 y 26 de marzo. El mes de marzo de 1989, representa un caso típico de pulso de viento, acorde con lo presentado en la bibliografía, y descrito por los autores que trabajarón con las observaciones meteorológicas de los experimentos "Auftrieb'72" (Shaffer, 1974), JOINT-I (Mittelstaedt et al., 1975), "Auftrieb'75" (Tomczak y Hughes, 1980), realizados en el área de estudio, así como los que han trabajado con datos meteorológicos, procedentes de modelos prognósticos, en la zona del Noroeste africano (e.g., Gabric et al., 1993).

En la figura 39b se muestra la serie temporal del transporte de Ekman, calculado a partir de los datos de viento de la figura 39a, en ella que se representa con un valor nulo del transporte de Ekman, los días en los que la dirección del viento es desfavorable al proceso del afloramiento (antes y después del periodo de intensificación del viento).

La serie temporal, describe la existencia de un evento de afloramiento, a través de los transportes de Ekman máximos perfectamente definidos. Ambas figuras muestran el caracter cíclicos de aumentos y relajaciones, característico de los alisios del Noroeste africano, tal y como han mostrado los autores antes citados.

Se trata de un evento del afloramiento en el que se desarrolla un proceso de intensificación, durante diez días, y un proceso de relajación posterior, durante cinco días. La secuencia de imágenes térmicas disponibles, que corresponden a este evento de marzo de 1989, incluye la del día 7, correspondiente al periodo inicial, los días 14, 15, 16 y 22, correspondientes al periodo de intensificación, y los días 26 y 27, del último periodo de relajación.



Figura 39a. Serie temporal del viento de marzo de 1989.



Figura 39b. Serie temporal del transporte de Ekman de marzo de 1989.

Partiendo de la imagen del día 14 de marzo, se estudiará la evolución espaciotemporal de las estructuras térmicas superficiales, durante el proceso de intensificación del afloramiento, a través de la secuencia diaria de imágenes, desde el día 14 al 22 de marzo; por otro lado, y a través de la secuencia de imágenes del día 22 y del 26 y 27 de marzo, se trata de estudiar la evolución del proceso de relajación del afloramiento.

En la figura 40, se muestra la distribución espacial de los vientos (dirección e intensidad), de los días comprendidos entre el 7 y el 12 de marzo a lo largo de la costa, en la que se observa cómo las direcciones de los vientos presentan una alta variabilidad y una intensidad pequeña. En la figura 41, se muestra la distribución de los transportes de Ekman en el área, sobrepuestos a la imagen de temperatura superficial del mar del día 7 de marzo. La distribución de los transportes a lo largo de la costa, demuestran, por sus direcciones e intensidades, que se trata de un periodo en el que no se favorece el afloramiento.



Figura 40. Distribución espacial de los vientos correspondientes al periodo de relajación inicial del pulso de marzo de 1989

Esta figura 41 del día 7 de marzo, muestra las características del campo de temperaturas que se deriva de las condiciones de viento. Es una imagen típica, correspondiente a un periodo de relajación del viento, cuya característica principal es la distribución de temperaturas, de forma prácticamente homogénea, en toda la zona de estudio. Temperaturas superficiales, entre 18°C y 19°C sobre la plataforma costera, desde la parte más interna. No se observa una distribución de isotermas paralela a la costa, ni tampoco un gradiente definido de temperaturas a lo largo de la batimétrica, como sería en el caso de que existiera afloramiento. Por tanto, esta imagen del día 7 de marzo, representa perfectamente las condiciones meteorológicas desfavorables al proceso del afloramiento.



Figura 41. Imagen TSM (°C) procesada en el ICCM, correspondiente al 7 de marzo.

La siguiente figura (figura 42) se muestra la distribución espacial de los vientos correspondientes a los días 13-22 de marzo, en la que se observa la intensificación de los mismos y con direcciones predominantemente paralelas a la linea de costa.



Figura 42. Distribución espacial de los vientos correspondientesal periodo de intensificación del pulso de marzo de 1989.

A continuación (figura 43), se muestra la distribución espacial de los transportes de Ekman, correspondientes al mismo periodo, sobrepuestos a la imagen de temperatura superficial del mar del día 14 de marzo, en la que se observa, el predominio de las direcciones perpendiculares a la costa, con intensidades que oscilan entre 2500-5000 Kg/ms.

El periodo de intensificación del afloramiento, comenzó el día 13 de marzo, cuando el viento soplaba con una intensidad de 11 m/s, y finalizó el día 22 de marzo, cuando el viento soplaba con una intensidad de 10 m/s. La secuencia de imágenes de temperatura superficial del mar, correspondientes a los días 14, 15, 16 y 22 de marzo (figuras 43-46), permite caracterizar la evolución de las estructuras térmicas, en función del campo de vientos que las ha inducido.

Se observa la diferencia que existe en la distribución de las temperaturas superficiales, entre el día 7 de marzo, con una distribución homogénea, desde la costa hasta zonas oceánicas, característica en los procesos de relajación del afloramiento, y el día 14

de marzo, con una distribución paralela a la costa, característica en los procesos de afloramiento.



Figura 43. Imagen TSM (°C) procesada en el ICCM, correspondiente al 14 de marzo.

La intensificación de los vientos alisios, comenzo el día 13 de marzo (11m/s), a partir de un periodo (del 8 al 12 de marzo), en el que el transporte de Ekman no era favorable al afloramiento. La primera imagen, dentro del periodo de intensificación,corresponde al día 14 de marzo, en la que se observa aguas afloradas desde Cabo Jubi hasta

RESULTADOS

Dakhla. Las temperaturas más frías de 16°C (nucleo del afloramiento), se localiza en la parte más interna de la plataforma, alrededor de los 25°N. Smith (1981), calcula la longitud de escala del nucleo del afloramiento en la zona de Cabo Blanco, en 10 Km, haciendo uso de las consideraciones teóricas de Yoshida (1955), sobre el radio de deformación de Rossby. Se desarrolla un gradiente de temperaturas en aumento, hacia la batimétrica, donde se localizan aguas de 18.5°C. Temperaturas de 19.5°C y 20°C se mantienen por fuera de la batimétrica.



Figura 44. Imagen TSM (°C) procesada en el ICCM, correspondiente al 15 de marzo.

120

De la imagen de temperatura del día 14 de marzo, se podría decir, que la respuesta dinámica de las corrientes superficiales, sobre la plataforma costera, a las fluctuaciones locales del viento, se producen en un periodo aproximado de no más de un día, del 13 al 14 de marzo, lo que coincide con Barton et al. (1977), quienes encontraron también un periodo de respuesta, del orden de un día, en el estudio de las variaciones hidrográficas, en función de las fluctuaciones locales del régimen de vientos, en la zona de Cabo Blanco.

La imagen correspondiente al día 15 de marzo (figura 44), muestra una intensificación del afloramiento con respecto al día 14 de marzo, que se refleja en la expansión del nucleo del afloramiento, que ocupa ahora hasta la mitad de la plataforma, en la latitud 25°N, así como en la expansión hacia la batimétrica de aguas frías a lo largo de la plataforma costera, desde Cabo Jubi hasta Cabo Bojador. Otro indicativo del fenómeno de intensificación, es la expansión hacia el Sur de las aguas frías afloradas, conducidas por la corriente superficial resultante asociada al afloramiento (señalada como (c) en la figura 3), cuya trayectoria viene descrita por las lineas de contorno del fondo (Cruzado y Salat, 1981).

La imagen del día 16 (figura 45), evidencia la existencia de aguas afloradas a lo largo de toda la costa del área de estudio, desde latitudes al Norte de Cabo Jubi hasta latitudes cercanas a Cabo Blanco. Las aguas afloradas se han extendido hasta el Sur, después de tres días de viento fuerte. Se localizan temperaturas mínimas de 16°C en la latitud 25°N, en la parte más interna de la plataforma. Las aguas afloradas que se extienden hacia el Sur, forman una franja longitudinal que se encuentra separada de la costa y cuya temperatura es de 17.5°C. Esta secuencia de imágenes señala la influencia del jet costero, que se desarrolla en condiciones de viento fuerte favorable al afloramiento, cuya velocidad máxima se ha medido cerca de la superficie y separada de la costa (Johnson et al., 1975; Halpern et al., 1977; Tomczak, 1981). Rodeando esta franja de 17.5°C, y también en sentido longitudinal, se localizan aguas de 18°C y 18.5°C por la parte interna (pegada a la costa) de la franja, y por la parte externa hasta llegar a la batimétrica de los 200 metros. Por fuera de la batimétrica, la temperatura alcanza los 19°C, distribuyéndose de forma paralela a la costa. La siguiente imagen que se dispone, corresponde al día 22 de marzo (figura 46), último día correspondiente al periodo de intensificación del viento. Entre el día 16 y el 22 de marzo, los vientos alisios siguieron soplando con la misma intensidad (figura 39a), destacando el pico máximo (13 m/s), el día 18 de marzo. Tras 9 días de vientos fuertes y transportes intensos, favorables al afloramiento, la imagen del día 22 de marzo, muestra



Figura 45. Imagen TSM (°C) procesada en el ICCM, correspondiente al 16 de marzo.

la intensificación del afloramiento máximo, dentro de todas las imágenes correspondientes al periodo de intensificación, ya que en ella aparece un núcleo de agua más fría (menor de 16°C), a pocos kilómetros de la costa, rodeado de agua fría de 16°C, que se ha extendido a lo largo de la plataforma, al Norte y al Sur de Cabo Bojador. Las isotermas se distribuyen

de forma paralela a la costa, aumentando la temperatura conforme se alejan de ella. En la zona norte del estudio (Cabo Jubi), las aguas frías de 17.5°C sobrepasan la batimétrica hacia afuera de la costa. Sobre la latitud 25°N y hasta Dakhla, donde la plataforma costera alcanza la anchura máxima (entre 100-120 Km), las aguas que alcanzan la batimétrica tienen una temperatura de 17.5°C. Esta imagen, representa el máximo afloramiento que se alcanza después de un pulso de vientos fuertes, cuyo periodo ha sido de 10 días.



Figura 46. Imagen TSM (°C) procesada en el ICCM, correspondiente al 22 de marzo.

La influencia de los vientos alisios sobre las aguas costeras, se evidencia a través de las características dinámicas del afloramiento: el agua fría aflorada en la parte más interna de la plataforma (núcleo), se advecta hacia el Sur a lo largo de la costa, por la corriente superficial resultante, (señalada como (c), en la figura 3), asociada al afloramiento que se dirige hacia el Ecuador, cuya componente hacia afuera de la costa, hace que las aguas frías afloradas que se advectan hacia el Sur, se vayan separando de la costa después de varios días de la intensificación del viento, dibujando así, una estructura de agua fría, en forma de lengua en expansión hacia el Suroeste, en semejanza a la distribución térmica obtenida por Cruzado y Salat (1981), en el estudio de la influencia de la topografía del fondo sobre las corrientes costeras (figura 47).



Figura 47. Distribución de la temperatura superficial del mar obtenida por Cruzado y Salat (1981), durante la campaña ATLOR VI.

En las figuras 39a y b, se observa la disminución brusca de la intensidad del viento (viento entre 4-2 m/s) y del transporte de Ekman (menor a 500 Kg/ms), durante los días 23 y 24 de marzo. Del día 25 al 27 de marzo, las intensidades son aun menores, y las direcciones de los transportes de Ekman desfavorables al afloramiento. Las imágenes de

este último periodo, corresponden a los días 26 y 27 de marzo, después de tres días del comienzo de la relajación del viento. Combinando las observaciones de viento y del transporte de Ekman, con las imágenes de satelite, correspondientes a los días 26 y 27 de marzo, se intenta caracterizar la evolución del campo de las temperaturas superficiales, en su tendencia a la relajación del afloramiento, y calentamiento de las aguas superficiales, desde el día 22 de marzo de máximo afloramiento.

La figura 48, muestra la distribución espacial de los vientos correspondientes a los días 23-27 de marzo, cuyas direcciones variables e intensidades bajas, no favorecen el afloramiento.



Figura 48. Distribución espacial de los vientos correspondientes al periodo de relajación del pulso de marzo de 1989.

Los transportes de Ekman, correspondientes al mismo periodo, se han sobrepuesto a la imagen del día 26 de marzo (figura 49). En ella se observa la desaparición, por completo, de las aguas más frías de 16°C, que ocupaban la plataforma costera, en la imagen del día 22 de marzo. Las mínimas temperaturas que se observan dentro de la plataforma, corresponden a pequeños puntos aislados de 17.5°C y a nucleos de 18°C, que le dan a la La imagen del día 27 de marzo (figura 50), parece sufrir un proceso inverso a la relajación del afloramiento, ya que se observan temperaturas algo más frías sobre la plataforma costera (entre 18°C y 19°C), entre Cabo Bojador y Dakhla. Sin embargo, en la zona norte del área de estudio, por encima de Cabo Bojador, se observa el calentamiento de las aguas superficiales cercanas a la plataforma costera. La imagen, muestra los efectos de dos procesos contrarios, que ocurren al comienzo de otro periodo de intensificación, como es el que le corresponde al día 27 de marzo. Se refleja la transición entre dos periodos, por un lado, la intensificación débil del viento con respecto al día anterior, que produce efectos sobre la parte interna de la plataforma (aparecen pequeños núcleos de agua fría), por otro lado, el progresivo calentamiento de las aguas superficiales, ante un alisio todavía débil. La secuencia de estas dos últimas imágenes, muestra un periodo de respuesta a las fluctuaciones locales del régimen de vientos, sobre la plataforma costera, del orden del mismo día.

La descripción que se ha hecho de cada una de las imágenes, en relación a la distribución general de la temperatura superficial del mar y del transporte de Ekman, a lo largo de la costa del Noroeste africano, permite establecer de forma cualitativa, la relación causa-efecto que existe, dando una idea aproximada de la dinámica de la capa superficial del mar en zonas de afloramiento costero.

El estudio de la variación temporal de la distribución zonal de la temperatura superficial del mar, correspondiente al transecto 24°40′N, obtenida de las imágenes térmicas del evento de marzo de 1989 (figura 51), muestra la variación que sufre el afloramiento costero, en relación directa a las fluctuaciones locales del régimen de viento. La figura 51, muestra a la izquierda, la distribución zonal de la temperatura superficial del mar, entre el 7 y el 27 de marzo, con un intervalo de contorno de 0.5°C, y a la derecha, la velocidad del viento en m/s registrado en la zona, durante el mismo periodo de tiempo. La falta de imágenes de varios de los días correspondientes a los distintos periodos del evento, nos obliga a analizar las temperaturas superficiales, como la tendencia de la distribución de las mismas, en función de las fluctuaciones locales del viento.

128

De la figura 51, se desprende la buena correlación que existe entre la distribución de temperaturas superficiales y las fluctuaciones del viento. Durante el primer periodo de relajación (del 7 al 12 de marzo), en el que el viento tiene una intensidad media de 3.2 m/s, la isoterma de 17.5°C se situa muy cerca de la costa, a tan sólo 20 Km aproximadamente, mientras que a partir del día 14 (segundo día de intensificación), la tendencia de distribución de la isoterma, describe la misma forma ascendente que describe la intensidad del viento, manteniendo la distancia a costa, más o menos estacionaria (125 Km), mientras dura el periodo de relajación, la distancia a costa de la isoterma, disminuye de forma brusca, siguiendo la misma disminución de la intensidad del viento, desapareciendo por completo, en los últimos días 26 y 27, tras la incidencia de un viento caracterizado por una intensidad media de 2 m/s.

El desplazamiento de la isoterma de 17.5°C, describe las variaciones del viento, con una correlación en el tiempo menor a un día. Se distribuye, por dentro ó por fuera, de la plataforma costera (delimitada por la batimétrica de 200 metros), a unos 120 Km de la costa en este transecto, en función de la intensidad del viento. En condiciones de viento favorable al afloramiento, y tras varios días de persistencia, la isoterma se distribuye alrededor de la batimétrica, sobrepasandola cuando el viento fuerte se mantiene, como ocurre en este caso concreto de diez días (desde 13 al 22 de marzo) de viento fuerte, con una velocidad media de 10 m/s, en el que la isoterma de 17.5°C se localiza, aproximadamente, a 143 Km de la costa.

La distribución de la isoterma de 17°C, muestra la misma correlación que la isoterma de 17.5°C, en relación a las variaciones del viento, aunque con un periodo de respuesta ligeramente superior a este último, describiendo la misma forma de variación que el viento, con una tendencia de distribución paralela a la isoterma de 17.5°C. Se va distanciando de la costa, conforme aumenta el viento, pero a diferencia de la isoterma de 17.5°C, la de 17°C encuentra un máximo en la distribución, por dentro de la batimétrica de los 200 metros, incluso cuando las condiciones de viento favorables al afloramiento (viento medio de 10 m/s), perduren en el tiempo (diez días). De la misma forma, se acerca a la

costa cuando la intensidad del viento disminuye, desapareciendo en los periodos de relajación con vientos débiles (4 m/s), como ocurre el día 7 de marzo, y entre los días 23 y 27 de marzo (viento medio de 2 m/s).

La tendencia de distribución de la isoterma de 18°C, es mantenerse por fuera de la plataforma costera, empujada por la isoterma de 17.5°C, cuando las condiciones de viento son favorables al afloramiento; mientras que en condiciones desfavorables al afloramiento, la tendencia es de intrusión hacia la plataforma costera, y que en fución del grado de relajación del viento, alcanzará zonas más cercanas a costa. Por tanto, caracteriza los periodos de relajación del afloramiento, con la intrusión de aguas más cálidas hacia la costa.

En la figura 51, la isoterma de 16.5°C dibuja un nucleo de agua fría, a pocos kilómetros de la costa, desde los primeros días de viento fuerte (viento medio de 10.8 m/s, entre los días 13 y 14 de marzo). Después de diez días de viento, con una intensidad media de 10 m/s, el núcleo de agua fría de 16.5°C, se ha ido alejando de la costa, localizándose uno pequeño a 15 Km, y otro mayor que llega aproximadamente a 70 Km. Barton et al., (1977) encuentran que el núcleo de agua fría se desplaza hacia afuera de la plataforma con una velocidad de 5 cm/s, en el afloramiento del Noroeste africano.

El estudio detallado de las velocidades de los vientos, dentro del periodo de intensificación, junto a la distribución de las temperaturas, refleja la sensibilidad de la isoterma de 16.5°C, a las variaciones de la intensidad del viento, como ocurre cuando la isoterma se retrae hacia la costa, desde 42 Km aproximadamente el día 15 de marzo, hasta unos 14 Km, el día 16 de marzo, debido a una disminución del viento medio en 2 m/s, mostrando un periodo de respuesta del orden de un día.

Las isotermas de 17 y 17.5°C, se alejan progresivamente de la costa, dentro del periodo de intensificación, sin notar las pequeñas disminuciones de la intensidad del viento, que en el caso de la isoterma de 16.5°C, se traducen en ligeras recesiones hacia la costa.

El proceso de relajación del afloramiento que se produce cuando la velocidad del viento medio oscila alrededor de 2 m/s, como ocurre entre los dias 23-26 de marzo, se caracteriza: por la desaparición completa de las aguas frías entre 16.5°-17.5°C, y por la intrusión hacia la costa de las isotermas cálidas (18°-19°C), pudiéndose cuantificar de forma aproximada el retraimiento de la isoterma de 18°C, en 33 Km por día, la de 18.5°C, en 21 Km por día y la de 19°C, en 22.5 Km por día.

La gráfica de la distribución de las temperaturas muestra a simple vista una característica importante en relación a la extensión hacia afuera de la costa de las aguas frías afloradas, y que será indicativo de la intensidad relativa del afloramiento producido por el pulso de viento. La isoterma de 17.5°C, ha alcanzado una distancia de 140 Km, tras diez días con un viento medio de 10 m/s. Las aguas más frías, de 16.5°C, se han advectado como un núcleo, aproximadamente hasta 70 Km de la costa. Las aguas oceánicas, de 19-20°C, se encuentran alejadas de la batimétrica situándose entre 175-200 Km de la costa.



Figura 41. Izquierda: Variación de la distribución zonal de la temperatura superficial del mar a lo largo del transecto 24°40 N, entre el 7 y 27 de marzo de 1989. El intervalo de contorno es de 0.5°C. Derecha: Velocidad del viento en m/s registrado en la zona durante el mismo periodo de tiempo.

5.4.3. EVENTO DE ABRIL DE 1988.

La figura 52a, muestra la serie temporal del viento del periodo comprendido entre los días 6 y 29 de abril de 1989, en la que se observa un pulso de viento, con un periodo inicial de vientos moderados con una intensidad media de 5.5 m/s, entre los días 7 y 10 de abril, seguido del periodo de intensificación, con vientos medios de 12 m/s, entre el 11 y el 16 de abril, presentándose un máximo de 15 m/s, y un viento medio de 7.6 m/s entre el 17 y el 19 de abril, para finalizar con un periodo de relajación corto entre el 20 y 21 de abril, con vientos de 4 m/s.

En la figura 52b, se muestra la serie temporal del transporte de Ekman calculado a partir de los valores del viento de la figura 52a, en la que se representa con un valor nulo del transporte de Ekman, los días en los que la dirección del viento es desfavorable al proceso del afloramiento. En ella se observa el evento del afloramiento a través de los transportes máximos alcanzados (8348 Kg/ms) durante el periodo de intensificación del viento.

Se trata de un proceso de intensificación del afloramiento desarrollado durante nueve días, entre el día 11 y el 19 de abril. La secuencia de imágenes térmicas disponibles abarca los días correspondientes al periodo de intensificación, desde el 11 al 15 de abril, y al primer día de relajación del viento, el día 20 de abril.

Partiendo de la imagen del día 11 de abril, que muestra un estado inicial en el afloramiento, según las temperaturas observadas, se trata de estudiar la evolución espaciotemporal de las estructuras térmicas superficiales durante el proceso de intensificación del afloramiento, a través de la secuencia diaria de las imágenes TSM, desde el día 11 al 20 de abril.

Se observa dentro de este periodo, el efecto que ha tenido la disminución relativa de la intensidad del viento, al final del periodo de intensificación, desde el 17 al 19


(velocidad media de 7.6 m/s), y en el último día 20 de abril, cuando la intensidad era de 4 m/s, sobre la distribución de las temperaturas superficiales.

Figura 52a. Serie temporal del viento de abril de 1989.



Figura 52b. Serie temporal del transporte de Ekman de abril de 1989.

En la figura 53a, se muestra la distribución espacial de los vientos (dirección e intensidad) entre los días 7 y 10 de abril, georefenciados a la costa y a la batimétrica de los 200 metros, mientras que en la figura 53b, se observa la distribución de los transportes de Ekman (dirección e intensidad) correspondientes al mismo periodo, cuya característica más importante es la existencia de vientos favorables al afloramiento, que hacen que el periodo de intensificación del afloramiento no parta de cero.



Figura 53. Distribución espacial: a) de los vientos, b) de los transportes de Ekman, correspondientes al periodo inicial del pulso de abril de 1989.

La distribución espacial de los vientos correspondientes al periodo de intensificación del viento, entre los días 11 y 19 de abril, se observa en la figura 54. La característica más importante que se aprecia, es que la dirección del viento es practicamente constante y favorable al afloramiento, con intensidades que llegan a los 15 m/s, por encima de la media de viento fuerte (10 m/s). Los transportes que se derivan de los vientos (figura 55), son perpendiculares a la costa y las intensidades muy superiores a las del periodo anterior.



Figura 54. Distribución espacial de los vientos correspondientes al periodo de intensificación del pulso de abril de 1989.

La figura 55, muestra la imagen de temperatura superficial del mar correspondiente al día 11 de abril, con los transportes de Ekman correspondientes al periodo de intensificación, georeferenciados a la costa y a la batimétrica de los 200 metros. Las estructuras térmicas que se observan en la imagen, reflejan la existencia de aguas afloradas a lo largo de la costa, con temperaturas de 17.5°C sobre la parte más interna de la plataforma, y núcleos de 17°C entre Cabo Bojador y Dakhla, y al Sur, alrededor de Cabo Blanco. Se observa un gradiente de temperaturas a lo largo de toda la costa, desde 17.5°C en la parte más cercana a ella cerca de costa, hasta alcanzar la batimétrica, en la que la isoterma de 18.5°C se localiza por dentro y la isoterma de 19°C se localiza por fuera. Como se ha comentado anteriormente, se parte de una situación de afloramiento inicial conducido por la condición de viento favorable existente durante el día 10 de abril, cuando la velocidad media del viento era de 7 m/s.

La imagen del día 12 de abril (figura 56), corresponde al segundo día de la intensificación, en el que se registró un viento medio de 13 m/s. La intensificación del

RESULTADOS

afloramiento se dibuja a través de la aparición de un nucleo alargado de aguas frías de 16°C, al Sur de Cabo Bojador (entre el 26°N y el 25°N), rodeado de aguas de 16.5°C y 17°C, que describen la misma forma. El gradiente de temperaturas que se establece a lo largo de la batimétrica corresponde ahora a aguas de 17.5°C, por dentro de la batimétrica y a aguas de 18°C, por fuera de la batimétrica. Los núcleos de agua fría de 17°C que aparecían en la imagen del día anterior, situados entre Cabo Bojador y Dakhla, se han expandido tanto en sentido transversal, hacia la batimétrica, como en sentido longitudinal, hacia el Sur, por debajo de Dakhla.



Universided de Las Palmas de Gran Canaria. Biblioteca Digital, 2003

Figura 55. Imagen TSM (°C) procesada en el ICCM, correspondiente al 11 de abril.

La imagen del día 13 de abril (figura 57), corresponde al tercer día de intensificación, en el que se registró un viento medio de 11 m/s. Continua fortaleciéndose el afloramiento a lo largo de la costa, que se observa por la expansión que dibuja el núcleo alargado de 16°C hacia el Sur por debajo de los 25°N, con un centro de temperatura inferior a 16°C, mostrado como blanco, y por la advección hacia afuera de la costa. Aguas frías de 17°C se acercan a la batimétrica de 200 metros alrededor de Dakhla, y al Norte sobre los 24.5°N.



Figura 56. Imagen TSM (°C) procesada en el ICCM, correspondiente al 12 de abril.

La imagen del día 14 de abril (figura 58), corresponde al cuarto día de intensificación, en el que se registró un viento medio de 12 m/s. Tras cuatro días de viento fuerte, las aguas frías de 16°C, se han ido expandiendo de tal manera, que dejan de ser un núcleo definido, para dibujar una forma más dispersa, que sigue avanzando hacia el Sur, hasta alcanzar apróximadamente la latitud 24.5°N, y hacia la batimétrica hasta alcanzar los 50 Km aproximadamente desde la costa. Aguas frías de 16.5°C y 17°C, rodean por dentro y por fuera el nucleo frío, ahora más disperso, de tal manera que ocupan buena parte de la plataforma costera, entre las latitudes 24.5°N y 25°N, en las que días anteriores se localizaban temperaturas entre 18°C y 18.5°C.



Figura 57. Imagen TSM (°C) procesada en el ICCM, correspondiente al 13 de abril.

Las temperaturas de 17°C, se mantienen aproximadamente en la misma situación, alrededor de Dakhla, sin embargo, hacia el Sur, el afloramiento se ha ido debilitando, localizándose temperaturas aisladas de 17.5°C sobre la plataforma costera, con un predominio de aguas de 18°C y 18.5°C desde la batimétrica, hasta alcanzar la parte más interna de la plataforma.



Figura 58. Imagen TSM (°C) procesada en el ICCM, correspondiente al 14 de abril.

El quinto día de intensificación, en el que se registró un viento con velocidad media de 10 m/s, corresponde al 15 de abril (figura 59). La característica general que se observa en esta imagen, es la tendencia que tienen las aguas más frías de 16°-17°C, a formar un núcleo sobre la parte más ancha de la plataforma (centrado alrededor del 24°40'N), rodeado

de agua de 17.5°C, aproximadamente a 100 Km de la costa. Desde esta distancia, hasta la batimétrica, las temperaturas van de 18°C a 18.5°C. En general, hay un debilitamiento del afloramiento, fuera de lo que se ha señalado como el núcleo en formación, promovido por la relajación relativa del viento en 2 m/s, con respecto a la media de los días anteriores (del 11 al 14 de abril).



Figura 59. Imagen TSM (°C) procesada en el ICCM, correspondiente al 15 de abril.

La siguiente imagen corresponde al día 20 de abril (figura 60), considerado como el primer día del periodo de relajación, en el que se registró una intensidad media de 4 m/s. La velocidad del viento entre los días 17 y 20 de abril, es de 7.6 m/s lo que representa una disminución relativa de la intensidad del orden 4.4 m/s, en relación a la correspondiente a los días anteriores entre 11 y 16 de abril (12 m/s). En la imagen se observa un núcleo de afloramiento desarrollado entre las latitudes 24.5°N y 25.5°N, con un centro de temperatura fría, menor a 16°C, rodeado hacia afuera de la costa, por un gradiente bien definido de aguas de 16°C-17.5°C, hasta 100 Km de la costa. El gradiente continua hasta la batimétrica en la que se localizan temperaturas de 19°-19.5°C. En general, se observa un retraimiento de todas las isotermas debido al relajamiento relativo de la intensidad del viento.



Figura 60. Imagen TSM (°C) procesada en el ICCM, correspondiente al 20 de abril.

El análisis de la secuencia diaria de imágenes, muestra la intensificación progresiva del afloramiento producida del 11 al 15 de abril, además de la relajación del mismo, que se refleja en la imagen del 20 de abril. Se trata de un proceso de intensificación del afloramiento producido por un pulso de viento, que se caracteriza entre los tres que se han presentado, por las intesidades altas del viento, con una media de 12 m/s y con un máximo de 15 m/s. La intensificación del proceso, que parte de un estado inicial, en el que existe un afloramiento moderado, se traduce en la aparición de núcleos aislados de 17°C sobre la parte interna de la plataforma (día 11 de abril), la aparición y aumento progresivo del núcleo de aguas de temperaturas mínimas, menores a 16°C, que se expanden a lo largo y a lo ancho de la plataforma, alcanzando la distribución más extendida, el día 15 de abril, el distanciamiento progresivo de la costa de las isotermas de 17°C y 17.5°C, entre los días 11 y 15 de abril. La relajación relativa del afloramiento que se produce el día 20 de abril se traduce en el retraimiento general de todas las isotermas, acentuándose el gradiente de temperatura desde la parte interna de la plataforma hasta la batimétrica, desde temperaturas mínimas, menores a 16°C, hasta 19.5°C (gradiente de 4.5°C). Las propiedades térmicas que se derivan de la imagen del día 20 de abril (primer día de relajación), permiten establecer una correlación aproximada del orden de un día entre las fluctuaciones locales del régimen de vientos, y la distribución del campo de temperaturas superficiales del mar. Dicha imagen refleja la existencia de un afloramiento intenso, con temperaturas mínimas menores de 16°C, aun cuando ha tenido lugar un proceso evolutivo de relajación del afloramiento, desde el día 17 al 19, con una velocidad media del viento de 6.75 m/s, y durante el mismo día 20, cuando la velocidad del viento era de 4 m/s.

El estudio de la variación temporal, de la distribución zonal de la temperatura superficial del mar, correspondiente al transecto 24°40'N, obtenida de las imágenes térmicas, correspondiente al evento de abril de 1989 (figura 61), muestra la variación que sufre el afloramiento costero, en relación directa a las fluctuaciones locales del régimen de viento, en la que se observa la buena correlación que existe entre la distribución de temperaturas superficiales y las fluctuaciones del viento. A la izquierda, la distribución zonal de la temperatura superficial del mar, entre el 11 y el 20 de abril, se representa con

Oniversidad de Las Palmas de Gran Canaria. Biblioteca Digital, 2003

un intervalo de contorno de 0.5°C, y a la derecha, se representa la velocidad del viento en m/s registrado en la zona durante el mismo periodo de tiempo.

La tendencia de la distribución de las distintas isotermas, dibuja la misma tendencia de evolución de la serie temporal de viento, en la que los valores altos de la intensidad (velocidad media del viento 12 m/s) en los primeros seis días (del 11 al 16 de abril), conduce un afloramiento intenso. La isoterma de 16°C se encuentra a una distancia aproximada de 45 Km de la costa y la isoterma de 16.5°C a 83 Km, los días 14 y 15 de abril, distancias que tienden a la disminución progresiva hacia el día 20, en concordancia con la disminución progresiva del viento (velocidad media del viento 6.75 m/s), durante los cuatro últimos días del pulso (del 17 al 20 de abril), localizándose la isoterma de 16°C a 33 Km de la costa, y la de 16.5°C a 53 Km, lo que eqivale a un retraimiento progresivo de las isotermas con una velocidad aproximada de 0.03 m/s y 0.08 m/s, respectivamente..

La isoterma de 17.5°C, localizada a 100 Km de la costa el primer día del evento, indica la existencia de aguas afloradas desde un principio. Se distribuye, por dentro o por fuera de la batimétrica de los 200 metros, en función de la intensidad del viento, alcanzando distancias máximas (145 Km de la costa) al tercer día de la intensificación del viento (día 13 con viento medio 12 m/s), y situándose por dentro de la batimétrica, el día 20 de abril, durante el proceso de relajación relativa del afloramiento. Responde a las fluctuaciones del viento, en el mismo día, como se desprende del retraimiento en 9 Km (del día 14 al día 15 de abril), que sufre la isoterma, en el mismo día en el que la intensidad del viento, había disminuído en 2 m/s la velocidad del viento con respecto a la del día anterior, mostrando de esta manera sensiblilidad a las variaciones del viento, incluso dentro del mismo periodo de intensificación, cuando la isoterma ha alcanzado la distancia máxima de 145 Km de la costa.

La isoterma de 17°C, presenta una tendencia a la expansión progresiva dentro del periodo de intensificación (del 11 al 16 de abril), sin llegar nunca a sobrepasar la batimétrica, como sí lo hace la isoterma de 17.5°C. Se observa una regresión hacia la costa,

el día 20 de abril, producida por la relajación del viento, durante los cuatro últimos días del evento, descrita anteriormente.

La intensificación progresiva del afloramiento se traduce en la aparición y extensión de aguas más frías, entre 16.5°C y 16°C, a partir del tercer y cuarto día, respectivamente, de la intensificación del viento.

La tendencia de la distribución de la isoterma de 18°C, cuando las condiciones de viento son favorables al afloramiento, es mantenerse por fuera de la plataforma costera, empujada por la isoterma de 17.5°C, mientras que en condiciones desfavorables al afloramiento, se produce una intrusión de agua de 18°C hacia la costa, que en función del grado de relajación del viento, alcanzará zonas más ó menos cercanas a ella. La isoterma de 18°C, se localiza, apróximadamente, a 173 Km de la costa, al cuarto día (día 14 de abril) de la intensificación del viento, y sufre un ligero retraimiento (5 Km), como consecuencia de la disminución relativa del viento en 2 m/s durante el día 15 de abril. Por tanto, muestra la misma sensibilidad que la isoterma de 17.5°C a las variaciones del viento del mismo periodo de intensificación, cuando la isoterma ha alcanzado máxima expansión. Durante el último día del evento (20 de abril), la isoterma de 18°C, al igual que todas las demás, sufre un retraimiento hacia la costa, localizándose sobre la batimétrica, lo cual es indicativo del grado de relajación final que se produjo, durante los cuatro últimos días del evento, del 17 al 20 de abril.

El periodo de intensificación completo, desde el día 11 al 20 de abril, con una duración de 9 días, en el que el viento medio es de 10 m/s, da origen a la formación de un núcleo de agua fría, con una temperatura menor a 16°C, separado de la costa y con una extensión de 10 Km, que se encuentra rodeada por agua fría de 16°C y 16.5°C, hasta una distancia a la costa de 50 Km. Este núcleo de agua fría, que no había aparecido durante los cinco primeros días de la intensificación del viento, fue inducido, probablemente, después del sexto día (día 16 de abril), en el que se registró viento con una intensidad de 15 m/s. A partir de ese día, en los tres siguientes (del 17 al 19 de abril), en los que la velocidad media del viento es de 7.6 m/s, el afloramiento en general, comienza a relajarse hasta llegar al día

F

ŧ

1





Figura 61. Izquierda: Variación de la distribución zonal de la temperatura superficial del mar a lo largo del transecto 24°40'N, entre los días 11 al 20 de abril de 1989. El intervalo de contorno es de 0.5°C. Derecha: Velocidad del viento en m/s registrado en la zona durante el mismo periodo de tiempo. El área marcada con trazo continuo representa temperaturas inferiores a 16°C.

6. DISCUSION

6.1. VARIACIONES ESTACIONALES E INTERANUALES

Este trabajo se ha basado en considerar las direcciones reales, tanto de la linea de costa como del viento y del transporte de Ekman, con el propósito de realizar un estudio detallado de las direcciones más favorables al afloramiento costero, y en base a esas direcciones realizar un análisis de la variabilidad del afloramiento costero entre el 21°-28°N. Para ello se ha definido un rango de direcciones favorables al afloramiento para cada tramo de la costa de 1° de latitud, que en primer lugar y en base a la teoría de Ekman, define la dirección perpendicular a la costa como la dirección más favorable al fenómeno del afloramiento, como ya se ha referido. En segundo lugar, se ha determinado un rango de oscilación de 15° hacia el Norte y 15° hacia el Sur (tabla 4) alrededor de la dirección perpendicular, teniendo en cuenta las direcciones más frecuentes encontradas en aquellos meses y latitudes en los que el afloramiento es un fenómeno característico (julio y agosto, 22°-24°N).

Por otra parte, el considerar las direcciones absolutas del viento, permite hacer un estudio de frecuencia de direcciones e intensidades asociadas, según la latitud y la época del año, con la que se ha elaborado la tabla 9 que resulta explicativa acerca de las características de los vientos reinantes.

Un aspecto importante que se debe considerar es el efecto que tiene trabajar con las direcciones absolutas del transporte de Ekman, sobre las intensidades del transporte cuando se compara con los resultados de otros autores, que han usado la componente longitudinal de la tensión de arrastre del viento (τ_y) . La influencia se puede medir teniendo en cuenta: que las intensidades del transporte varían en función de la dirección del viento, de tal forma que para un viento del Norte de 15°, si se considera la componente longitudinal de la tensión de arrastre del viento (τ_y) , la intensidad de esta componente equivaldría al 96% del valor absoluto, y así según las direcciones del viento expuestas a continuación.

 $\tau_{y(15^{\circ}N)} = 96\%$ del valor absoluto $\tau_{y(20^{\circ}NNE)} = 93\%$ del valor absoluto $\tau_{v(30^{\circ}NNE)} = 86\%$ del valor absoluto $\tau_{y(40^\circ NE)} = 76\%$ del valor absoluto. $\tau_{v(50^\circ NE)} = 64\%$ del valor absoluto

A la hora de comparar resultados relativos a las intensidades, hay que referirse a la tabla de frecuencia de direcciones e intensidades (tabla 9), para darse cuenta de que las direcciones más frecuentes del viento, en la época de afloramiento (primavera, verano y otoño), en la franja de latitud 22°-24°N, están entre 15°-20°, por lo que las intensidades del transporte que se derivan de la componente longitudinal de la tensión de arrastre del viento (τ_y), corresponderán al 96-93% del valor absoluto de las observadas en este trabajo. Las direcciones de los vientos al final del otoño y durante el invierno tienen un mayor grado de desviación, entre 30°-54° (Nornoreste-Noreste), por lo que las intensidades del transporte que se derivan de la componente longitudinal del viento equivaldrán a un porcentaje menor, entre 86%- 64%, del valor absoluto de las observadas en el presente trabajo.

Teniendo en cuenta estos factores, y como resultado de aplicar los porcentajes antes referidos en función de la dirección del viento, se puede decir que los resultados obtenidos concuerdan con los de Mc Clain et al. (1990) y Gabric et al. (1993), quienes proponen un transporte de Ekman en el verano de entre 2000-2500 Kg/ms y un transporte en invierno sobre los 500 Kg/ms, al encontrar que el transporte de Ekman (tabla 7) correspondiente al verano, por ejemplo julio en la latitud 23°N (2654 Kg/ms), al aplicarle el porcentaje correspondiente para considerar el transporte que se deriva de la componente longitudinal del viento de dirección 20° (93% del valor ábsoluto), es de 2468 Kg/ms. El transporte de Ekman en el mes de agosto en la latitud 24°N, producido por un viento de dirección 20° (Nornoreste), es de 2102 Kg/ms, que al aplicarle el porcentaje correspondiente a dicho viento (93%), da como resultado un transporte (T_x) de 1954 Kg/ms. Los transportes encontrados durante el invierno, con el mismo procedimiento de aplicación de porcentajes, en función de la dirección del viento, concuerdan igualmente con los descritos por los autores antes citados, por ejemplo septiembre (24°N), con una intensidad del transporte de 613 Kg/ms producido por un viento de dirección 20° (Nornoreste), al aplicarle el porcentaje correspondiente (93%) resulta un transporte de 570 Kg/ms. En diciembre, en la latitud

24°N, con una intensidad del transporte de 1058 Kg/ms producido por un viento ábsoluto de dirección 50° (NE), al aplicarle el porcentaje correspondiente (64%) resulta un transporte de 677 Kg/ms. Aunque si bien, ese es el promedio de las intensidades del transporte de Ekman en las estaciones opuestas de verano e invierno, se encuentran máximos de entre 3000-4000 Kg/ms, debido a vientos de dirección 4°-9° (N), que se pueden considerar aproximadamente como componentes longitudinales (τ_v).

En relación a la distribución del transporte de Ekman en el área completa 21°N-28°N (figura 13), y al establecimiento de la franja de permanencia anual del afloramiento costero, y a pesar del número limitado de observaciones en la latitud 21°N (tabla 3), se encuentra, a diferencia del resto de los autores, que las condiciones de viento no son favorables al afloramiento durante el invierno (diciembre-febrero) en la latitud 21°N (Figura 8b), sino que por el contrario, y al igual que el mismo patrón de evolución temporal del transporte de Ekman en el área Norte (26°-28°N), las condiciones favorables al proceso del afloramiento comienzan en primavera (marzo), aumentando su intensidad conforme avanza el año, hasta llegar al máximo del verano.

A partir de los resultados del transporte de Ekman correspondientes al periodo 1987-1991, se sitúa la franja de carácter permanente de las condiciones favorables al afloramiento entre 22°-26°N, diferente a lo referenciado, por cuanto está desplazada hacia el Norte en relación a la franja propuesta por Wooster et al. (1976) y Speth y Detlefsen (1982) (figuras 6a y b), a partir del estudio de las anomalías térmicas superficiales, encontrando máxima diferencia con los resultados propuestos por Bulgakov et al. (1985), ya que éste situa la franja de permanencia entre 18°-33°N (figura 6c), aunque sujeta a variaciones estacionales de la intensidad del afloramiento; máximos estacionales, a partir de anomalías térmicas máximas (6°-7°C) en la franja 20°-25°N a principios de invierno.

La distribución del transporte de Ekman (figura 13b), indica claramente que durante el invierno por encima de la latitud 26°N, el transporte se dirige hacia el Norte-Noreste (tabla 9) como resultado de los vientos de dirección Este-Sureste (tabla 4), por lo que no se favorece el afloramiento. Dentro de la franja considerada de carácter permanente del afloramiento, entre 20°-25°N según Wooster et al. (1976) y Speth y Detlefsen (1982), y entre 18°-33°N según Bulgakov et al. (1985), se localizan máximos estacionales del afloramiento (anomalías térmicas máximas) durante la primavera y el otoño en la franja de permanencia del afloramiento (20°-25°N), así como fuera de la franja, al Norte de 25°N en verano y principios de otoño (Wooster et al., 1976; Speth y Detlefsen 1982) como se observa en las gráficas (a) y (b) de la figura 6, las cuales muestran simultáneamente el desplazamiento latitudinal de los máximos estacionales según avanza el año.

Si bien los resultados obtenidos en este trabajo concuerdan en general con los de los autores antes citados (figura 6), en relación a la localización de máximos estacionales en primavera y otoño (tabla 7, figura 15), y al desplazamiento longitudinal de los mismos a medida que transcurre el año, los resultados aquí obtenidos muestran matices, con los de los autores referenciados, como es la localización del máximo primaveral en el mes de abril (figura 15b), y no en el mes de mayo como muestran claramente las anomalías térmicas de Wooster et al. (1976) y de Speth y Detlefsen (1982) (figura 6a y b); por el contrario, los transportes de Ekman correspondientes al mes de mayo muestran un carácter especialmente débil.

La coherencia de los resultados relativos a los meses de abril y mayo, aseguran las diferencias que existen entre los mismos y los propuestos por los autores citados, lo que ha llevado a analizar las posibles causas de estas diferencias. Por una parte, estas diferencias pueden estar relacionadas, con la naturaleza de los datos a partir de los cuales se realiza el estudio. La temperatura superficial del mar, a partir de las cuales, se calculan las anomalías térmicas por parte de los autores referenciados y los vientos superficiales, a partir de los cuales se calculan los transportes de Ekman utilizados en este trabajo. Wooster et al. (1976), encuentran un desfase de varios meses entre los resultados obtenidos a partir de las anomalías térmicas y los obtenidos a partir del transporte de Ekman; las anomalías térmicas serán mayores en el mes de octubre, cuando se llega al calentamiento máximo del agua supeficial después del verano, aún cuando los vientos alisios son más intensos en esta época del año.

Mittelstaedt (1991), encuentra anomalías térmicas máximas durante el verano como resultado del máximo afloramiento, y hace una puntualización acerca de la cercanía a costa de los datos hidrológicos utilizados por él, y los datos de temperatura superficial del mar registrados por mercantes en ruta más alejados de la costa, utilizados por los anteriores autores, que dan lugar a anomalías menores que las encontradas por Mittelstaedt (1991).

El máximo primaveral de mayo encontrado por Wooster et al. (1976), a partir de una serie de datos de temperatura de larga duración (1850-1970), así como el encontrado por Speth y Detlefsen (1982), también en mayo a partir de las observaciones correspondientes al periodo 1969-1976, ó el encontrado por Gabric et al. (1991), también en mayo a partir de las observaciones correspondientes a un sólo año (1984), y el máximo primaveral de abril, encontrado en este trabajo, al igual que el máximo en abril encontrado por Krauss y Wuebber (1982) a partir de una serie de datos de presiones atmosféricas 1941-1972, plantean la posibilidad de relacionar estas diferencias que se establecen en la localización de máximos ó de mínimos, con variaciones interanuales, que se presentan con una frecuencia de ciclos, en un rango que oscila entre medio, uno y dos años, hasta aproximadamente entre cinco y seis años, según propone Michelchen (1981), a partir del análisis de las series temporales de presiones atmosféricas de larga duración realizadas a lo largo de la costa del Noroeste africano, ó entre dos años y medio y tres años, según Bulgakov et al. (1985), como resultado de una serie de observaciones que abarca hasta 1980, ya que en el presente trabajo, se encuentra un ciclo de 4 años (1988-1991) de observaciones relativas al mes de mayo, que presentan un carácter uniforme, de vientos flojos que dan lugar a un mínimo estacional en el año medio.

El estudio de la variación latitudinal del transporte de Ekman se ha restringido al área 22°-26°N, al objeto de evitar las limitaciones que se derivan del menor número de observaciones, en algunos meses del año medio, en los extremos del área de estudio (21°N y 27°N).

Las curva evolutivas del transporte de Ekman muestran a primera vista la uniformidad en las direcciones de los vientos (figura 16a) en toda el área de estudio (22°-

26°N), durante los meses desde abril hasta septiembre; tal y como apuntan Kirk y Speth (1985), a partir de las series temporales de la componente longitudinal del viento correspondientes al periodo 1972-1979. La uniformidad se acentúa en las latitudes medias (23°-24°N), prolongada hasta el mes de noviembre, desde la primavera hasta el otoño. Por el contrario, en el límite Norte de la zona de estudio (26°N) se observa una variación mayor en las direcciones de los vientos a principios y a finales del año.

En todas las curvas de evolución temporal de la intensidad del transporte de Ekman (figura 16, derecha), se observa la intensificación del transporte desde la primavera hasta el verano, en concordancia con los resultados que muestran las curvas de evolución temporal de la tensión de arrastre del viento para el área 20°-30°N calculadas por Krauss y Wuebber (1982), en las que además se observan máximos estacionales en abril y agosto, a semejanza de los máximos encontrados en este trabajo, y con la intensificación que muestran las curvas de evolución temporal del transporte de Ekman calculadas por Gabric et al. (1993) en la latitud 21°N, 22.5°N y 24°N.

Las curvas de evolución muestran que el mes de mayo, constituye un mínimo relativo de la intensidad del transporte de Ekman en toda el área de estudio, lo que difiere sustancialmente con los resultados de los autores antes citados, en los que mayo presenta la misma intensidad que abril (Krauss y Wuebber, 1982), ó incluso muy superior (Gabric et al., 1993). Los distintos periodos anuales que cubren los estudios citados, hacen pensar, como se apuntó anteriormente, que se trata de variaciones interanuales, que se producen con una frecuencia de ciclo, (periodo de varios años) según los resultados de Michelchen (1981), entre medio año y tres años, hasta cinco y seis años, y los obtenidos por Bulgakov et al. (1985), del orden de dos años y medio y tres años, como ya se comentó.

En general, el patrón de evolución del transporte de Ekman (figura 16) se corresponde con una intensificación, con los vientos de dirección Norte-Nornoreste (Tabla 9), durante la primavera y el verano en toda la zona de estudio (22°-26°N), un debilitamiento durante el otoño (septiembre) con vientos de igual dirección, acentuado en latitudes medias (24°-25°N), y vientos moderados en invierno de dirección NNE-NE en latitudes

direcciones sufren un mayor grado de oscilación. medias-bajas (22°-24°N) y del Noreste-Este en latitudes altas (25°-26°N), donde las

LAT/MES	INVIERNO	PR	PRIMAVERA		VERANO			οτοño		
27° N.	DC EN. FE.	MR	AB.	MY.	JN.	JL.	AG.	SP	OC.	NŸ
26º N	NE - E				NNE			1		E
25º N.	NE				NNE				NE	E.
24° N.	NNE - NE			********			NNE	84.0000		
23º N.								//;::::::::::::::::::::::::::::::::::::		*******
22º N.					N - NNE					

,

 Tabla 9 Frecuencia de direcciones de los vientos e intensidades asociadas en función de la latitud y la época

 del año. Intensidades: débiles
 3-5 m/s, moderadas

 Series
 6-8 m/s, fuertes

 Series
 8.5-11.5 m/s,

según valores encontrados en la tabla 4.

6.2. EVENTOS

Las campañas observacionales que se realizaron en el afloramiento de la costa Oeste Norafricana durante los programas internacionales CINECA y CUEA, arrojaron una gran cantidad de datos "in situ" de distinta naturaleza, que permitieron establecer las características físicas del proceso del afloramiento y las implicaciones químicas y biológicas que éste tiene en el ecosistema costero. A través de las observaciones de viento registradas en los buques oceanográficos y en las estaciones meteorológicas instaladas en los anclajes que se realizaron durante los experimentos, se ha podido caracterizar la naturaleza variable del régimen de viento en el área de estudio (figura 7). La serie temporal de viento elaborada en este trabajo, desde 1987 hasta 1991 (figura 26), a partir de las observaciones registradas "in situ" (21°-28°N), muestra la variabilidad del viento acorde con lo descrito por autores ya citados, destacando la semejanza de la variabilidad observada en el mes de marzo de 1989 (figura 39a), con la del mes de marzo de 1974, mostrada en la figura 7. Asímismo, los anclajes de correntímetros, los termógrafos instalados en las boyas superficiales y las secciones hidrográficas que se realizaron en las zonas de estudio, proporcinaron las medidas a partir de las cuales, se ha descrito el sistema de circulación y el campo de temperaturas asociado a los vientos.

En este estudio se han utilizado las observaciones de viento registradas en el área costa del Noroeste africano, y las imágenes de satélite de la temperatura superficial del mar, para el análisis de las variaciones del afloramiento de corta duración. Por un lado, se han descrito las características generales del campo de temperaturas a lo largo de la plataforma costera, utilizadas como indicador del afloramiento costero y de la circulación superficial, en relación al campo de vientos reinante, tal y como hicieron Ikeda y Emery (1984), en el afloramiento de la Isla de Vancouver; Washurn y Armi (1988), en el afloramiento de California; y Sousa y Bricaud (1992), en el afloramiento de la costa portuguesa.También se han descrito las variaciones temporales de la distribución zonal de la temperatura superficial del mar, en relación a los pulsos de viento, tal y como hicieron Barton et al. (1977) y Tomczak (1981), a partir de las observaciones hidrográficas, y de las observacio-

nes de temperatura realizadas desde aviones en el Noroeste africano, e Ikeda y Emery (1984), a partir de una secuencia de imágenes TSM en la Isla de Vancouver.

Hasta ahora existían estudios de la variabilidad del afloramiento norafricano utilizando imágenes térmicas, en relación a datos de viento de naturaleza prognóstica (Van Camp y Nykjaer, 1988, Van Camp et al., 1991). Las observaciones de viento registradas por el B/H "Esperanza del Mar" sobre la plataforma costera, unido a la disponibilidad de la secuencia diaria de imágenes de satélite TSM, de tres eventos concretos, proporciona la capacidad de describir la respuesta dinámica de la capa superficial del mar a las fluctuaciones locales del viento registradas en la zona, con relación a una serie de puntos concretos, como son, por ejemplo; la correlación que existe entre ambas fluctuaciones, el periodo de respuesta de determinadas isotermas (e.g. 17.5°C, 16°C) a dichas fluctuaciones, la influencia de la intensidad del viento y la duración del mismo sobre las isotermas en los periodos de intensificación, la velocidad aproximada del retraimiento de las isotermas en los periodos de relajación, etc...

En general, los resultados obtenidos muestran una correlación entre las variaciones del afloramiento y los pulsos de viento, en semejanza con lo observado por Barton et al. (1977) y por Tomczack y Hughes (1980) en el afloramiento del Noroeste africano, y por Ikeda y Emery (1984). Los eventos del afloramiento aquí presentados, son una indicación descriptiva de la manera en que afecta el viento sobre las corrientes superficiales en la plataforma costera, y en consecuencia sobre las variaciones de corta duración del afloramiento costero.

Los resultados del análisis de cada uno de los eventos descritos, da idea de la existencia de una serie de respuestas que son comunes, y que permiten establecer las relaciones causa-efecto, que ocurren en los procesos de intensificación y de relajación del afloramiento costero, como consecuencia de la intensificación y relajación del viento inductor del proceso. Las distintas isotermas muestran una respuesta típica, a partir de las cuales se puede caracterizar el proceso concreto que está ocurriendo.

La isoterma de 17°C, que aflora y se orienta paralela a la costa en condiciones de viento fuerte, favorable al afloramiento, se localiza siempre hacia el interior de la batimétrica de los 200 metros, caracterizando los procesos de intensificación a medida que se acerca a la batimétrica, y los procesos de relajación a medida que se retrae hacia la costa, con un periodo de respuesta del orden de un día. Tanto las secciones verticales de temperatura elaboradas por Barton et al. (1977), a lo largo del transecto 21°40°N, durante un proceso de intensificación y relajación del afloramiento, como los perfiles verticales de temperatura realizados en febrero de 1993 desde el B/H "Esperanza del Mar", a lo largo de los transectos 23°N, 24°N y 25°N (figura 9), elaborados en el Instituto Canario de Ciencias Marinas, muestran la isoterma de 17°C, como la que aflora sobre la plataforma costera, cuyo desplazamiento sobre la misma es indicativo del estado en el que se encuentra el proceso del afloramiento.

La progresiva intensificación del afloramiento se muestra con la aparición, cerca de la costa, de núcleos de agua más fría (e.g. menor a 16°-16.5°C) y su posterior expansión hacia afuera de la costa como tales, rodeados de agua algo menos fría. Según el grado de intensificación aparecerán núcleos de agua fría, de 16.5°C (caso de marzo) ó menor a 16°C (caso de abril), que se irán advectando hacia afuera de la plataforma, mientras perduran las condiciones de viento fuerte favorable al afloramiento. En el episodio de marzo de 1989, las aguas más frías que afloran, corresponden a las de 16.5°C, que se advectan hacia afuera de la costa, a una velocidad aproximada de 5.4 cm/s, alcanzando una distancia de 70 Km de la costa, tras diez días de viento medio 10 m/s, presentando un periodo de respuesta del orden de un día. En el evento de abril de 1989, las aguas frías de 16°C, presentan un periodo de respuesta del orden de tres días, y tras aflorar como un núcleo cercano a costa, se advecta hacia afuera de la costa a una velocidad de 3.4 cm/s, entre el cuarto y quinto día de la intensificación del viento. De la misma forma se observa una velocidad de regresión del núcleo frío hacia la costa, de aproximadamente 3.76 cm/s durante el debilitamiento del viento en 4.4 m/s, producido durante los 4 últimos días del evento (del 17 al 20 de abril). Barton et al. (1977), midieron una velocidad de propagación del núcleo de agua fría, hacia el margen de la plataforma costera, del orden de 5 cm /s en la zona de Cabo Blanco, mientras que Ikeda y Emery (1984) midieron una velocidad de propagación del frente de

las aguas afloradas, en el caso de Vancouver de 10 cm/s, que resultaba superior al esperado, por la comparación con la velocidad medida en el afloramiento de la costa de Oregon (10 cm/s, Huyer, 1976), donde la condición hidrográfica de estratificación de la capa superficial del mar es parecida a la de Vancouver, pero la velocidad típica del viento (10-15 m/s), es superior a la de la isla (7-10 m/s), por lo que cabía esperar una velocidad inferior.

Los periodos de intensificación del afloramiento de los eventos de marzo y abril de 1989, han permitido hacer un cálculo aproximado de las velocidades de propagación del núcleo de agua aflorada cerca de la costa, de 16°-16.5°C, que resultan de 3.4 a 5.4 cm/s, dando lugar a una velocidad media de 4.5 cm/s de expansión hacia afuera de la costa, mientras las condiciones de viento fuerte favorables al afloramiento perduren. La velocidad media de expansión de las aguas de 17°C, es de aproximadamente 10.5 cm/s, una vez transcurridos los tres o cuatro primeros días de ajuste, en el que se pasa de una pequeña presencia de estas aguas, ó incluso de la inexistencia de las mismas, cerca de la costa, hasta alcanzar una distancia sobre la mitad de la plataforma, siendo la velocidad de propagación, durante este periodo de ajuste, variable, normalmente bastante superior a la velocidad de 10.5 cm/s que caracteriza la expansión uniforme que tiene lugar tras dicho periodo de ajuste.

Dentro de los periodos concretos de intensificación de los eventos de marzo y abril de 1989, las isotermas se muestran sensibles a las ligeras variaciones del viento, como se observa con el retraimiento hacia la costa de las mismas, cuando se produce una disminución relativa de la intensidad del viento en 2 m/s, entre el segundo y tercer día del periodo de intensificación del evento de marzo, y entre el cuarto y quinto día del evento de abril. En el caso de marzo, la sensibilidad la muestra la isoterma de 16.5°C, mientras las isotermas de 17.5°C y 18°C, mantienen una expansión progresiva hacia afuera de la costa; que, por otra parte, pudiera estar relacionada con alcanzar primero la expansión máxima, antes de sentir los efectos de la disminución ligera del viento, pues en el caso de abril, dicha sensibilidad la muestran las isotermas de 17.5°C y 18°C, tras éstas haber alcanzado una expansión máxima hasta los 145 Km y 173 Km de la costa, respectivamente. La isoterma de 16.5°C se mantiene a la misma distancia de la costa, cuando al quinto día disminuye la intensidad del viento de 12 m/s a 10 m/s, constatando de esta manera que el periodo de respuesta de esta isoterma oscila entre uno y dos días. Esta expansión máxima de las isotermas de 17.5°C y 18°C, se produjo al tercer y cuarto día del comienzo de la intensificación, resultado de la acción de un viento de media de 11.75 m/s, mientras que en el mismo periodo de tiempo, en el evento de marzo, la intensidad media del viento era de 10 m/s, y la expansión de las isotermas de 17.5°C y 18°C era de 78 Km y 143 Km respectivamente. El hecho de que la isoterma de 16.5°C en el episodio de abril, no notara la disminución del viento que tuvo lugar desde el día 14 al 15, confirma que el periodo de respuesta de dicha isoterma, es de al menos un día, como queda constatado en el caso de marzo (periodo de respuesta de un día). A la vista de los resultados obtenidos, se podría establecer una relación causa-efecto, en la que la combinación intensidad y duración del viento, jugase un papel importante en los modelos de distribución de la temperatura superficial del mar.

En relación a los periodos de respuesta, se puede decir que el de la isoterma de 16.5°C es del orden de entre uno y dos días, el de la isoterma de 16°C es de tres días , y el de la isoterma menor a 16°C es no menor a cinco días, según se desprende del análisis de la variación temporal de la temperatura superficial del mar, obtenida en el transecto 24°40°N, para los casos de intensificación del afloramiento de marzo y abril de 1989.

La distribución de la isoterma de 18°C, sobre la plataforma costera, señala la existencia de un afloramiento débil (caso de mayo), o bien señala la existencia de un proceso de relajación del afloramiento (caso de marzo), cuando presenta una distribución por dentro de la batimétrica de los 200 metros. En condiciones de viento favorable al afloramiento, se distribuye por fuera de la batimétrica, paralelamente a la isoterma de 17.5°C, quien la empuja gradualmente con la intensificación del viento, mostrando un periodo de respuesta menor de un día.

La disminución brusca de la intensidad del viento, de 10 m/s a 2 m/s, produce la desaparición de las isotermas más frías es decir aquellas entre 16°-17.5°C, como ocurre en

mayo de 1988, entre los días 13 y 14, y como ocurre en marzo, entre los días 23-26, cuando la velocidad media del viento era de 2 m/s. También se observa el avance hacia la costa de las isotermas cálidas entre 18°-19°C, con una velocidad de retraimiento calculada de forma aproximada entre los dos eventos, en 27 Km por día (0.31 m/s) la de 18°C, en 21 Km por día (0.24 m/s) la de 18.5°C, en 18 Km por día (0.20 m/s) la de 19°C. Del análisis individualizado del evento de mayo de 1988, se calculó de forma aproximada el retraimiento de la isoterma de 18°C en 21Km por día (0.24 m/s), el de la isoterma de 18.5°C en 22 Km por día (0.25 m/s), y el de la isoterma de 19°C en 14 Km por día (0.16 m/s).

A partir de esas velocidades medias de regresión hacia la costa (entre mayo del 88 y marzo del 89), se obtuvo la proporción entre la disminución de la intensidad del viento en m/s y el desplazamiento hacia la costa de cada isoterma. Los factores de proporcionalidad calculados para el periodo anterior, se muestran en la tabla 10. Para estimar la validez de la aproximación realizada, se calcularon las velocidades de las isotermas (VC), en el proceso de relajación del evento de abril del 89, utilizando dichos factores, resultando una velocidad de 0.16 m/s para la isoterma de 18°C, al multiplicar los m/s de viento disminuido (4.4 m/s) por el factor 0.038 correspondiente a dicha isoterma (tabla 10).

ISOTERMA	VIENTO (-)	FACTOR	V C	V O	DIFERENCIA
18°C		0.038	0.16 m/s	0.14 m/s	0.02 m/s.
18.5°C	4.4 m/s	0.031	0.13 m/s	0.14 m/s	0.01 m/s
19°C		0.026	0.11 m/s	0.11 m/s	0.00 m/s

Tabla 10. Velocidades de retraimiento de las isotermas; las calculadas aplicando el factor de proporcionalidad (VC), y las observadas (VO) en las imágenes. En la última columna se expresan las diferencias que resultan entre ellas.

La diferencia entre las velocidad calculada (VC) y la observada (VO), varía entre 0.02 m/s para la isoterma de 18°C y 0.00 m/s para la isoterma de 19°C, que equivaldría a una diferencia del 12.5 % y del 0 %, respectivamente, del valor observado.

La ligera disminución de la velocidad del viento que se produce dentro de un mismo periodo de intensificación, entre 1 y 2 m/s, produce un ligero retraimiento de las isotermas, del orden de 5 a 10 Km por día (0.05-0.11 m/s), como ocurre durante los cinco primeros días del periodo de intensificación del evento de abril. Aplicando nuevamente los factores de proporcionalidad, específicos de cada isoterma se obtiene las siguientes velocidades calculadas (tabla 11).

ISOTERMA	VIENTO (-)	FACTOR	VC	VO	DIFERENCIA
18°C		0.038	0.076 m/s	0.057 m/s	0.019 m/s.
18.5°C	2 m/s	0.031	0.06 m/s	0.01 m/s	0.048 m/s.
19°C		0.026	0.052 m/s	0.00 m/s	0.052 m/s

Tabla 11. Velocidades de retraimiento de las isotermas; las calculadas aplicando el factor de proporcionalidad (VC), y las velocidades observadas en las imagenes (VO). En la última columna se expresan las diferencias que resultan entre ellas.

Las diferencias máximas que se observan en las velocidades de retraimiento de las isotermas de 18°-19°C, que equivaldrían al 25%, 80% y 100%, respectivamente del valor observado, indica que estos factores de proporcionalidad se aproximan a la realidad cuando se trata de disminuciones en la intensidad del viento de una magnitud considerable (e.g. en 4.4 m/s), ya que las diferencias que resultan en ese caso, representan un máximo de 12.5% en la de 18°C, y una diferencia mínima del 0% del valor observado de la isoterma de 19°C. Se muestra, por tanto, la diferencia entre lo que son las relajaciones ligeras del afloramiento, producidas dentro de un periodo concreto de intensificación del viento, en el retraimiento suave de las isotermas, con velocidades débiles de 0.01 m/s, y lo que es el periodo de relajación del afloramiento, que caracteriza los procesos de relajación, con velocidades entre 0.31-0.20 m/s.

La localización inicial de la isoterma de 17.5°C, da una idea del estado del afloramiento, marcando la diferencia entre los tres casos estudiados. En el evento de mayo de 1988, se parte de un estado inicial (día 6 de mayo), de ausencia total de aguas afloradas, en el que no aparece la isoterma de 17.5°C (Figura 39). En el caso de marzo de 1989, se

parte de un estado inicial (día 7 de marzo), en el que la isoterma se localiza a 20 Km de la costa (figura 51), señalando la existencia de un estado relajado del afloramiento, que evoluciona hacia una expansión progresiva durante el periodo de intensificación del viento. El evento de abril de 1989, parte de un estado inicial de afloramiento (día 11 de abril), donde la isoterma de 17.5°C se localiza a 100 Km de la costa (figura 61), y a partir del cual se produce una intensificación fuerte. La expansión máxima de la isoterma en los dos casos de marzo y abril, es de aproximadamente 144 Km, que en función de la intensidad del viento tardará más ó menos en alcanzarse; más de cuatro días, en el caso de marzo, con una intensidad media del viento de 9.7 m/s, ó al tercer día, como en el caso de abril, con una intensidad media del viento de 11.6 m/s. El sistema de corrientes que se dirige hacia el Ecuador sobre la plataforma costera, se expande hacia afuera, en función de la intensidad del viento, alcanzando su máxima expansión durante los eventos fuertes del afloramiento (Mittesltaedt et al., 1975).

Los resultados obtenidos del análisis de los procesos de intensificación del afloramiento, basados en la aparición y expansión de núcleos de agua fría, que se advectan hacia afuera de la costa, con los periodos de respuesta de las distintas isotermas, a unas velocidades determinadas, concuerdan con los obtenidos por Barton et al., (1977), al determinar la velocidad de expansión del núcleo de agua fría aflorada de 16°C, en 5 cm /s, con un periodo de respuesta del orden de 4 ó 5 días.

Si bien la descripción general de lo que acontece durante los eventos del afloramiento, realizada por diversos autores (Barton et al., 1977; Tomczak, 1981; Ikeda y Emery, 1984; Mittelstaedt, 1991), concuerda con la realizada en este trabajo, el análisis de los tres casos distintos, aquí presentados, ha permitido realizar una descripción sobre el comportamiento específico de cada una de las isotermas estudiadas tanto en los procesos de intensificación, como en los de relajación, así como en las variaciones pequeñas que se producen dentro de un mismo periodo. Se ha cuantificado de forma aproximada las velocidades de propagación hacia afuera de la costa, específicas para el núcleo de las aguas más frías afloradas (16°-16.5°C), y para las circundantes de 17°C, así como las velocidades de regresión de las isotermas cálidas (18°-19°C), que describen los procesos de relajación

procesos de relajación del afloramiento. Finalmente se ha descrito la influencia que tiene la combinación intensidad-duración del viento, sobre las isotermas, en el intento de explicar comportamientos distintos de las mismas isotermas observados en los casos de marzo y abril del 89.

Por último, las características dinámicas del afloramiento observadas en el transecto 24°40'N, resultan coherentes con las correspondientes, observadas a lo largo de la plataforma costera. Por ejemplo, del estudio del comportamiento de la isoterma de 17°C, se observa como la intensificación del afloramiento no se traduce en un alejamiento indefinido de la isoterma hacia afuera de la costa, sobrepasando el margen de la plataforma continental, sino que por el contrario, se mantiene alrededor de la misma, observando a través de la secuencia de imágenes la presencia de las aguas frías de 17°C a lo largo de la costa. Se observa una franja separada de la costa, que indica la presencia de una corriente hacia el Suroeste, de máxima intensidad (Johnson et al., 1975), que fluye siguiendo como trayectorias, las lineas de contorno del fondo (Cruzado y Salat, 1981; Tomczack, 1981; Ikeda y Emery, 1984). Se constata así el caracter tridimensional del proceso del afloramiento costero (Allen, 1973; Smith, 1981; Brink, 1985), que sólo en condiciones de viento fuerte, durante un evento intenso del afloramiento, se puede considerar como un proceso bidimensional, en el que se logra el balance entre los flujos opuestos, hacia afuera de la costa en la capa superficial del mar, y hacia la costa en una capa subsuperficial (Mittelstaedt et al., 1975; Halpern et al., 1977; Tomczak y Hughes, 1980).

Los resultados del estudio de las variaciones temporales de la temperatura superficial del mar realizados en el transecto 24°40'N, se analizaron en relación directa a los efectos de la variación de la intensidad del viento, considerando que el afloramiento en esta zona se debe principalmente a la acción del viento. No obstante, se ha tenido en cuenta la posible influencia del cabalgamiento de aguas frías más profundas que se produce en la latitud 26°N (Cabo Bojador), debido a la disminución brusca de la profundidad del agua sobre la plataforma costera en sentido Norte-Sur, y que según Oroño et al. (1985) produce un ensanchamiento de la zona de afloramiento, al tiempo que un debilitamiento del mismo. Cruzado y Salat (1981), atribuyen la existencia de aguas frías superficiales en esta zona, al

efecto directo que tiene la disminución de la profundidad de la capa de agua, sobre las que fluyen paralelas a la costa, inmersa en la Corriente de Canarias, inducida por los vientos alisios.

Finalmente, en lo que se refiere al frente de contacto que existe entre las masas de agua Central, del Atlántico Norte (NACW) y del Atlántico Sur (SACW) en la zona de Cabo Blanco, entre el 19°-20°N (Barton, 1985; Llinás et al., 1985), tiene influencias sobre el afloramiento en esta zona, haciéndolo extremadamente complejo, al producirse inestabilidades baroclínicas a lo largo del frente, que se refleja en la formación de eddys (Barton, 1987), y filamentos que se expanden más allá del margen continental (Mittelstaedt et al., 1991, Gabric et al., 1993). La cobertura de las imágenes que aquí se presentan, corresponde a la zona Norte (22°-28°N) del afloramiento, no influenciado por los procesos de mezcla entre estas dos masas de agua de distinta naturaleza, por lo que muchos de los procesos que allí ocurren, no se observan en las imágenes, además de por el tipo de imagenes (GAC) de baja resolución (4Km), que no refleja los procesos de escala inferior.

7. CONCLUSIONES

1. La franja de latitud comprendida entre el 22°-26°N, presenta condiciones favorables al afloramiento durante todo el año, mientras que la comprendida entre el 26°-28°N, presenta condiciones favorables desde abril hasta septiembre. La franja de permanencia del afloramiento se encuentra desplazada hacia el Norte, en relación a lo descrito por los autores hasta el momento.

2. Las intensidades típicas del transporte de Ekman, en primavera y verano, oscilan entre 2000-2500 Kg/ms, con valores máximos estacionales localizados en abril (primavera), en julio y agosto (verano) y en octubre (otoño), en latitudes bajas y altas. En otoño e invierno, las intensidades oscilan entre 500-800 Kg/ms.,

3. Los vientos fuertes que predominan durante la primavera y el verano, en la franja de latitud 23°-24°N, son de dirección Norte-Nornoreste entre 15°-20°, siendo más intensos que los paralelos a la costa de dirección 30°. Durante el invierno y principios de la primavera los vientos son de dirección Nornoreste-Noreste entre 30°-54°, y de menor intensidad.

4. En la franja de latitud, de mayor frecuencia de datos, 23°-24°N, los vientos de máximas intensidades, desde abril hasta agosto, que son de dirección Norte-Nornoreste (15°-20°), dan lugar a valores máximos del transporte de Ekman, en su componente transversal, cuando se le aplica el porcentaje correspondiente según la dirección del viento (96%, 93%), entre 2000-2500 Kg/ms. De diciembre a marzo, los vientos débiles de dirección Nornoreste-Noreste (30°-54°), dan lugar a transportes de Ekman zonales al aplicarles el porcentaje correspondiente según la dirección del viento (86%, 64%), que oscilan entre 500-800 Kg/ms.

5. Se da una mayor variabilidad del viento, en las direcciones e intensidades, a principios y a finales del año, al igual que en los extremos del área de estudio, mientras que en las latitudes medias (23°-24°N), la característica del viento es la uniformidad, acentuada durante la primavera, verano y otoño.

6. El régimen de viento alisio presenta variaciones de corta duración "pulsos de viento", acorde con lo descrito, en el que se suceden periodos de fuertes vientos, favorables al afloramiento, entre periodos de vientos débiles, de dirección variable.

7. La naturaleza de los datos analizados: observaciones de viento "in situ", y datos sinópticos de TSM, proporcionarón la capacidad de describir la respuesta dinámica de la capa superficial del mar. Existen una serie de respuestas que son comunes, y que han permitido establecer relaciones causa-efecto, que ocurren en los procesos de intensificación y relajación del afloramiento.

La isoterma de 17°C, se localiza por dentro de la linea de los 200 metros, caracterizando los procesos de intensificación a medida que se expande hacia a fuera de la costa, y los procesos de relajación a medida que se retrae hacia la costa, con un periodo de respuesta del orden de un día.

La progresiva intensificación del afloramiento se traduce en: la aparición cerca de la costa de núcleos de agua más fría ($\leq 16^{\circ}$ -16.5°C) y su posterior expansión hacia afuera de la costa como tales, con una velocidad aproximada de 4.5 cm/s, con un periodo de respuesta más largo entre uno y tres o cuatro días.

La isoterma de 18°C, señala la existencia, ó de un afloramiento débil ó de una relajación del mismo, cuando se distribuye sobre la plataforma..

Los procesos de relajación del afloramiento se caracterizan por el retraimiento hacia la costa de las isotermas cálidas (18°-19°C), cuyas velocidades se han cuantificado de forma aproximada en: la de 18°C, 27 Km por día (0.31 cm/s), la de 18.5°C, 21 Km por día (0.24 cm/s), la de 19°C, 18 Km por día (0.20 cm/s).

8. Los resultados obtenidos del análisis de los procesos de intensificación del afloramiento, basados en la aparición y expansión de núcleos de agua fría, que se advectan hacia afuera de la costa, con los periodos de respuesta de las distintas isotermas, a unas velocidades determinadas, concuerdan con los obtenidos por Barton et al. (1977), al determinar éste, la velocidad de expansión del núcleo de agua fría aflorada de 16°C, en 5 cm/s, con un periodo de respuesta del orden de tres ó cuatro días.

9. Las características dinámicas del afloramiento observadas en el transecto 24°40'N, resultan coherentes con las observadas a lo largo de toda la plataforma costera, de los resultados obtenidos de la distribución horizontal de temperaturas, a partir del análisis de las imagenes TSM, y de los perfiles verticales de temperatura registrados "in situ", desde el B/H "Esperanza del Mar" y los obtenidos por Barton et al. (1977).

10. Sin embargo, no pudiendo obviar la limitación de las imagenes TSM, que sólo reflejan el estado térmico de una capa muy fina de agua, de unos pocos milímetros de espesor, resulta claro que para realizar un estudio de lo que ocurre en la capa superficial de Ekman, se hace necesario la utilización de un modelo de afloramiento, que trate de representar de la forma más realista posible, lo que acontece durante estos periodos en los que el proceso del afloramiento adquiere un caracter transitorio en el tiempo, utilizando como datos para alimentar el mismo, los de viento registrados en el área, y las observaciones que resultan de las imágenes TSM.

11. El conjunto de observaciones y análisis realizados ha permitido acotar de forma más precisa, el área del Noroeste africano en que el afloramiento puede considerarse constante, lo cual es consecuencia de un proceso rítmico de intensificación/relajación, que confiere al conjunto una especial complejidad.

12. La combinación de las medidas in situ con las observaciones de satélite, y los modelos numéricos, se presenta como la via más adecuada para llegar a la compresión del sistema, teniendo en cuenta las disponibilidades próximas de sensores activos y pasivos situados en las nuevas generaciones de satélites, junto al potencial creciente de los instrumentos de utilización anclados o a la deriva.

<u>8. BIBLIOGRAFIA</u>

ALLEN, J. S. (1973). Upwelling and coastal jets in a continuosly stratified ocean. J. Phys. Oceanogr., 3, 245-257.

ALLEN, J. S. (1980). Models of wind-driven currents on the continental shelf. Ann. Rev. Fluid Mech., 12, 389-433.

APEL, J. R. (1987). Principles of ocean physics. International Geophysics Series. Vol. 38. Donn W. L. (ed.), 631 pp.

BAKUN, A. (1990). Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling. Science, 247, 198-201.

BARTON, E. D. (1982). Medium-scale water-mass structure near Cape Corveiro, Northwest Africa, in March 1974. Rapp. P.-v. Réun. Cons. int. Explor. Mer, 180, 65-72.

BARTON, E. D. (1985). Structure and variability of the central water mass front off Cabo Blanco. October 1981- April 1982. En: Simp. Int. Afl. O Afr., Inst. Inv. Pesq., Barcelona, v. I, 49-61.

BARTON, E. D. (1987). Meanders, eddies and intrusions in the thermohaline front off Northwest Africa. Oceanológica Acta, 10 (3), 267-283.

BARTON, E. D., HUYER, A. Y SMITH, R. (1977). Temporal variation observed in the hydrographic regime near Cabo Corveiro in the Northwest African upwelling region, February to April 1974. Deep-Sea Res., 24, 7-23.

BOWDEN, K. F. (1983). Physical Oceanography of coastal waters. Whiley & Sons. Horwood Ltd. 302 pp.

BRINK, K. H. (1983). The near-surface dynamics of coastal upwelling. Prog. Oceanogr., 12, 223-257.

BRINK, K. H. (1985). Some aspects of physical process in coastal upwelling. En: Simp. Int. Afl. O Afr., Inst. Inv. Pesq. Barcelona, v. I, 5-14.

BRINK, K. H., HALPERN, D., HUYER, A. Y SMITH, R. L. (1983). The physical environment of the peruvian upwelling system. Prog. Oceanog., 12, 285-305.

BRUGGE,R. (ED.) (1990-1993). Weather Log [mapas de presiones atmosféricas superficiales de enero, julio, agosto y diciembre]. Weather, varios vols.

BULGAKOV, N. P., POLONSKY, A. B., POPOV, YU. I., ARTAMONOV, Y. V. Y NIKIFOROVA, V. P. (1985). Variability of the temperature field off the North-Western Coast of Africa. En: Simp. Int. Afl. O Afr., Inst. Inv. Pesq., Barcelona., v. I, 78-92.

CHARNOCK, H. (1955). Wind stress on a water surface . Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 81, 639-640.

CHERESKIN, T. K. (1995). Direct evidence for an Ekman balance in the California Current. J. Geophys. Res., 100, 18261-18269.

CRUZADO, A. (1974). Coastal upwelling between Cape Bojador and Point Durnford (Spanish Sahara). Tethys 6 (1-2), 133-142.

CRUZADO, A. Y SALAT, J. (1981). Interaction between the Canary Current and the bottom topography. En: Coastal Upwelling. Richards, F. A. (ed.), American Geophysical Union. Washington, D. C., 167-175.

CUSHMAN-ROISIN, B. (1994). Introduction to Geophysical Fluid Dynamics. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.

DEMARCQ, H., DIOP, E. S., CITEAU, J. Y PEZIN, A. (1993). Spatio-Temporal evolution of the coastal upwelling in the Senegalese and Mauritanian littoral. IV módulo de aprendizaje sobre base informática. MARINF/90. UNESCO. 35-42.

DUGDALE, R. D. Y WILKERSON, F. P. (1985). Primary production in the Cape Blanc region. En: Simp. Int. Afl. O Afr., Inst. Inv. Pesq., Barcelona, v. I, 233-243.

EASTMAN, R. J. (1990). IDRISI. A grid-based geographic analysis system. Clark University. Graduate School of Geography. Worcester, Massachusetts, 01610. 363pp.

EKMAN, V. W. (1905). On the influence of the earth's rotation on ocean-currents, Ark. Mat. Astron. Fys., 2, 1-52.

ERDAS (1982-1991) FIELD GUIDE. Erdas Inc., Atlanta, USA. 394 pp.

FANG, W. Y HSIEH, W. W. (1993). Summer sea surface variability off Vancouver Island from satellite data. J. Geophys. Res., 98 (C8), 14391-14400.

FIUZA, A. (1983). Upwelling patterns off Portugal. En: Coastal Upwelling, its sediment record, Part A. Suess, E y Thiede, J. (eds.), Plenum, New York, 85-98.

FIUZA, A. F. G. Y HALPERN, D. (1982). Hydrographic observations of the Canary Current between 21°N and 25°N in March/April 1974. Rapp. P.-v. Réun. Cons. int. Explor. Mer, 180, 58-64.

FONT, J. Y CRUZADO, A. (1977). Simple two-dimensional steady-sate model of coastal upwelling circulation. CUEA, Newsletter, 6 (4).

FRAGA, F. (1974). Distribution des masses d'eau dans l'upwelling de Mauritanie. Téthys, 6 (2), 5-10.

FREELAND, H. J. Y DENMAN, K. L. (1982). A topographically controlled upwelling center off Souther Vancouver Island. J. Mar. Res., 40, 1068-1093.

GABRIC, A.J., GARCIA, L., VAN CAMP, L. Y NYKJAER, L. (1993). Offshore export of shelf production in the Cape Blanc (Mauritania) giant filament as derived from coastal zone color scanner imagery. J. Geophys. Res., 98, 4697-4712.

GARRAT, J.R. (1977). Review of drag coefficients over oceans and continents. Monthly Weather Review, 105, 915-929.

GONZÁLEZ-MUÑOZ, A., LLINÁS, O. Y PÉREZ-MARTELL, E. (1993). Variaciones de ciclo corto del afloramiento en el Noroeste africano (20°N-26°N). V reunión de la asociación española de teledetección. Las Palmas de Gran Canaria 10-12 de noviembre.

GONZÁLEZ-MUÑOZ, A., PÉREZ-MARRERO, J. Y LLINÁS, O. (1994). Estructuras térmicas asociadas a la circulación general superficial observadas entre Cabo Verde y Freetown (Africa Noroccidental). En: V módulo de aprendizaje sobre base informática. Aplicaciones de datos de imagen costeros y marinos provenientes de satélites, aviones y sensores "in situ". MARINF/96. UNESCO. 86-97.

GÓZALEZ-MUÑOZ, A., PÉREZ-MARTELL, E. Y LLINÁS, O. (EN PRENSA). Estudio de la distribución de los vientos entre las Islas Canarias y Cabo Blanco. Resultados preliminares. En: Oceanografía y Recursos Marinos en el Atlántico Centro-Oriental. Llinás, O., González, J. A. y Rueda, M. J. (eds.).

HAGEN, E. (1981). Mesoscale upwelling variations off the west african coast. En: Coastal Upwelling. Richards, F. A. (ed.), American Geophysical Union, Washington, D. C., 87-94 pp.

HALPERN, D., SMITH, R. L. Y MITTELSTAEDT, E. (1977). Cross-shelf circulation on the continental shelf off Northwest Africa during upwelling. J. Mar. Res., 4, 787-796.

HALPER, D. (1977). Description of wind and of upper ocean current and temperature variations on the continental shelf off Northwest Africa during March and April 1974. J. Phys. Oceanogr., 7, 422-430.

HEMPEL, G. (1982). The Canary Current: Studies of an upwelling system. Rapp. P. v. Reun. Cons. Int. Explor. Mer., 180, 455 pp.
HERNÁNDEZ-GUERRA, A. (1990). Estructuras oceanográficas observadas en las aguas que rodean las Islas Canarias mediante escenas de los sensores AVHRR y CZCS. Tesis Doctoral, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 198 pp.

HUGHES, P. Y BARTON, E. D. (1974). Stratification and water mass structure in the upwelling area off N.W. Africa in April-May 1969. Deep-Sea res., 21, 611-628.

HUYER, A. (1976). A comparison of upwelling events in two locations: Oregon and Northwest Africa. J. Mar. Res., 34, 531-546.

HUYER, A. (1983). Coastal upwelling in the California Current System. Prog. Oceanog., 12, 259-284.

IKEDA, M. Y EMERY, W. J. (1984). A continental shelf upwelling event off Vancouver Island as revealed by satellite infrared imagery. J. Mar. Res., 42, 303-317.

JOHNSON, D. R., BARTON, E. D., HUGHES, P., MOOERS, C. N. K. (1975). Circulation in the Canary Current region off Cabo Bojador in August 1972. Deep-Sea Res., 22, 547-558.

JONES, P. G. W. Y FOLKARD, A. F. (1970). Chemical oceanographic observations off the coast North-west Africa with especial reference to the process of upwelling. Rapports et Proces-Verbaux des Reunions. Conseil permanent international pour l'exploration de la mer. 159, 38-60.

JONES, B. H. Y HALPERN, D. (1978). Biological and physical aspects of a coastal upwelling observed during March 1974 off Northwest Africa. En: Symposium on the Canary Current: Upwelling and living resources (11-14 de abril, 1978. Las Palmas, España) n° 50, 27 pp.

KELLY, K. A. (1985). The influence of winds and topography on the sea surface temperature patterns over the Northern California slope. J. Geophys. Res., 90 (C6), 11783-11798.

KIRK, A. Y SPETH, P. (1985). Wind conditions along the coast of Northwest Africa and Portugal during 1972-1979. Trop. Ocean-Atmos. Newsl., 30, 15-16.

KRAUSS, W. (1993). Ekman drift in homogeneous water. J. Geophys. Res., 98, (C11), 20187-20209.

KRAUSS, W. Y WUEBBER, C. (1982). Response of the North Atlantic to annual wind variations along the eastern coast. Deep Sea Res., 29,7A, 851-868.

LARGE, W. G. Y POND, S. (1980). Open ocean momentum flux measuremenst in moderate to strong wind. J. Phys. Oceanogr., 11, 324-336.

LA VIOLETTE. (1974). A satellite-aircraft thermal study of the upwelled waters off the Spanish Sahara. J. Geophys. Res., 4, 676-684.

LENTZ, J. S. (1992). The surface boundary layer in coastal upwelling region. J. Phys. Oceangr., 1517-1539.

LE FLOCH, J. (1974). Qualques aspects de la dynamique et de l'hydrologie des couches superficielles dans l'ouest marocain. Campagnes CINECA-CHARCOT I et III. Thesys 6, 53-68.

LLINÁS, O., FRAGA, F., BARTON, E. D. (1985). Nutrient distributions in the central water mass front near Cabo Blanco, October 1981. En: Simp. Int. Afl. O Afr., Inst. Inv. Pesq., Barcelona, v. I, 37-48.

LLINÁS, O., RUEDA, M. J. Y PÉREZ-MARTELL, E. (1990). Aportación de la teledetección a la cuantificación de algunos fenómenos de interés en Canarias. En: III reunion científica del grupo de trabajo en teledetección. C. Antón-Pacheco y Labrandero, J. L. (eds.), 327-336. Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid.

LLINÁS, O., RUEDA, M. J. Y PÉREZ-MARTELL, E. (1993). Variabilidad de parámetros oceanográficos en aguas de Canarias. Bol. Inst. Esp. Oceanogr., 9 (1), 89-100.

MANRÍQUEZ, M. Y FRAGA, F. (1982). The distributions of water masses in the upwelling region off Northwest Africa in November. Rapp. P.-v. Réun. Cons. int. Explor. Mer, 180, 39-47.

MARGALEF, R. (1985). Primary production in upwelling areas. Energy, global ecology and resources. En: Simp. Int. Afl. O. Afr., Inst. Inv. Pesq., Barcelona, v. I, 225-232.

MC CLAIN, E. P., PICHEL, W. G. Y WALTON, C. (1985). Comparative performance of AVHRR based multichannel sea surface temperatures. J. Geophys. Res., 90 (C6), 11587-11601.

MC CLAIN, C. R., CHAO, S-Y., ATKINSON, L. P., BLANTON, J. O. Y CASTILLEJO, F. (1986). Wind-driven upwelling in the vicinity of Cape Finisterre, Spain. J. Geophys. Res., 91 (C7), 8470-8486.

MC CLAIN, C. R., ESAIAS, W. E., FELDMAN, G. C., ELROD, J., FIRESTONE, J., DARZI, M., EVANS, R. Y BROWN, J. (1990). Physical and biological processes in the North Atlantic during the First Garp Global Experiment. J. Geophys. Res., 95 (10), 18027-18048.

MC CLAIN, C. R.Y FIRESTONE, J. (1993). An investigation of Ekman upwelling in the North Atlantic. J. Geophys. Res., 98, 12327-12339.

MEDINA, L. (1995). Análisis multidisciplinar del ecosistema costero insular, balance energético, capa de mezcla y modelo biológico. Tesis Doctoral, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 334 pp.

MEINCKE, J. E., MITTELSTAEDT, E., HUBER, K. Y KOLTERMANN. (1975). Currents and stratification in the upwelling area of northwest Africa. Deutsches Hydrographische Institut. Meereskundliche Beobachtungen und Ergebnisse No. 41, 177 pp.

MICHELCHEN, N. (1981). Estimates of large-scale atmospheric pressure variations in the upwelling area off Northwest Africa. En: Coastal Upwelling. Richards, F. A. (ed.), 17-20.

MINAS, H. J., CODISPOTI, L. A. Y DUGDALE, R. C. (1982). Nutrients and primary production in the upwelling region off Northwest Africa. Rapp. P.-v. Réun. Cons. int. Explor. Mer, 180, 148-183.

MITTELSTAEDT, E., PILLSBURY, D. Y SMITH, R. L. (1975). Flow patterns in the Northwest African upwelling area. Dt. Hydrogr. Z., 28, 145-167.

MITTELSTAEDT, E. (1982). Large-scale circulation along the coast of Northwest Africa. Rapp. P.-v. Réun. Cons. int. Explor. Mer, 180, 50-57.

MITTELSTAEDT, E. (1983). The upwelling area off Northwest Africa.-A description of phenomena related to coastal upwelling. Prog. Oceanogr., 12307-12331.

MITTELSTAEDT, E. (1986). Upwelling Regions. En: Landolt-Börnstein, New Series, Group V, 3/c, Oceanography. Sündermann, J. (ed.), Springer-Verlag, Berlin, 135-166.

MITTELSTAEDT, E. (1991). The Ocean boundary along the Northwest African coast: Circulation and oceanographic properties at the sea surface. Prog. Oceanogr., 26, 307-355.

MOLINA, R. (1981). Hidrología y corrientes en la región Canario-Marroquí, entre Cabo Jubi y Cabo Sim. Campaña CINECA I. IV asamblea nacional de geodesia y geofísica, Comunicaciones, 1167-1195.

MOLINA, R. Y LAATZEN, F. L. (1986a). Hidrología en la región comprendida entre las Islas Canarias Orientales, Marruecos y las Islas Madeira. Campaña Norcanarias I. Bol. Inst. Esp. Oceanogr. 3, 1-16.

NELSON, G. Y HUTCHINGS, L. (1983). The Benguela upwelling area. Prog., Oceanog., 12, 333-356.

NEWMAN, G. Y PIERSON, W. J. (1966). Principles of Physical Oceanography. Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs, N. J. 545 pp.

OROÑO, A. FONT, J. Y PASCUAL, J. R. (1985). Algunos efectos de la influencia de la variación de profundidad de costa y fondo en sentido N-S sobre la dinámica del afloramiento del NO de Africa. En: Symp. Int. Afl. O Afr. Inst. Inv. Pesq., Barcelona, v.I, 71-77.

PÉREZ-MARRERO, J., GONZÁLEZ-MUÑOZ, A. Y LLINÁS, O. (1994). Monitoreo mediante imágenes AVHRR-APT de afloramientos en la costa Noroeste de Africa. En: V módulo de aprendizaje sobre base informática. Aplicaciones de datos de imagen costeros y marinos provenientes de satélites, aviones y sensores "in situ". MARINF/96. UNESCO. 98-109.

PÉREZ-MARRERO, J., LLINÁS, O. Y CLEMENTE COLÓN, P. (1995). Sea surface observations in the area between Canary Islands and the Northwest african coast, using AVHRR and sensor equiped driters. En: Remote Sensing in Action. Published by the Remote Sensing Society. 955-988.

PÉREZ-MARTELL, E., LLINÁS, O., ONKEN, R. Y ZENK, W. (EN PRENSA). Variabilidad térmica del agua central noratlántica entre Gran Canaria y el talud sahariano. Resultados preliminares. En: Oceanografía y Recursos Marinos en el Atlántico Centro-Oriental, Llinás, O., González, J. A. y Rueda M. J. (eds.)

POND, S. Y PICKARD, G. L. (1983). Introductory Dynamical Oceanography. Segunda Edición. Pergamon Press, New York. 329 pp.

PRICE, J. F., WELLER, R. A. Y SCHUDLICH, R. R. (1987). Wind-driven ocean currents and Ekman transport. Science, 238, 1534-1538.

RAMP, S. R., JESSEN, P. F., BRINK, K. H., NILLER, P. P., DAGGETT, F. L. Y BEST, J. S. (1991). The physical structure of cold filaments near Point Arena, California, during june 1987. J. Geophys. Res., 96, C8, 14859-14883.

RODRÍGUEZ, I. (1994). Modelo Prognóstico de afloramiento costero. Programa de Clima Marítimo. E.P.P.E., Madrid, 63 pp.

RODRÍGUEZ, I. Y PÉREZ, B. (1993). Modelización numérica de un proceso de afloramiento: Aplicación a la costa sahariana. Programa de Clima Marítimo. E.P.P.E., Madrid, 17 pp.

SCHEMAINDA, R., NEHRING, D. Y SCHULZ, S. (1975). Untersuchungen zum Produktionspotential dern nordwestafrikanische Wasserauftriebsregion, 1970-1973. Geod. Geoph. Veroeff. R. IV H. 16, 88 pp.

SCHULZ, S., SCHEMAINDA, R. Y NEHRING, D. (1978). Seasonal variations in the physical, chemical and biological features in the Cineca region. En: Symposium on the Canary Current: Upwelling and Living Resources. n°14, 56 pp.

SCHWING, F. B. Y BLANTON, J. O. (1983). The use of land and sea based wind data in a simple circulation model. J. Phys. Oceanogr., 14, 193-197.

SEDYKH, K. H. (1978). The coastal upwelling off Northwest Africa. Int. Counc. Explor. Sea, C.M. 1978/C: 12, Hydrogr. Comm., 19 pp.

SHAFFER, G. (1974). On the North West African coastal upwelling system. Ph. D. thesis, University of Kiel. 178 pp.

SHAFFER, G. (1976). A mesoscale study of coastal upwelling variability off NW-Africa.. "Meteor" Forsch.-Ergebn, A, 17, 21-72.

SHEPPARD, P. A., TRIBBLE, D. T. Y GARRAT, J. R. (1975). Studies of turbulence in the surface layer over water (Lough Neagh) Part I. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 98, 627-641.

SMITH, R. L. (1968). Upwelling. Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev., 6, 11-46.

SMITH, R. L. (1981). A comparison of the structure and variability of the flow field in three coastal upwelling regions: Oregon, Northwest Africa, and Peru. En: Coastal Upwelling. Richards, F. A. (ed.), American Geophysical Union, Washington D. C., 107-117.

SMITH, S. D. (1980). Wind stress and heat flux over the ocean in gale force winds. J. Phys. Oceanogr., 10, 709-726.

SMITH, S. D. (1988). Coefficients for sea surface wind stress, heat flux, and wind profiles as a function of wind speed and temperature. J. Geophys. Res., 93, 15467-15472.

SMITH, S. D. (1990). Reply to "comment on Coefficients for sea surface wind stress, heat flux, and wind profiles as a function of wind speed and temperature" by Wu, J. (1990). J. Geophys. Res., 95, 1777-1778.

SMITH, S. D. Y BANKE, E. G. (1975). Variations of the sea surface drag coefficient with wind speed. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 101, 665-673.

SOUSA, F. M. Y BRICAUD, A. (1992). Satellite -derived phytoplankton pigment structures in the Portuguese upwelling area. J. Geophys. Res., 97 (C7), 11343-11356.

SPETH, P., DETLEFSEN, H. Y SIERTS, H. W. (1978). Meteorological influence on upwelling off Northwest Africa. En: Symposium on the Canary Current: Upwelling and Living Resources, 17 pp.

SPETH, P. Y DETLEFSEN, H. (1982). Meterological influences on upwelling off Northwest Africa. Rapp. P-v. Reun. Cons. int. explor. Mer, 180, 29-34.

STRAMMA, L. Y ISEMER, H-J. (1988). Seasonal variability of meridional temperature fluxes in the Eastern North Atlantic Ocean. J. Mar. Res., 46, 281-299.

SVERDRUP, H. U., JOHNSON, M. W. Y FLEMING, R. H. (1942). The oceans: Their Physics, Chemistry, and General Biology. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N. J., 1087 pp.

TOMCZAK, M. (1978). De l'origine et la distribution de l'eau remontée à la surface au large de la côte Nord-Ouest Africaine. Ann. hydrogr., sér. 5(6), 5-10.

TOMCZAK, M. (1981). Longshore advection during an upwelling event in the Canary Current area as detected by airbone radiometer. Oceanológica Acta, 4 (2), 161-169.

TOMCZAK, M. (1982). The distribution of water masses at the surface as derived from T-S diagram analysis in the CINECA area. Rapp. P.-v. Réun. Cons. int. Explo. Mer, 180, 48-49.

TOMCZAK, M. Y HUGHES, P. (1980). Three dimensional variability of water masses and currents in the Canary Current upwelling region. "Meteor" Forsch.-Ergebn., A, 21, 1-24.

UNESCO, 1984. La escala de salinidades prácticas de 1978 y la ecuación de estado del agua de mar de 1980. Documentos técnicos de la UNESCO sobre Ciencias del Mar. 36, 25 pp.

VAN CAMP, L. Y NYKJAER, L. (1988). Remote Sensing of the Northwest African Upwelling Area. vol 1,2,3. J.R.C. special publication no. I.88.24.

VAN CAMP, L., NYKJAER, L., MITTELSTAEDT, E. Y SCHLITTENHARDT, P. (1991). Upwelling and boundary circulation off Northwest Africa as depicted by infrared and visible satellite observations. Prog. Oceanogr., 26, 357-402.

VON SCHWIND, J. J. (1980). Geophysical Fluid Dynamics for Oceanographers. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N. J. 07632. 307 pp.

WASHBURN, L. Y ARMI, L. (1987). Observations of frontal instabilities on an upwelling filament. J. Phys. Oceanogr., 18, 1075-1092.

WEAST, R. C. Y LIDE, D. R. (EDS) (1989-1990). CRC Handbook of chemistry and physics. A ready-reference book of chemical and physical data. CRC Press Inc., 70th edition. F-9.

WOOSTER, W. S., BAKUN, A. Y MAC LAIN, D. R. (1976). The Seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the North Atlantic. J. Mar. Res., 34 (2), 131-141.

WU, J. (1980). Wind-stress coefficients over the sea surface near neutral conditions. J. Phys. Oceanogr., 10, 727-740.

WU, J. (1990). Comment on "Coefficients for sea surface wind stress, heat flux, and wind profiles as a function of wind speed and temperature" by Smith, S. D. (1990). J. Geophys. Res., 95, 1775-1776.

YOSHIDA, K. (1955). Coastal upwelling off the California coast. Rec. Oceanogr. Wks., 2 (2), 1-13.