

Tema 6

Corrientes generadas por el viento

6.1 Introducción

6.2 Ecuaciones del movimiento

6.3 Transporte por viento

6.4 Afloramiento costero

6.5 Cálculo del índice de afloramiento a partir del viento

6.6 Zonas de afloramiento en la Península Ibérica y Canarias

6.1. Introducción

Cuando el viento sopla sobre el océano, una parte de su energía se transfiere al océano, donde puede dar lugar tanto a olas como a corrientes. Esta interacción entre la atmósfera y el océano sucede a todas las escalas, dando lugar a una infinidad de fenómenos que van desde la generación de olas hasta los grandes giros oceánicos pasando por el afloramiento en las proximidades de la costa.

Desde el siglo de los descubrimientos, los marinos eran conscientes de la existencia de grandes giros oceánicos en las capas superficiales, los cuales tenían lugar en el sentido horario para el hemisferio Norte y anti horario en el hemisferio Sur. Sin embargo, hasta principios del siglo XX no se comenzó a desarrollar una teoría que explicase la circulación debida al viento. Son de especial interés las observaciones del científico noruego Fridtjof Nansen, quien a finales del siglo XIX realizó unas curiosas observaciones, ya que hizo que su navío (el Fram) derivase unido al hielo durante un periodo de un año. Para su sorpresa, observó que el movimiento de los *icebergs* no tenía lugar en la dirección del viento, sino que se desplazaba a la derecha en un ángulo entre 20-40°. Debe tenerse en cuenta que, pese a que el efecto del viento puede ser el factor más importante que influye sobre la circulación, hay otros términos que no pueden ser desechados, tales como la fuerza de Coriolis o la existencia de fuerzas de fricción, las cuales hemos despreciado hasta estos momentos.

En los apartados posteriores se tratará de describir de forma cuantitativa como la acción del viento puede generar el movimiento de las masas de agua dando lugar a la circulación oceánica y como, bajo ciertas circunstancias, se puede generar el bombeo de agua desde capas más profundas hasta la superficie. El formalismo seguido en este capítulo se basa principalmente en la descripción dada por Pond & Pickard (1983) en su libro *Introductory Dynamical Oceanography* la cual, a su vez, se basa en los estudios de Ekman (1905).

6.2. Ecuaciones del movimiento

Las ecuaciones del movimiento horizontal de un fluido incluyendo el rozamiento, el término de gradiente de presión y el término de Coriolis pueden escribirse de la siguiente forma (Pond & Pickard, 1983)

$$\begin{aligned}\frac{Du}{Dt} &= fv - \alpha \frac{\partial p}{\partial x} + F_x \\ \frac{Dv}{Dt} &= -fu - \alpha \frac{\partial p}{\partial y} + F_y\end{aligned}\quad (6.1)$$

donde f es el parámetro de Coriolis, α es la inversa de la densidad, F_x y F_y son las componentes de la fuerza de rozamiento por unidad de masa.

En equilibrio no hay aceleraciones por lo que tanto Du/Dt como Dv/Dt serán iguales a cero. Por lo tanto las ecuaciones 6.1 quedan

$$\begin{aligned}fv - \alpha \frac{\partial p}{\partial x} + F_x &= 0 \\ -fu - \alpha \frac{\partial p}{\partial y} + F_y &= 0\end{aligned}\quad (6.2)$$

Es decir, $Coriolis + Presión + Rozamiento = 0$. De este modo el diagrama de fuerzas será el siguiente

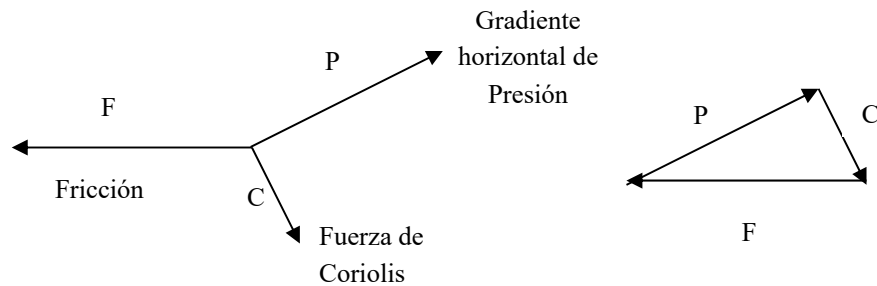


Figura 6.1. Diagrama de fuerzas incluyendo el gradiente horizontal de presión, la fuerza de Coriolis y la fuerza de fricción.

Teniendo en cuenta el desarrollo que se realizó en el Tema 3, en el cual se obtuvieron los coeficientes de viscosidad turbulentos (A_x, A_y, A_z), las ecuaciones del movimiento quedarán de la siguiente manera

$$\begin{aligned}fv + A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} &= \alpha \frac{\partial p}{\partial x} \\ -fu + A_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} &= \alpha \frac{\partial p}{\partial y}\end{aligned}\quad (6.3)$$

Podemos comparar la ecuación 6.3 con las ecuaciones 4.34. Debe hacerse notar que sólo se considera la existencia de diferencias de velocidades en la dirección vertical, siendo constantes en la horizontal. Por otro lado, aunque se siguen considerando variables promedio hemos sustituido las mayúsculas que aparecían en 4.34 por minúsculas. Por otro lado, se ha sustituido la inversa de la densidad por α por comodidad de notación.

La dificultad para resolver las ecuaciones del movimiento (6.3) es la existencia de dos causas diferentes que generan las corrientes, la distribución de la masa (cambios en la densidad), que viene representada por el término del gradiente horizontal de presión, y la fricción del viento. Así pues, se puede pensar en la velocidad como la suma de dos

vectores, uno asociado con el gradiente horizontal de presión y otro con la fricción vertical. Cada parte se puede solucionar por separado y posteriormente sumar las dos soluciones de manera que se obtendrá,

$$fv = f(v_g + v_E) = \alpha \frac{\partial p}{\partial x} - A_z \frac{\partial^2}{\partial z^2} (u_g + u_E) \quad (6.4)$$

Las dos partes en las que se divide la ecuación son

$$fv_g = \alpha \frac{\partial p}{\partial x}, \quad u_g, v_g \quad \text{las componentes de la velocidad geostrofica (ver Tema 5)}$$

$$fv_E = -A_z \frac{\partial^2 u_E}{\partial z^2}, \quad u_E, v_E \quad \text{las componentes de la velocidad de Ekman asociadas con la fricción vertical (no geostrofica).}$$

El término $-A_z \partial^2 u_g / \partial z^2$ se puede despreciar ya que es $\leq 10^{-3} \alpha \partial p / \partial x$ (Pond & Pickard, 1983).

Esta separación es posible debido a que las ecuaciones son lineales y, aplicando el principio de superposición, la suma de dos soluciones de un sistema lineal es también una solución.

Para simplificar el problema, Ekman (1905) asumió que el término del gradiente horizontal de presión apenas contribuía en la capa superficial, por lo que solo buscó solución para v_E y u_E . Además también asumió que

- 1 No hay fronteras
- 2 La profundidad del océano es infinita
- 3 A_z es constante
- 4 Hay un viento constante y que sopla durante un largo periodo de tiempo
- 5 La densidad del agua y nivel del mar son constantes
- 6 f es constante

De este modo las ecuaciones del movimiento quedan

$$\begin{aligned} fv_E + A_z \frac{\partial^2 u_E}{\partial z^2} &= 0, \\ -fu_E + A_z \frac{\partial^2 v_E}{\partial z^2} &= 0 \end{aligned} \quad \text{Ecuaciones de Ekman} \quad (6.5)$$

Así la fuerza de Coriolis y la de fricción se anulan entre ellas y la corriente de superficie tendrá una dirección perpendicular a ambas.

Si, por simplicidad, se escoge que el viento sopla en la dirección del eje Y, la solución a las ecuaciones de Ekman será

$$u_E = \pm V_0 \cos\left(\frac{\pi}{4} + \frac{\pi}{D_E} z\right) \exp\left(\frac{\pi}{D_E} z\right) \quad (6.6a)$$

$$v_E = V_0 \sin\left(\frac{\pi}{4} + \frac{\pi}{D_E} z\right) \exp\left(\frac{\pi}{D_E} z\right) \quad (6.6b)$$

Donde $V_0 = \sqrt{2\pi\tau_{y\eta}/(D_E\rho|f|)}$ es el módulo de la corriente superficial de Ekman, siendo $D_E = \pi\sqrt{2A_z/|f|}$ la llamada profundidad de Ekman o profundidad de influencia de la fricción y $\tau_{y\eta}$ es el arrastre que provoca el viento en la superficie. La solución positiva en la ecuación de u_E corresponde al hemisferio norte y la negativa al hemisferio sur.

Estudiando estas soluciones para u_E y v_E se llega a que

- 1 En la superficie del mar ($z = 0$) las soluciones de las ecuaciones de Ekman son $u_E = \pm V_0 \cos \pi/4$ y $v_E = V_0 \sin \pi/4$, por lo tanto la corriente fluye 45° a la derecha de la dirección del viento si se trata del hemisferio norte y a la izquierda si se trata del hemisferio sur.
- 2 Bajo la superficie ($z \neq 0$) el módulo de la corriente será $V_0 e^{\pi z/D_E}$ de manera que, a medida que aumenta la profundidad, la corriente decae exponencialmente. Debe recordarse que z toma valores negativos. Al mismo tiempo, el ángulo que forma la corriente con la dirección del viento ($\pi/4 + \pi z/D_E$) varía, de manera que su dirección girará en sentido horario (antihorario) en el hemisferio norte (sur). La Figura 6.2 muestra estos dos cambios con la profundidad.
- 3 La dirección del flujo toma sentido contrario al que tenía en superficie al alcanzar la profundidad de $z = -D_E$, donde la velocidad es $e^{-\pi} \sim 0.04$ veces el valor de la velocidad superficial. La profundidad D_E se toma arbitrariamente como la profundidad efectiva de la corriente producida por el arrastre del viento, es decir, la profundidad hasta la cual se considera que hay corriente inducida por el viento. La capa de Ekman se considera desde la superficie hasta esta profundidad D_E .

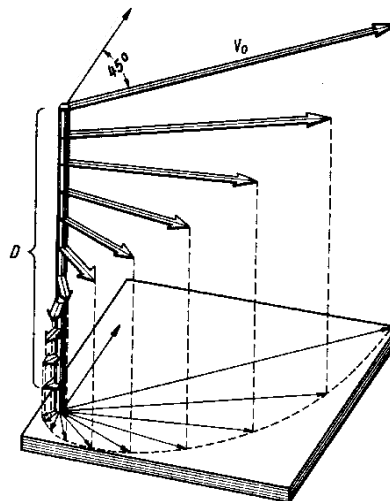


Figura 6.2. Vista en perspectiva de la disminución de la velocidad de la corriente y giro en sentido horario con el aumento de la profundidad.

La profundidad de la capa de Ekman está relacionada con la profundidad a la cual la fuerza de fricción y la de Coriolis se compensan.

6.3. Transporte por viento

La corriente producida por el viento tiene su máxima velocidad en la superficie y disminuye a medida que aumenta la profundidad. Debido a que las mayores corrientes ocurren hacia la derecha (izquierda en el hemisferio sur) de la dirección del viento, el mayor transporte también será hacia la derecha (izquierda) de la dirección del viento.

Si se toma como punto de partida las ecuaciones de Ekman (Ec. 6.5) y se cambia la notación del término de fricción a partir de las expresiones dadas en 4.32 y 4.34. Es decir, si consideran los tensores de esfuerzo $\tau_x = \rho A_z \partial u / \partial z$ y $\tau_y = \rho A_z \partial v / \partial z$, se tendrán unas expresiones que dependerán de los tensores de esfuerzo en vez de las velocidades. Si, además, se asume la ausencia del gradiente horizontal de presión se tiene

$$\begin{aligned} \rho f v_E + \frac{\partial \tau_x}{\partial z} &= 0 \\ -\rho f u_E + \frac{\partial \tau_y}{\partial z} &= 0 \end{aligned}$$

que se puede expresar de otro modo como

$$\begin{aligned} \rho f v_E dz &= -d\tau_x \\ \rho f u_E dz &= d\tau_y \end{aligned} \quad (6.7)$$

donde $\rho v_E dz$ es la masa de agua que fluye por segundo en la dirección del eje Y a través de una sección vertical de profundidad dz y anchura de un metro en la dirección X

$$\int_z^0 \rho v_E dz$$

es la masa total que fluye en la dirección Y desde la profundidad z hasta la superficie. Del mismo modo

$$\int_z^0 \rho u_E dz$$

es la masa total transportada por unidad de anchura en la dirección X . Si se escoge el nivel inferior lo suficientemente profundo, las integrales incluirán toda la corriente producida por el arrastre del viento. Escogiendo el valor $z = -2D_E$ donde la velocidad esperada será ~ 0.002 veces el valor de la velocidad superficial, es decir, prácticamente nula, y llamando M_{xE} y M_{yE} a los transportes de masa debidos al viento (transporte de masa de Ekman) en las direcciones x e y respectivamente, se puede escribir

$$\begin{aligned} fM_{yE} &= f \int_{-2D_E}^0 \rho v_E dz = \int_{-2D_E}^0 d\tau_x = -(\tau_x)_{\text{sup}} + (\tau_x)_{-2D_E} \\ fM_{xE} &= f \int_{-2D_E}^0 \rho u_E dz = \int_{-2D_E}^0 d\tau_y = (\tau_y)_{\text{sup}} - (\tau_y)_{-2D_E} \end{aligned} \quad (6.8)$$

Los valores de τ_x y τ_y a una profundidad de $2D_E$ se pueden considerar nulos ya que la velocidad debida al arrastre del viento es esencialmente cero. Por lo tanto, las ecuaciones 6.8 se pueden expresar

$$fM_{xE} = \tau_{y\eta} \quad fM_{yE} = -\tau_{x\eta} \quad (6.9)$$

donde el subíndice η indica que son valores en la superficie.

Las variaciones de la densidad son pequeñas, por lo que ρ se puede sacar de la integral en las ecuaciones 6.8. El valor que se tomará para la densidad será uno típico, como por ejemplo una media vertical sobre $2D_E$ en la región considerada.

El volumen de agua transportado

$$Q_y = \int_z^0 v_E dz$$

se puede usar como una alternativa a la masa transportada de manera que $M_{yE} = \rho Q_{yE}$ y $M_{xE} = \rho Q_{xE}$. Por lo tanto, las ecuaciones 6.9 se pueden escribir

$$fQ_{xE} = \alpha \tau_{y\eta} \quad fQ_{yE} = -\alpha \tau_{x\eta} \quad (6.10)$$

teniendo en cuenta que $\alpha = 1/\rho$. Por simplicidad se considera el eje Y como la dirección en la que sopla el viento, por lo que $\tau_{x\eta}$ será nulo (no habrá cizalla en dirección X) y por consiguiente M_{yE} también lo será. Sin embargo, M_{xE} será positivo debido a que $\tau_{y\eta}$ también lo es, con lo cual se demuestra que el transporte se produce en ángulos de 90° a la derecha (izquierda) de la dirección del viento cuando se trata del hemisferio norte (sur).

3.4. Afloramiento costero

El afloramiento, también conocido como surgencia, o como *upwelling* en la literatura anglosajona es un fenómeno oceánico que consiste en el movimiento vertical de las masas de agua desde niveles más profundos hacia la superficie. El agua aflorada se distingue normalmente del agua circundante por una menor temperatura, fácilmente identificable en las imágenes de temperatura superficial (SST) tomadas por satélite, una mayor densidad y por una mayor riqueza en nutrientes. Así, las zonas de afloramiento se suelen caracterizar por una alta producción primaria y, en consecuencia, por una importante riqueza pesquera. El afloramiento es un fenómeno ligado a la existencia de una divergencia de corrientes, lo que resulta en un bombeo de agua desde capas inferiores. De forma macroscópica, los giros ciclónicos inducidos por el viento dan lugar a zonas de afloramiento, mientras que en los giros subtropicales se produce el descenso de agua superficial usualmente conocida como *downwelling*. Existen diferentes tipos de fenómenos de afloramiento, pero el más estudiado y el de mayor importancia económica es el llamado afloramiento costero, el cual se debe principalmente a una combinación de tres factores: (i) la existencia de un viento persistente, (ii) la presencia de un contorno sólido, y (iii) la desviación aparente del movimiento de su trayectoria recta en un sistema de referencia en rotación (efecto Coriolis). Por lo tanto, las corrientes impulsadas por el viento tienden a desviarse a la

derecha (izquierda) de los vientos en el Hemisferio Norte (Sur). En el hemisferio norte, cuando los vientos soplan hacia el Ecuador, dejando la costa a la izquierda, la superficie del agua se aleja de la costa (transporte de Ekman), por lo que se reemplaza por agua más densa, ascendida a partir de capas intermedias. En general, esas aguas son ricas en nutrientes, como el resultado de la descomposición de la materia orgánica que se hunde en las aguas superficiales (la zona fótica). Estos nutrientes son utilizados por el fitoplancton, junto con el CO₂ disuelto y la energía solar, para producir compuestos orgánicos a través de la fotosíntesis. Las regiones de afloramiento son áreas de alta productividad primaria, en comparación con otras áreas oceánicas. Según algunos autores (Pauly & Christensen, 1995) más del 20% de las capturas mundiales de pescado se producen en las zonas de surgencia, aunque estas áreas ocupan menos del 1% de la superficie de los océanos del mundo. El afloramiento costero ha sido ampliamente estudiado a lo largo de las fronteras orientales de todos los sistemas costeros del mundo, siendo las regiones principales, en función de la producción primaria, el sistema de corrientes de Canarias (Barton et al., 1998; Pelegri et al., 2005), el de California (Di Lorenzo, 2003), el de Benguela (Fennel, 1999; Montero & Largier; Shannon et al., 2003) y el de Humboldt-Perú (Nixon & Thomas, 2001; Mesias et al., 2003).

Para una comparación entre los cuatro sistemas puede verse (Patti et al., 2008). En la Tabla 6.1 se muestra una comparación entre varias propiedades de los cuatro sistemas de afloramiento. Finalmente, el trabajo realizado por Varela et al. (2015) contiene un análisis detallado de la evolución del afloramiento en todas las zonas del mundo.

El transporte de Ekman analizado en las secciones anteriores se complica si se asume que el viento sopla paralelo a una línea de costa de manera que ésta queda a su izquierda (en el hemisferio norte). Este viento causará un transporte hacia la derecha de su dirección, es decir, un movimiento del agua hacia fuera de la costa. Para un océano infinito como el que supuso Ekman, esto no supone un problema pero en un océano real sí. Esto se debe a que la ecuación de continuidad requiere que haya un flujo proveniente de la izquierda de la dirección del viento para reemplazar el flujo que sale hacia la derecha. Como a la izquierda de la dirección del viento no hay agua, lo que sucede es que agua proveniente del fondo asciende para reemplazar el agua transportada. Este fenómeno es conocido como afloramiento costero y sucede en varias regiones de las zonas orientales de los océanos. En las costas este del hemisferio norte para que esto suceda el viento debe soplar hacia el sur, lo cual ocurre normalmente en verano. Para generalizar, se puede decir que los fenómenos de afloramiento ocurren a lo largo de las costas orientales de los océanos, cuando el viento sopla hacia el ecuador y a lo largo de las costas occidentales cuando sopla en dirección al polo, aunque esta última situación es menos común.

	UI medio (m ³ s ⁻¹ km ⁻¹)	UI máximo (m ³ s ⁻¹ km ⁻¹)	SST (°C)	Clorofila-a (mg m ⁻³)	Estabilidad (ciclos h ⁻¹)
Canarias	1272	2298	19.7	1.41	4.22
Benguela	1533	2199	16.1	3.36	6.61

Humboldt	1816	2588	19.1	1.95	7.78
California	1081	1326	16.8	1.20	5.71

Tabla 6.1. Comparación entre varias propiedades de los cuatro sistemas de afloramiento a partir de los datos de Patti et al. (2008). Los valores del índice de afloramiento (UI a partir de su nombre en inglés), de la SST y de la concentración de clorofila-a corresponden al periodo 1998-2004 y los de la estabilidad de la columna de agua al periodo 1960-2000.

6.5. Cálculo del índice de afloramiento a partir del viento

El afloramiento se puede caracterizar mediante un índice representativo del transporte del agua superficial hacia fuera de la costa. Este índice de afloramiento se puede calcular a partir de los campos de viento. Tradicionalmente se utilizaban vientos geostróficos estimados a partir de los campos de presión, aunque en la actualidad se utilizan también vientos modelados o medidos a partir de satélites.

El parámetro fundamental es el arrastre del viento, el cual puede estimarse (en magnitud) como $\tau = \rho_a C_d W^2$ donde $\rho_a = 1.2 \text{ kg m}^{-3}$ es la densidad media del aire; $C_d = 1.4 \cdot 10^{-3}$ el coeficiente empírico (adimensional) de arrastre y W es el módulo de la velocidad del viento expresado en m s^{-1} . Normalmente, el viento se asume a una altura de 10 m sobre el nivel del mar.

El esfuerzo de cizalladura que el viento produce sobre la superficie del mar es

$$\begin{aligned}\tau_x &= \rho_a C_d \sqrt{U^2 + V^2} U \\ \tau_y &= \rho_a C_d \sqrt{U^2 + V^2} V\end{aligned}\quad (6.11)$$

siendo U y V las componentes del viento.

Si se despeja la expresión que se obtuvo anteriormente para el volumen de agua transportado (ec. 6.10) se obtiene

$$\begin{aligned}fQ_{xE} &= \alpha \tau_{y\eta} \Rightarrow Q_{xE} = \frac{\tau_{y\eta}}{(f\rho)} \\ fQ_{yE} &= -\alpha \tau_{x\eta} \Rightarrow Q_{yE} = -\frac{\tau_{x\eta}}{(f\rho)}\end{aligned}\quad (6.12)$$

Donde el esfuerzo de cizalladura del viento provocará la aparición de una corriente superficial en sentido perpendicular y hacia la derecha de la dirección del viento (en el hemisferio norte).

Si ahora se sustituye el tensor de arrastre del viento calculado en las ecuaciones 6.11.

$$\begin{aligned}Q_{xE} &= +\frac{\rho_a C_d}{f\rho} \sqrt{U^2 + V^2} V \\ Q_{yE} &= -\frac{\rho_a C_d}{f\rho} \sqrt{U^2 + V^2} U\end{aligned}\quad (6.13)$$

se obtendrá el transporte de agua sin más que conocer una serie de constantes (o valores que asumimos constantes) tales como la densidad del agua y del aire, un parámetro conocido como coeficiente de arrastre y las componentes del viento a una altura de 10 metros.

El índice de afloramiento (UI) se define como la componente del transporte de Ekman en la dirección perpendicular a la costa apuntando hacia afuera (Nykjaer and Van Camp, 1994) que puede calcularse mediante

$$UI = -\sin \varphi Q_{xE} + \cos \varphi Q_{yE} \quad (6.14)$$

donde φ es el ángulo entre la línea de costa y el ecuador. Usando esta definición, los índices positivos (negativos) corresponden a situaciones favorables (desfavorables) al afloramiento. Dimensionalmente, las unidades del índice de afloramiento serán las mismas que las del volumen de agua transportado. Así, se usa volumen de agua transportado por unidad de tiempo y por kilómetro de costa ($\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{km}^{-1}$ que se obtiene multiplicando por 1000 los términos dados por las ecuaciones 6.13) o el volumen de agua transportado por unidad de tiempo y por metro de costa ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$).

6.6. Zonas de afloramiento en la Península Ibérica y Canarias

Tal como se comentó anteriormente, el sistema de afloramiento Canario es uno de los más importantes del mundo. Siguiendo Arístegui et al. (2009), el sistema puede dividirse en cinco subregiones: Gallega, Portuguesa, Golfo de Cádiz, Marroquí y Mauritano-Senegalesa. De las cinco zonas, solo la Marroquí (22- 33°N) se caracteriza por tener un afloramiento permanente.

Las figuras de transporte que se mostrarán a continuación se elaboraron a partir de datos de viento a 10 metros de altura obtenidos de la base del Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) (<http://cfs.ncep.noaa.gov/cfsr/>). El transporte de Ekman y el índice de afloramiento se calcularon a partir de las ecuaciones 6.13 y 6.14 respectivamente. La precisión espacial utilizada fue de $0.3^\circ \times 0.3^\circ$.

La figura 6.3 muestra el índice de afloramiento calculado para la región durante el periodo 2004-2014. Puede observarse como el índice es positivo durante todo el año, aunque con una cierta modulación estacional, siendo máximo en verano y mínimo en invierno.

El transporte de Ekman para la subzona Marroquí del afloramiento canario puede verse en la Figura 6.4. La dirección de las flechas, especialmente en la zona próxima a tierra, tiende a ser perpendicular a la línea de costa. El afloramiento es especialmente intenso en la zona más hacia el sur.

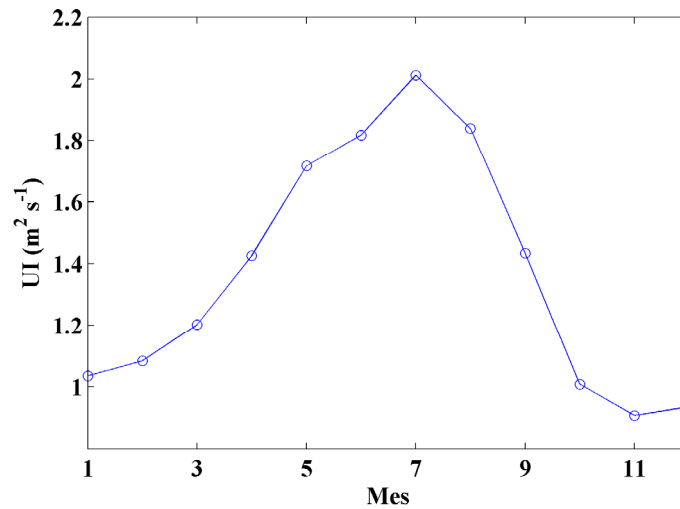


Figura 6.3. Índice de afloramiento para la subzona Marroquí del afloramiento Canario.

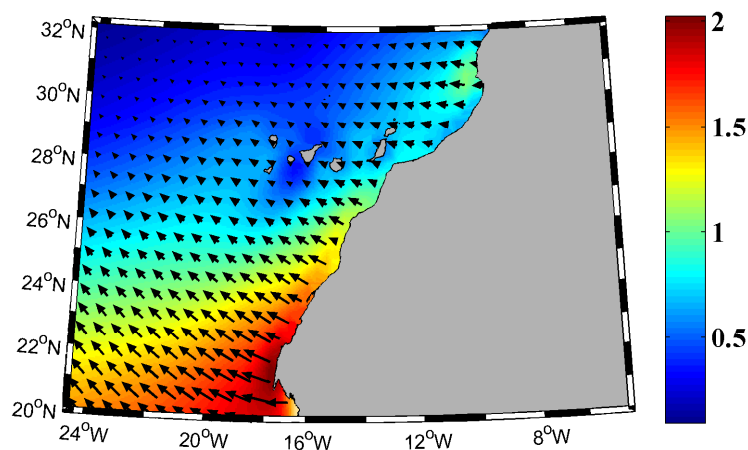


Figura 6.4. Transporte de Ekman (m^2s^{-1}) para la subzona Marroquí del afloramiento Canario promediado desde 2004 a 2014.

Este afloramiento produce una clara señal en la temperatura superficial del agua (Figura 6.5), donde la temperatura costera alcanza valores del orden de tres grados menor que la que se alcanza en el océano a similar latitud. Los datos de SST también fueron obtenidos de la base Climate Forecast System Reanalysis (CFSR). La misma precisión espacial considerada anteriormente para los datos de transporte ($0.3^\circ \times 0.3^\circ$) se usó para SST.

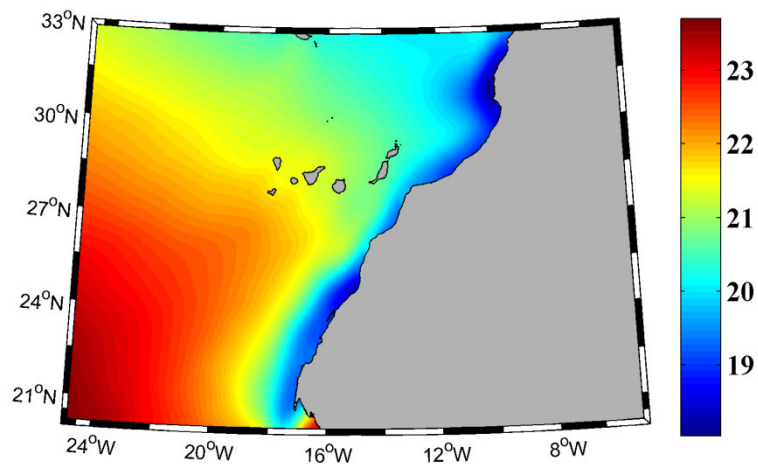


Figura 6.5. SST media (°C) promediada desde 2004 a 2014. Se puede observar claramente que la temperatura costera es del orden de 3°C menor que la oceánica para la misma latitud.

Las dos subregiones más al norte del sistema canario, las cuales denominaremos aquí como la fachada Atlántica de la Península Ibérica (WIP), tienen un afloramiento de carácter estacional (Gómez-Gesteira et al., 2006; Torres & Barton., 2007; Álvarez et al., 2008). Así, el afloramiento es dominante durante el periodo comprendido entre abril y octubre. En este caso, el afloramiento es estacional, siendo espacialmente importante durante los meses de verano, por lo que solo se han considerado esos meses. Las Figuras 6.7 y 6.8 representan respectivamente el transporte de Ekman y SST.

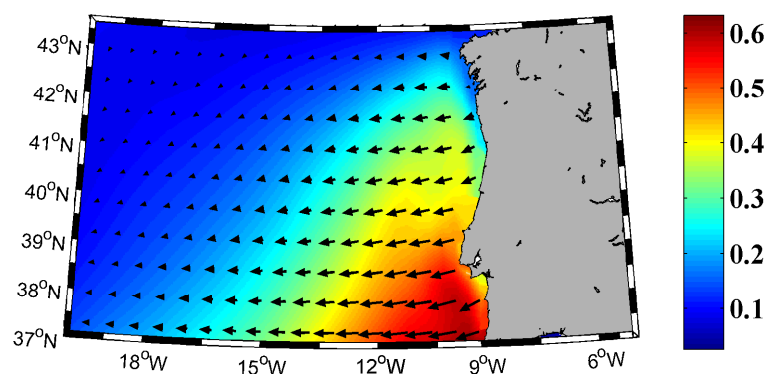


Figura 6.6. Transporte de Ekman (m^2s^{-1}) para la fachada atlántica de la Península Ibérica promediado desde 2004 a 2014. Solo se han considerado los meses de verano.

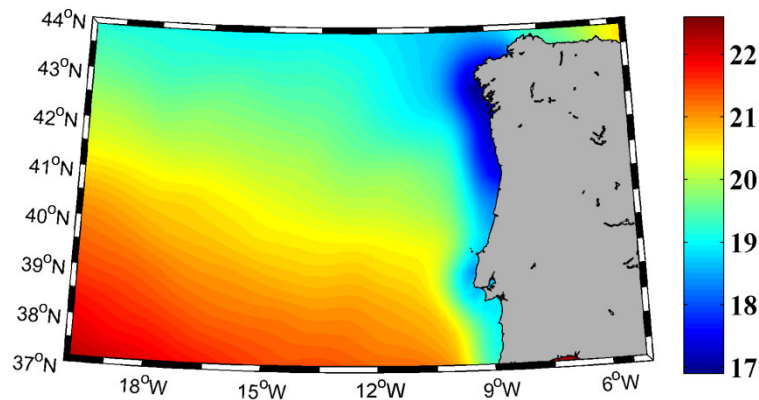


Figura 6.7. SST media (°C) promediada desde 2004 a 2014. Se puede observar claramente que la temperatura costera es del orden de 2°C menor que la oceánica para la misma latitud. Al igual que en la figura anterior, solo se han considerado los meses de verano

CUESTIONES

1. ¿Qué fuerzas se consideran en las ecuaciones de Ekman?
2. Según los cálculos de Ekman. ¿Cómo es el movimiento de la corriente superficial relativa a la dirección del viento?
3. Según los cálculos de Ekman. ¿Puede haber alguna profundidad a la cual el movimiento del agua sea opuesto al que tiene en la superficie?.
4. ¿La magnitud de las velocidades de Ekman depende de la profundidad? ¿Cómo?
5. Explica en función de que términos varía al volumen de agua transportado. Se considera integrado desde la superficie hasta una cierta profundidad donde el viento ya no tiene efecto.
6. ¿En qué zonas del mundo es el afloramiento más intenso?
7. ¿En qué se diferencia el afloramiento observado en Canarias con el que se observa en la costa oeste de la Península Ibérica?
8. ¿Qué sistema de altas presiones es responsable del afloramiento observado en la costa oeste de la Península Ibérica?
9. ¿Qué características tiene el agua aflorada con respecto al agua de la misma zona?
10. Si se tiene en el hemisferio Norte un viento soplando en la dirección X^+ , ¿en qué dirección se producirá el transporte medio de agua?
11. ¿Qué pasa si se tiene la misma situación pero en el hemisferio Sur?
12. Comenta brevemente las hipótesis de Ekman relativas a la extensión y composición del océano para poder aplicar su teoría.
13. ¿Qué significa un índice de afloramiento positivo?

14. Si el viento es perpendicular a la línea de costa y apuntando hacia el océano, ¿cuál será el valor del índice de afloramiento?

TRABAJO PRÁCTICO

1. Representar gráficamente la espiral de Ekman que aparece en la Figura 6.2.
2. A partir de datos de la base del Pacific Fisheries Environmental Laboratory (PFEL) (<http://www.pfeg.noaa.gov/>) se obtuvo el índice de afloramiento para diferentes puntos a lo largo de la costa oeste de la Península Ibérica. Los datos a escala mensual desde 1982 a 2011 están contenidos en el fichero UI_PFEL_82_11.xls. A partir de esos datos:
(a) calcular el año perpetuo para cada uno de los puntos de observación (climatología);
(b) Identificar durante qué meses es más intenso el afloramiento costero. Téngase en cuenta que los valores positivos representan las situaciones favorables al afloramiento y los valores negativos las desfavorables.
3. Asumiendo que la costa oeste de la Península Ibérica tiene una orientación Norte-Sur y que sopla un viento estacionario de 7 ms^{-1} en dirección paralela a la costa y apuntando hacia el sur. Calcular el índice de afloramiento a la altura de la desembocadura del Miño, del Duero y del Tajo. ¿Por qué el mismo viento genera diferentes índices de upwelling?

REFERENCIAS

- Álvarez, I., Gomez-Gesteira, M., deCastro, M., Dias, J.M., 2008. Spatiotemporal evolution of upwelling regime along the western coast of the Iberian Peninsula. *Journal of Geophysical Research* 113, C07020. doi:10.1029/2008JC004744.
- Aristegui, J., Barton, E.D., Álvarez-Salgado, X.A., Santos, A.M.P., Figueiras, F.G., Kifani, S., Hernández-León, S., Mason, E., Machú, E., Demarq, H. (2009). Sub-regional ecosystem variability in the Canary current upwelling. *Progress in Oceanography* 83, 33–48.
- Barton, E. D., J. Aristegui, P. Tett, M. Canton, J. García- Braun, S. Hernandez-Leon, L. Nykjaer, C. Almeida, J. Almunia, S. Ballesteros, G. Basterretxea., J. Escanez, J. L. Garcia- Weill, A. Hernandez- Guerra, F. Lopez-Laatzén, R. Molina, M. F. Montero, E. Navarro- Perez, J. M. Rodriguez, K. van Lenning, H. Velez & K. Wild. 1998. The transition zone of the Canary Current Upwelling region. *Progress in Oceanography*, 41: 455-504.
- Di Lorenzo, E., 2003. Seasonal dynamics of the surface circulation in the Southern California Current System. *Deep Sea Research II*, 50, 2371-2388.
- Fennel, W. 1999. Theory of the Benguela upwelling system. *Journal of Physical Oceanography* 29 (2): 177– 190.
- Gomez-Gesteira, M., Moreira, C., Alvarez, I., deCastro, M., 2006. Ekman transport along the Galician coast (NW, Spain) calculated from forecasted winds. *Journal of Geophysical Research*, 111, C10005, doi:10.1029/2005JC003331.

- Gómez-Gesteira, M., deCastro, M., Álvarez, I., Lorenzo, M.N., Gesteira, J.L.G., Crespo, A.J.C., 2008b. Spatio-temporal Upwelling Trends along the Canary Upwelling System (1967- 2006). In: Trends and Directions in climate Research: Annals New York Academy Science 1146, 320-337.
- Mesias, J. M., R. P. Matano & P. T. Strub. 2003. Dynamical analysis of the upwelling circulation off central Chile. *Journal of Geophysical Research* 108 (C3): 3085, doi: 10.1029/2001JC001135.
- Monteiro, P.M.S., Largier, J.L., 1999. Thermal stratification in Saldhana Bay (South Africa) and subtidal, density-driven exchange with the coastal waters of the Benguela upwelling system. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 49, 877-890.
- Nixon, S., Thomas, A., 2001. On the size of the Peru upwelling ecosystem. *Deep Sea Research I*, 48, 2521-2528.
- Nykjaer, L., Van Camp, L., 1994. Seasonal and interannual variability of coastal upwelling along northwest Africa and Portugal from 1981 to 1991. *Journal of Geophysical Research*, 99, 14,197– 14,208.
- Patti, B. et al. (2008) Factors responsible for the differences in satellite-based chlorophyll a concentration between the major global upwelling areas. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 76 (2008) 775-786.
- Pelegri, J. L., J. Aristegui, L. Cana, M. Gonzalez-Davila, A. Hernandez- Guerra, S. Hernandez-Leon, A. Marrero-Diaz, M. F. Montero, P. Sangra & M. Santana-Casiano. 2005. Coupling between the open ocean and the coastal upwelling region off northwest Africa: Water recirculation and offshore pumping of organic matter. *Journal of Marine Systems* 54: 3– 37.
- Pollard, R.T., Griffiths, M.J., Cunningham, S.A., Read, J.F., Perez, F.F., Rios, A.F., 1996. Vivaldi 1991- A study of the formation, circulation and ventilation of the eastern North Atlantic Central Water. *Prog. Oceanogr.* 37, 167- 192.
- Pond, S., Pickard, G.L (1983). *Introductory Dynamical Oceanography*. Pergamon Press.
- Shannon, L. J., C. L. Moloney, A. Jarre & J. G. Field. 2003. Trophic flows in the southern Benguela during the 1980s and 1990s. *Journal of Marine Systems* 39: 83– 116.
- Torres, R & E. D. Barton. 2007. Onset of the Iberian upwelling along the Galician coast. *Continental Shelf Research* 27 (13): 1759-1778.
- Varela, R., Álvarez, I., Santos, F., deCastro, M., & Gomez-Gesteira, M. 2015. Has upwelling strengthened along worldwide coast over 1982-2010?. *Scientific Reports* 5: 10016. DOI:10.103/srep10016.