

La climatología y la topografía del Estrecho de Gibraltar determinantes de las propiedades termohalinas del agua del Mar Mediterráneo

Jesús GARCÍA LAFUENTE

Francisco CRIADO ALDEANUEVA

Departamento de Física Aplicada II, Universidad de Málaga,
Campus de Teatinos, 29071, Málaga

RESUMEN

En este trabajo se revisan y reúnen resultados obtenidos a lo largo de los últimos años por la comunidad científica internacional sobre la importancia que tiene el Estrecho de Gibraltar en relación con la oceanografía del Mar Mediterráneo. En particular se muestra cómo las propiedades de las aguas Mediterráneas son el resultado de la acción conjunta de dos causas independientes: la climatología del Mar Mediterráneo que lo convierte en una cuenca de evaporación y la topografía del Estrecho de Gibraltar que limita las cantidades de agua que se pueden intercambiar a través de él para alimentar y renovar el contenido de la cuenca Mediterránea. La teoría del doble control hidráulico de un fluido bicapa, aplicada al Estrecho de Gibraltar con éxito en la década de 1980, conduce a resultados notablemente precisos a pesar de las distintas aproximaciones que asume. El tamaño de los flujos intercambiados y la salinidad de las aguas Mediterráneas que predice difieren de las observaciones en no más de un 20%.

ABSTRACT

Recent studies on the water exchange through the Strait of Gibraltar and the properties of the Mediterranean waters are revised. The paper shows how the properties of the Mediterranean water come from two independent external causes: the climatology of the Mediterranean Sea and the topography of the Strait of Gibraltar, which puts limits to the exchanged flows and determines the residence and renewal time of the water inside the Mediterranean basin. The two-layer hydraulic control theory, which was successfully applied to the Strait during the last decades, along with the observed climatology over the basin predicts accurately (within 20%) the volume of the water exchange and the salinity of the Mediterranean water in spite of the oversimplification that the two-layer exchange model implicitly assumes.

1. INTRODUCCIÓN

Como es bien sabido, el Estrecho de Gibraltar es el escenario de un intercambio baroclino de aguas entre dos cuencas de diferente densidad. Representa la única conexión destacable del Mar Mediterráneo (cuenca de agua densa) con el Océano Atlántico (cuenca de agua menos densa) y por ello es de evidente interés en estudios climáticos y medioambientales que tengan el Mediterráneo como objetivo.

La última razón de este intercambio es la evaporación neta (pérdidas evaporativas reales, E , superiores a los aportes fluviales y precipitaciones, P) que existe en el Mediterráneo. Su valor real promedio no se conoce con exactitud y en la literatura aparecen citados valores que oscilan entre los 0,47 m/año (Carter, 1956) y los 1,31 m/año citados por Schott y mencionados en Bryden *et al.* (1994). Actualmente se acepta una evaporación neta promedio próxima al límite inferior dado por Carter (1956), alrededor de 0,6 m/año (Bryden *et al.*, 1989), equivalente a unos $1,6 \times 10^{12}$ m³/año o un promedio de 0,05 Sv. Obviamente, este promedio sufre importantes oscilaciones interanuales (Garrett *et al.*, 1992) y es inhomogénea espacialmente (ver Fig. 1).

La evaporación neta produce un doble efecto: un déficit hídrico y un flujo negativo de flotabilidad. El primero es responsable de la existencia del flujo neto promedio de entrada a través del Estrecho. El segundo produce movimientos convectivos verticales de gran escala cuando la pérdida de flotabilidad acumulada de las aguas superficiales hace inestable la columna de agua, lo que ocurre hacia mediados o finales del invierno meteorológico. Estos hundimientos de agua superficial ocurren en lugares bien identificados en el Mediterráneo (Cuenca de Rodas y Adriático Sur en el Mediterráneo Oriental y Golfo de León en el Occidental, fundamentalmente).

Esta sucinta descripción repetidamente mencionada en la literatura no deja clara la importante función que tiene el Estrecho de Gibraltar como condicionante de las características termohalinas de las «aguas Mediterráneas». En el Mediterráneo existe un abanico de masas de agua intermedias y profundas con características propias, consecuencia de la climatología local que predomina en los diferentes lugares de formación mencionados anteriormente (inhomogeneidad espacial del flujo de flotabilidad, mostrado en la Fig. 1) y de la historia previa de las aguas que van a hundirse (precondicionamiento de aguas). Sin embargo, en una buena aproximación pueden englobarse todas ellas bajo la denominación de Agua Mediterránea con una temperatura típica de 13 °C y una salinidad rondando los 38,5 (medida en la escala práctica de salinidad) en promedio.

Que sean éstos y no otros los valores característicos del agua mediterránea es consecuencia, por un lado, de la climatología promedio mediterránea y, por otro, de la topografía del Estrecho de Gibraltar. Resulta muy evidente que si el Mediterráneo fuese una enorme bahía (como lo es, por ejemplo, el Golfo de Vizcaya) en lugar de un mar casi cerrado, sus aguas tendrían unas propiedades bien distintas.

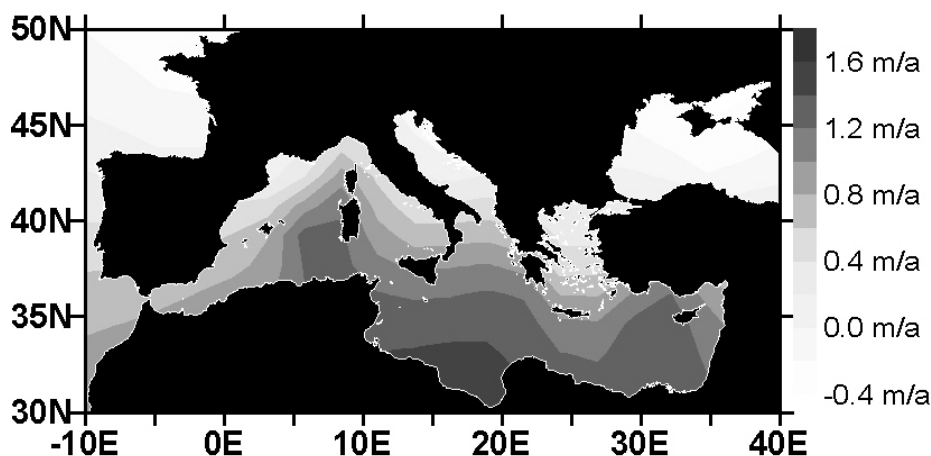


Figura 1. Distribución espacial de la evaporación en la cuenca Mediterránea, adaptado de Bethoux (1979). El promedio espacial de esta distribución es de 1m/año aproximadamente, un valor mayor de los actualmente aceptados como realistas. Esta distribución espacial es representativa de estos nuevos valores si se corrige por el correspondiente factor de escala y muestra que la mayor evaporación se da en las subcuencas meridionales del Mediterráneo. Las regiones septentrionales de este Mar tienen evaporaciones netas negativas indicando que allí la precipitación y los aportes fluviales exceden a la evaporación real.

2. LA TOPOGRAFÍA DEL ESTRECHO DE GIBRALTAR Y EL CONTROL HIDRÁULICO

Durante la década de 1980 Armi y Farmer (Armi y Farmer, 1985; Farmer y Armi, 1986; Armi y Farmer, 1988), en una serie de escritos, desarrollaron y aplicaron la teoría del doble control hidráulico que puede darse en un estrecho que conecta dos cuencas que intercambian aguas de distintas densidades. Su teoría es aplicable a un estrecho que contiene un umbral (o varios) y un estrechamiento. La disposición de estas particularidades topográficas debe seguir ciertas reglas: el umbral debe estar hacia el lado del mar menos denso y el estrechamiento del lado del mar denso. La topografía del Estrecho (ver Fig. 2), con la presencia de un umbral principal en la sección de Punta Camarinal y otros significativos frente al Cabo Espartel, todos ellos situados en el lado del mar menos denso (océano Atlántico) con respecto a la sección de mínima anchura en Tarifa permite, en base a las condiciones anteriores, que pueda darse este doble control hidráulico.

Un resultado bien conocido del modelo desarrollado por Farmer y Armi (1986) es que la existencia del doble control hidráulico en el Estrecho implica el establecimiento del máximo intercambio posible. Sin embargo, como se apunta en Bormans y Garrett (1989) el modelo permite intercambios inferiores

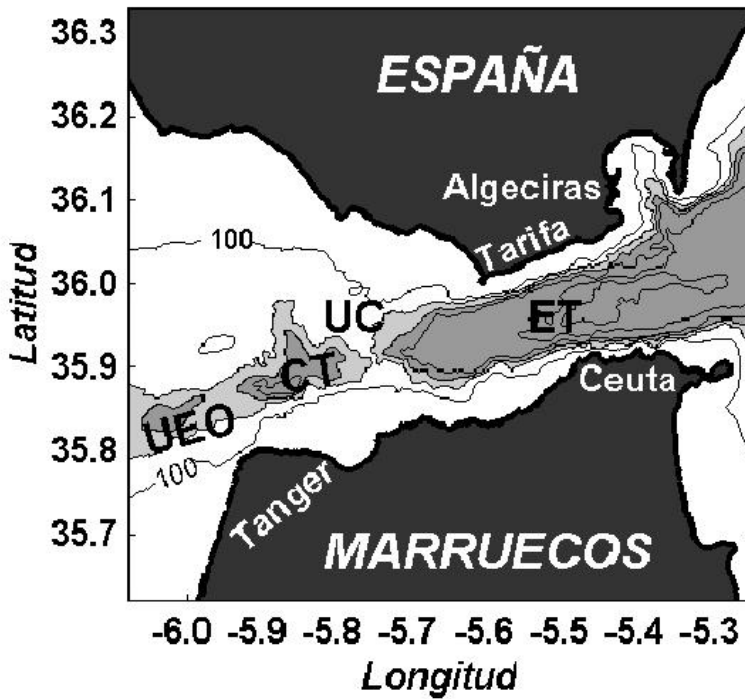


Figura 2. Mapa del Estrecho mostrando la topografía. El contorno gris más claro es la isóbata de -290 m, que identifica fácilmente el umbral principal (UC). Otros umbrales importantes se sitúan frente al Cabo Espartel (UEO). La zona de mínima anchura frente a Tarifa (ET) se encuentra al lado del mar denso respecto al umbral.

siempre y cuando una de las (o ambas) secciones de control desaparezca(n). Para el modelo de Estrecho con sección rectangular variable empleado por Farmer y Armi (1986), las condiciones de sección crítica vienen dadas por

$$G^2 = F_1^2 + F_2^2 = \frac{u_1^2}{g'h_1} + \frac{u_2^2}{g'h_2} = 1 \quad (1)$$

siendo u_i la velocidad de la capa i , h_i su espesor, g' la gravedad reducida definida como $g' = g(\rho_2 - \rho_1)/\rho_2$ y ρ_i la densidad de la capa i . Para secciones no rectangulares, la anterior condición se modifica para ser escrita (ver Bormans y Garrett, 1989)

$$G^2 = \frac{u_1^2 W_{\text{int}}}{g'A_1} + \frac{u_2^2 W_{\text{int}}}{g'A_2} = 1 \quad (2)$$

donde W_{int} es la anchura del estrecho en la profundidad de la interfaz (las alturas del caso de sección rectangular son sustituidas por alturas equivalentes A_i/W_{int} , con A_i , $i = 1, 2$, las áreas de las secciones de entrada y salida, respectivamente). La Figura 3 muestra gráficamente las distintas variables que interviene en las fórmulas (1) y (2).

3. EL FLUJO DE FLOTABILIDAD EN EL MEDITERRÁNEO

La evaporación produce una pérdida de flotabilidad en las aguas superficiales que las hace más densas hasta forzar una convección vertical por inestabilidad y de este modo producir aguas profundas de características diferentes. La pérdida de flotabilidad asociada a esta evaporación se debe básicamente al aumento de la salinidad de las aguas cuando están en superficie (sólo se evapora agua dulce) y que domina sobre el enfriamiento en la densificación de las aguas superficiales. De hecho, el flujo de flotabilidad, B , viene dado por (ver Gill, 1982, por ejemplo)

$$B = -\frac{g\alpha Q_T}{c_a} + \frac{gS}{\rho}(E - P) \left(\frac{\partial \rho}{\partial S} \right) \quad (3)$$

donde Q_T es el flujo total de calor promedio en el Mediterráneo, c_a es el calor específico del agua, $\alpha = -\rho^{-1}(\partial \rho / \partial T)$ es el coeficiente de dilatación del agua y ρ , T y S son su densidad, temperatura y salinidad.

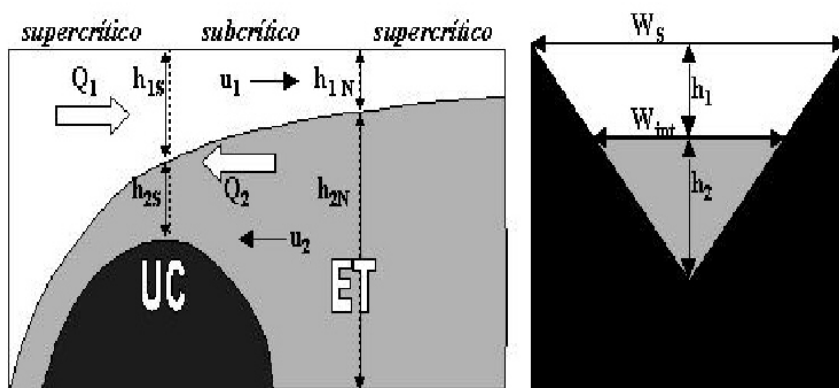


Figura 3. Esquema del intercambio de agua en un modelo bicapa. A la izquierda, una vista longitudinal mostrando las dos secciones candidatas a ejercer control. A la derecha, una vista frontal mostrando los parámetros intervinientes en una geometría triangular.

El primer sumando de la derecha es la contribución al flujo de flotabilidad del calentamiento/enfriamiento de las aguas. Depende exclusivamente del balance neto de calor en la cuenca Mediterránea. Asumiendo las condiciones climáticas actuales, ese valor es ligeramente negativo (basta percatarse para ello que por el Estrecho entra agua más caliente por superficie de la que sale por el fondo, produciendo una advección neta de calor que compensa las pérdidas que se producen en la propia cuenca). En Macdonald *et al.* (1994) se estima $Q_T = -5,2 \pm 1,3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, valor ligeramente superior a los $-7 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ dados en Bunker *et al.* (1982) y manejados en Garrett *et al.* (1992). Numéricamente, este término contribuye con $5,2 \times 10^{-7} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$ a B . Considerando el valor $(E-P) = 0,6 \text{ m/año}$, equivalente a unos $1,9 \times 10^{-5} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$, el segundo sumando vale $5,3 \times 10^{-6} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$, un orden de magnitud superior. Puede considerarse que el flujo de flotabilidad negativo que se produce en el Mediterráneo se emplea básicamente en aumentar la salinidad del Agua Atlántica y de ahí, su densidad. La expresión «el Mediterráneo es una inmensa fábrica de agua salada» resulta adecuada y la diferencia de densidades $(\rho_2 - \rho_1)$ que interviene frecuentemente en los cálculos del modelo bicapa de intercambio puede ser aproximada por el término $\beta(S_2 - S_1)$, donde $\beta = \rho^{-1}(\partial\rho/\partial S)$ es el coeficiente estándar de cambio de densidad con la salinidad (ver Bryden y Kinder, 1991, por ejemplo).

4. INTERCAMBIO MÁXIMO O SUBMÁXIMO

Una de las cuestiones importantes es conocer el estado actual del intercambio de flujos a través del Estrecho de Gibraltar. Su respuesta parece estar directamente relacionada con el hecho de si el Mar Mediterráneo ha alcanzado su estado de equilibrio o no. En una situación de «forzamiento climático» constante, es decir, considerando que $(E-P)$ no varía, en la línea analizada en Bryden y Kinder (1991), la situación a la que debe tender el intercambio es precisamente a la del máximo posible.

Resulta ilustrativo analizar la anterior afirmación. Para ello pensemos en un caso hipotético simple cuyo punto de partida fuese una cuenca Mediterránea homogénea llena con agua «Atlántica» de densidad ρ_1 y que es a continuación forzada por una climatología parametrizada por un valor de $(E-P)$ constante en el tiempo y homogéneo en el espacio. De acuerdo con la expresión (3) la pérdida de flotabilidad que experimenta la cuenca rondaría los $6 \times 10^{-6} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$. La cantidad de agua de densidad ρ_2 que este flujo de flotabilidad es capaz de producir vendrá dada por

$$Q_M = \frac{B}{(\rho_2 - \rho_1)g} A_{\text{MED}} \quad (4)$$

que depende del propio valor ρ_2 . ($A_{\text{MED}} = 2,5 \times 10^{12} \text{ m}^2$ es la superficie del Mar Mediterráneo). El valor Q_M dependerá en realidad de la diferencia de densidad ($\rho_2 - \rho_1$) entre el agua recién formada, ρ_2 , y la existente ρ_1 . La pérdida de flotabilidad ocurre en superficie así que tan pronto como ρ_2 fuese infinitesimalmente superior a ρ_1 , las aguas superficiales se hundirían y serían reemplazadas por aguas profundas, iniciándose así un proceso de mezcla generalizada en toda la cuenca debido a convección turbulenta. Pese a ser éste el proceso real (más detalles acerca del mismo pueden verse en Finnigan e Ivey, 1999 y en la Fig. 4) no resulta el más intuitivo en este hipotético caso que estamos manejando. Supongamos una diferencia pequeña pero finita en ($\rho_2 - \rho_1$) que permita mantener aún la hipótesis de dos capas. Tomemos, por ejemplo, ($\rho_2 - \rho_1$) = $0,2 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, un valor unas diez veces inferior al que hoy día se observa. Con esa diferencia, la ecuación (4) da $Q_M = 7,5 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} = 7,5 \text{ Sv}$ ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

Teniendo en cuenta el volumen del Mar Mediterráneo y la profundidad del umbral de Gibraltar, pasarían entre 25 y 30 años hasta que el agua de densidad ρ_2 formada al ritmo $Q_M = 7,5 \text{ Sv}$ de nuestro ejemplo alcanzase el nivel del umbral de la Sección de Camarinal y comenzase a verter hacia el Océano Atlántico. Durante este tiempo el flujo a través del Estrecho sería unidireccional y muy débil hacia el interior del Mediterráneo para compensar las pérdidas evaporativas ($Q_1 = E - P$). Una vez que el Mediterráneo comienza a drenar a través del Estrecho, Q_1 debe aumentar para compensar el flujo de salida Q_2 . Este último estaría controlado en la sección de Camarinal en el sentido hidráulico dado por Farmer y Armi (1986) y recogido en la expresión (1) o, mejor, en la (2). La razón es que las aguas densas que se forman en el Mediterráneo se hunden a profundidad considerable en la cuenca Atlántica una vez atravesado el umbral de la sección de Camarinal. Teniendo en cuenta que en la expresión (2) el área de entrada A_{1C} es mucho mayor que A_{2C} (el subíndice «C» indica valores calculados en la sección de Camarinal) y que, en consecuencia, la velocidad de salida u_{2C} será mucho mayor que la de entrada u_{1C} , la condición (2) se satisface debido fundamentalmente al segundo término de la derecha. La variable que interesa para comparar con el Q_M de la expresión (3) es $Q_2 = u_{2C} \times A_{2C}$ que podrá ser escrita (ignorando el primer sumando en la ecuación (2))

$$Q_2 \cong \frac{W_{SC}}{H_C} \sqrt{\frac{g}{8\bar{\rho}}} h_{2C}^{5/2} (\rho_2 - \rho_1)^{1/2} \quad (5)$$

donde W_{SC} es la anchura del Estrecho en la sección de Camarinal, H_C la máxima profundidad de la sección (ver Figs. 3) y $\bar{\rho}$ es una densidad media de referencia. Lógicamente el flujo Q_2 aumenta cuando lo hace el tamaño de la sección de salida (h_{2C}) y cuanto más grande sea la diferencia de densidades. Un estado estacionario implica que Q_M dado por la fórmula (4) iguala al Q_2 dado por la (5). En tanto que el primero es inversamente proporcional a la diferencia de

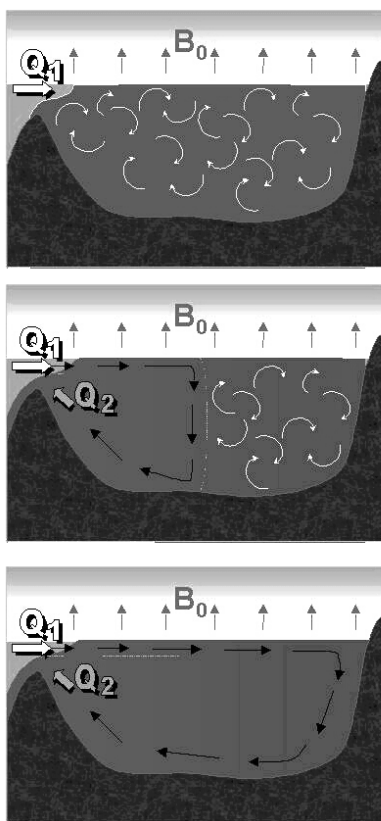


Figura 4. Establecimiento de un intercambio bidireccional a través de un estrecho entre el océano abierto (a la izquierda en la gráfica) y una cuenca semicerrada llena inicialmente de agua de densidad ρ (idéntica a la del océano abierto) sobre la que actúa una pérdida de flotabilidad constante ($E-P$). Las figuras son adaptaciones de los resultados presentados en Finnigan e Ivey (1999). En un primer momento, la pérdida de flotabilidad produce mezcla turbulenta en toda la cuenca pero sin llegar a establecerse un flujo bicapa, panel superior). Esta fase es seguida por otra en la que, tras establecerse un flujo bicapa, se forma un frente de velocidad vertical que, partiendo de las inmediaciones del Estrecho va desplazándose paulatinamente hasta la cabecera de la cuenca (panel medio). Es un estado transitorio durante el cual se va incrementando la densidad de las aguas de la cuenca semicerrada y que conduce a un estado estacionario en el cual el frente ha alcanzado la cabecera de la cuenca. En esta tercera y definitiva fase (panel inferior), queda establecido un flujo forzado por pérdida de flotabilidad (notar que esta pérdida es tanto mayor cuanto más lejos nos situemos con respecto al Estrecho) con una corriente superficial dirigida hacia la cabecera de la cuenca y una de retorno que alimenta el flujo de salida y que se forma básicamente en esa cabecera. El paralelismo con el Mediterráneo es obvio si pensamos que la mayor parte del flujo de agua «Mediterránea» de salida es el Agua Levantina Intermedia, que efectivamente se forma en la parte del Mediterráneo más distante del Estrecho.

El proceso hipotético discutido en el texto a efectos de ilustración mantiene también estas 3 mismas fases. Una fase inicial donde sólo hay un flujo de entrada para compensar la pérdida de flotabilidad, seguida de una segunda fase, también transitoria, donde se establece un flujo bicapa a medida que aumenta la densidad de la cuenca, para finalizar con un estado estacionario donde la densidad queda determinada por la pérdida de flotabilidad.

densidades, el segundo es proporcional a su raíz cuadrada. Para la pequeña diferencia de densidades que estamos considerando en el primer paso de este ejemplo, Q_M será siempre superior a Q_2 de modo que se forma más agua de la que drena salvo que h_{2C} pudiera aumentar sin límite para que también pueda hacerlo Q_2 .

Aumentar h_{2C} es subir la interfaz y es inmediato percatarse de que ésta no puede subir ilimitadamente. De hacerlo, cegarí la entrada de agua Atlántica, situación imposible ya que el déficit hídrico obliga a que $Q_1 > Q_2$. De hecho, cuando la interfaz haya subido lo suficiente para que la expresión (1) dé valor crítico en la sección de mínima anchura ya no podrá subir más. En ese límite máximo y para la diferencia de densidad que hemos asumido en nuestro ejemplo $Q_{MAX} = 0,25 Sv$, que es mucho menor que el Q_M obtenido para esa misma diferencia de densidad. También resulta obvio que en esta situación se maximizan los flujos que se pueden intercambiar (doble control hidráulico). A pesar de ello, la ausencia de un estado de equilibrio es evidente. Al no poder escapar tanta agua como se forma, las aguas densas llegarán a ocupar toda la cuenca (excepto una pequeña región en las inmediaciones del Estrecho) y el flujo de flotabilidad actuará sobre ellas transformándolas en más y más densas. De este modo, Q_M dado por (4) irá disminuyendo en tanto que Q_2 dado por (5) irá aumentando. Existirá un valor crítico de densidad que haga coincidir ambos valores en cuyo caso se alcanzará el estado estacionario.

5. EL ESTADO DE EQUILIBRIO

La pérdida de flotabilidad en el Mediterráneo está dominada por el término de salinidad en (3), así que la diferencia de densidad que aparece en las expresiones (4) y (5) puede escribirse en términos de la diferencia de salinidad según

$$\Delta\rho \equiv (\partial\rho/\partial S)\Delta S = \bar{\rho}\beta\Delta S \quad (6)$$

Las expresiones (4) y (5) pueden utilizarse sustituyendo la diferencia de densidad por la de salinidad (6) y establecer una relación entre la evaporación neta y la diferencia de salinidad requerida en el estado de equilibrio. Haciendo B en la expresión (3) igual al segundo sumando de la derecha por razones obvias de consistencia, tomando como salinidad S en ella la de las aguas atlánticas (S_1 en nuestra nomenclatura) y tras alguna operación se llega a

$$\Delta S = \left\{ \frac{2S_1 A_{MED} H_C}{\bar{\rho} W_{SC} h_{2C}^{5/2}} \sqrt{\frac{2}{g\beta}} \right\}^{2/3} a \times (E - P)^{2/3} \quad (7)$$

donde $a = 1,00137 \times 10^{-3}$ es una constante numérica que permite escribir directamente $(E - P)$ en m/año para obtener ΔS en la escala práctica de salinidad.

Como era de esperar, en esa relación aparecen términos de climatología ($E-P$) y de la topografía del Estrecho (H_C , W_{SC}) como condicionantes de la salinidad del Mar Mediterráneo. También aparece h_{2C} , altura de la interfaz en el umbral de Camarinal. Esta variable solamente está determinada en el caso de intercambio máximo (doble control hidráulico) y, lógicamente, depende de la geometría que se adopte para la sección transversal del Estrecho. En caso de intercambio submáximo y aun cuando siga existiendo una sección de control en Camarinal, la altura h_{2C} no estará determinada. Es interesante notar que cuanto mayor sea h_{2C} , mayor es el flujo intercambiado (expresión (5)) y menor es la diferencia de salinidad (menor es la salinidad de las aguas mediterráneas). El intercambio máximo que se corresponde con el máximo valor posible de h_{2C} , se corresponde también con el mínimo valor de la diferencia de salinidad, situación denominada «overmixing» (Stommel y Farmer, 1952; Stommel y Farmer, 1953; Bryden y Stommel, 1984).

Para sección triangular e intercambio máximo, $h_{2C}=153$ m (Bormans y Garrett, 1989; Bryden y Kinder, 1991). Tomando $W_{SC}=22.300$ m (Bryden y Kinder, 1991), $H_C=290$ m, $S_1=36,2$, $\bar{\rho}=1.028$ kg · m⁻³, $\beta=7,59 \times 10^{-4}$, obtenemos la relación numérica

$$\Delta S = 2,57 \times (E - P)^{2/3} \quad (8)$$

Para una evaporación de 0,6 m/año, la diferencia de salinidad que postula esta relación es 1,82, inferior a los 2,2 que hoy día se consideran como realistas. La relación (5) permite hacer una estimación del flujo de salida Q_2 que, en condiciones estacionarias, iguala la producción de agua profunda Q_M . Recurriendo de nuevo a la expresión (6) para escribir la diferencia de densidad en función de ΔS y utilizando (7) se llega fácilmente a la ecuación

$$Q_2 = \left(\frac{W_{SC}^2 h_{2C}^5 g S_1 A_{MED}}{8 H_C^2 \bar{\rho}^{5/2} \beta^{1/2}} \right)^{1/3} a^{1/2} (E - P)^{1/3} \quad (9)$$

Con los valores especificados anteriormente

$$Q_2 = 1,2 \cdot 10^6 (E - P)^{1/3} \quad (10)$$

es decir, $1,2(E-P)^{1/3}$ Sv. Para una evaporación de 0,6 m/año, el flujo de salida sería de 1 Sv, valor que hoy día se considera excesivo (Bryden *et al.*, 1994; Bryden y Kinder, 1991; García Lafuente *et al.*, 2000).

Los valores de ΔS y de Q_2 dados en (8) y (10) son básicamente los mismos referidos en Garrett (1996). Se desvían de los observados en ambas direcciones, de modo que no es posible jugando únicamente con los valores de $(E-P)$ producir una mejora simultánea de ambos. Incrementar la evaporación neta acer-

caría ΔS hacia valores más acordes con las observaciones en tanto que alejaría a Q_2 más aún de sus valores aceptados.

La deducción de estas relaciones se basa en simplificaciones justificadas de las expresiones (2) y (3). En particular, si se considera la parte del flujo de flotabilidad asociado al cambio de temperatura que también experimentan las aguas Atlánticas al ser transformadas en Mediterráneas, aparece un factor de corrección que modifica esas expresiones. En Garrett (1996) se analiza este problema y se proponen como fórmulas mejoradas

$$\Delta S = 4,0\Gamma^{-1}(E - P)^{2/3} \quad , \quad Q_2 = 0,73\Gamma(E - P)^{1/3} \quad (11)$$

donde el parámetro Γ está definido según

$$\Gamma = \left(1 + \frac{\alpha \Delta T}{\beta \Delta S} \right)^{1/3} \quad (12)$$

siendo ΔT , ΔS las diferencias en temperatura y salinidad del flujo de salida con respecto al de entrada.

El atractivo del doble control hidráulico o del intercambio máximo es que facilita el número necesario de ecuaciones para resolver el problema acoplado «características del agua Mediterránea-topografía del Estrecho de Gibraltar». Bryden y Kinder (1991) son pioneros en el estudio de este problema en su generalidad y utilizan precisamente esta aproximación de intercambio máximo. Si se rechaza esta situación particular, entonces los cálculos anteriores no pueden realizarse puesto que el valor de h_{2C} está sin determinar. El intercambio sería ahora submáximo y existiría un grado más de libertad. Por lo tanto las relaciones (7) y (9) pueden dar otros resultados diferentes para los mismos valores de $(E-P)$ utilizados. Obviamente, los valores h_{2C} que vayan a utilizarse habrán de ser inferiores al valor que lleva al intercambio máximo. De otra forma el problema es físicamente incompatible.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado dentro de las actividades relacionadas con el Proyecto Europeo MATER (MAS3-CT96-0051) y del Proyecto del Plan Nacional de Investigación MAR99-0643-C03-01. Agradecemos a ambos proyectos la financiación recibida. Francisco Criado Aldeanueva agradece la concesión de una beca de Formación de Profesorado Universitario del Ministerio de Educación, Cultura y Deporte (Referencia: AP2000-3951).

REFERENCIAS

- ARMI, L. & FARMER, D. (1985): «The internal hydraulics of the Strait of Gibraltar and associated sill and narrows», *Oceanol. Acta*, 8, 37-46.
- (1988): «The flow of Mediterranean water through the Strait of Gibraltar», *Prog. Oceanogr.*, 21, 1-105.
- BÉTHOUX, J. P. (1979): «Budgets of the Mediterranean Sea: their dependence on the local climate and on the characteristics of the Atlantic Water», *Oceanol. Acta*, 7 (3), 289-296.
- BORMANS, M. & GARRETT, C. (1989): «The effects of non-rectangular cross section, friction and barotropic fluctuations on the exchange through the Strait of Gibraltar», *J. Phys. Oceanogr.*, 19, 1543-1557.
- BRYDEN, H. L. & STOMMEL, H. (1984): «Limiting processes that determine basic features of the circulation in the Mediterranean Sea», *Oceanol. Acta*, 7, 289-296.
- BRYDEN, H. L.; BRADY, E. C. & PILLSBURY, R. D. (1989): «Flow through the Strait of Gibraltar», en *Seminario de Oceanografía Física del Estrecho de Gibraltar*, Almazán, Bryden, Kinder y Parrilla editores, Madrid, 166-194.
- BRYDEN, H. L. & KINDER, T. H. (1991): «Steady two-layer exchange through the Strait of Gibraltar», *Deep-Sea Res.*, 38S, S445-S463.
- BRYDEN, H. L.; CANDELA, J. & KINDER, T. H. (1994): «Exchange through the Strait of Gibraltar», *Prog. Oceanogr.*, 33, 201-248.
- BUNKER, A. F.; CHARNOCK, H. & GOLDSMITH, R. A. (1982): «A note on the heat balance of the Mediterranean and Red Seas», *J. Mar. Res.*, 40, 73-84.
- CARTER, D. B. (1956): «The water balance of the Mediterranean and Black Seas», *Publ. Climatol.*, 9, 127-174.
- FARMER, D. M. & ARMI, L. (1986): «Maximal two-layer exchange over a sill and through the combination of a sill and contraction with barotropic flow», *J. Fluid Mech.*, 164, 53-76.
- FINNIGAN, T. D. & IVEY, G. N. (1999): «Submaximal exchange between a convectively forced basin and a large reservoir», *J. Fluid Mech.*, 378, 357-378.
- GARCÍA LAFUENTE, J.; VARGAS, J. M.; CANDELA, J.; PLAZA, F.; BASCHECK, B. & SARHAN, T. (2000): «Tide at the eastern section of the Strait of Gibraltar», *J. Geophys. Res.* 105, 14197-14213.
- GARRETT, C.; OUTERBRIDGE, R. & THOMPSON, K. (1992): «Interannual variability in the Mediterranean heat and buoyancy fluxes», *J. Climate*, 6, 900-910.
- GARRETT, C. (1996): «The role of the Strait of Gibraltar in the evolution of the Mediterranean water, properties and circulation», en *Dynamics of the Mediterranean Straits and Channels*, F. Bryan editor, Mónaco, 1-19.
- MACDONALD, A. M.; CANDELA, J. & BRYDEN, H. L. (1994): «An estimate of the net heat transport through the Strait of Gibraltar», en *The Seasonal and Interannual Variability of the Western Mediterranean Sea*. P. E. La Violette, editor, Coastal and Estuarine Studies, 46, 13-32.
- STOMMEL, H. & FARMER, H. G. (1952): «Abrupt change in width in two-layer open channel flow», *J. Mar. Res.*, 11, 205-214.
- STOMMEL, H. & FARMER, H. G. (1953): «Control of salinity in an estuary by a transition», *J. Mar. Res.*, 12, 13-20.