

**UNIVERSIDAD DE CANTABRIA**

ESCUELA TÉCNICA SUPERIOR DE INGENIEROS DE CAMINOS,  
CANALES Y PUERTOS

---

---

**TESIS DOCTORAL**

**PATRONES DE CIRCULACIÓN OCEÁNICA EN EL  
LITORAL ESPAÑOL**

---

---

**Presentada por: MARÍA LISTE MUÑOZ**

**Dirigida por: RAÚL MEDINA SANTAMARÍA  
MAITANE OLABARRIETA LIZASO  
ALICIA LAVÍN MONTERO**

**Junio 2009**



# CAPÍTULO V:

## Simulación de las corrientes de densidad en el Estrecho de Gibraltar

---

### 5.1. Introducción

Después de validar y demostrar la calidad de los resultados a lo largo del capítulo 4 de esta Tesis, se muestra a continuación la capacidad que tiene el modelo MEDiNA para simular la formación y la propagación de la masa de agua MOW (*Mediterranean Overflow Water*). El modelado de la dinámica de esta masa de agua constituye hoy día un aspecto de gran interés dentro de la comunidad científica. La MOW se forma en el mar Mediterráneo, y se propaga a través del estrecho de Gibraltar y a lo largo de la zona Sur de la Península Ibérica a medida que va alcanzando su profundidad de equilibrio.

Ozkokmen et al. (2001), describió la importante conexión entre la MOW y la formación de la Corriente de Azores, ya que la salida de la MOW a través del Golfo de Cádiz, puede incidir en la circulación oceánica superficial del Atlántico Norte Subtropical y puede ser un factor fundamental en el establecimiento de dicha corriente, aunque como se muestra en el siguiente apartado, su transporte sea relativamente pequeño. Por otro lado, cabe destacar que la MOW tiene importantes efectos climatológicos en el equilibrio de calor y sal en las profundidades del Atlántico Norte (Barringer y Price, 1997). Pero la MOW de hoy día es más salada, cálida, densa y alcanza mayores profundidades en su trayectoria hacia el Océano Atlántico, que la MOW medida en las últimas décadas del siglo XX, antes de que los efectos antropogénicos fuesen evidentes en todo el Mediterráneo (Curry et al., 2003; Rixen et al., 2005). Estos efectos incluyen una combinación del aumento de la evaporación (calentamiento por el efecto invernadero), junto con el desvío del 90% del caudal de Río

Nilo (Presa de Asuán). Durante los últimos 40 años, en el Mar Mediterráneo la salinidad media se ha incrementado en 0.04 (Bethoux et al., 1998; Johnson, 1997; TOPtoTOP Global Climate Expedition). Los ecosistemas del Mar Mediterráneo también se verán eventualmente afectados por el aumento de salinidad del agua de mar (Millot, 2007). Éstos afectan potencialmente a las corrientes, temperatura, salinidad y las distribuciones biogeoquímicas, así como a los ecosistemas asociados en torno a la península Ibérica y al Mar Mediterráneo (Drillet et al., 2005). La circulación termohalina a escala cuenca envuelve las transformaciones de las masas de agua del Mediterráneo fuertemente afectadas por este cambio.

Existe por otra parte una corriente opuesta a la MOW, menos salada y mucho menos densa, la MAW (*Modified Atlantic Water*). Esta corriente, que se ha descrito a lo largo del primer capítulo de esta Tesis, se extiende rápidamente mediante una fina capa por todo el Mar de Alborán y alimenta una intensa corriente (con meandros), a lo largo de la costa del norte de África (Tintoré et al., 1988). La MAW afecta a la circulación de todo el Mediterráneo y es especialmente importante en las regiones costeras mediterráneas de la Península Ibérica. A veces, los grandes meandros de la MAW van directamente desde la región oriental del Mar de Alborán hasta el Norte de las Islas Baleares y llegan a afectar a las propiedades físicas y biogeoquímicas del agua de los alrededores del Norte de Mallorca (Millot, 1999, 2007).

Debido a la importancia de la MOW y de la MAW en la circulación oceánica en los alrededores de la Península Ibérica y en el mar Mediterráneo, se estima de suma relevancia que la circulación a través del estrecho, y que la formación de la corriente de densidad (MOW) y su propagación, se realice de forma correcta (a partir del modelada de la circulación en dicha zona). Más aún, la MOW tiene una gran repercusión sobre los efectos del clima a gran escala (multidecadal), ya que alcanza su profundidad de equilibrio a 1000 m y es la responsable del balance de calor y sal a dicha profundidad en el Océano Atlántico Norte (Barringer y Price, 1997). Este es el motivo por el que se hace necesario un modelado de la MOW dentro de un sistema a escala de cuenca, acoplando el Mar Mediterráneo y el Océano Atlántico. Tal y como se puede observar en el apartado 3, en el que se muestran los resultados obtenidos, la elección de esta configuración ha sido acertada y se puede justificar debidamente tanto por la profundidad que alcanza la MOW, como por la propiedades de las masas de agua

presentes, ya que todas ellas concuerdan con los valores dados por la bibliografía citada en el siguiente apartado.

Hasta el momento, se pensaba que los modelos-z como el modelo MEDiNA no eran capaces de simular adecuadamente el intercambio entre masas de agua dominadas por movimientos baroclínicos (corrientes de densidad), debido principalmente al exceso de difusión vertical. La corriente generada por la propagación de la MOW a través del estrecho de Gibraltar y su posterior hundimiento hasta la profundidad de equilibrio, representa una corriente de densidad gobernada principalmente por procesos baroclínicos.

En este capítulo se muestra que la formación y propagación de la MOW son correctamente simuladas mediante el modelo MEDiNA, demostrando que el modelo es capaz de caracterizar adecuadamente las corrientes de densidad en el Estrecho de Gibraltar, aún siendo un modelo en coordenadas verticales z.

Este capítulo se estructura en diversos apartados de forma que, el primer apartado se dedica a la introducción y en él se describe y justifica la importancia de simular con precisión las corrientes de densidad en el Estrecho de Gibraltar. En el segundo apartado, se presenta una revisión de los trabajos realizados en cuanto a la simulación de corrientes de densidad se refiere. En el tercer apartado se muestran y analizan los resultados obtenidos. Por último, en el cuarto apartado se exponen las principales conclusiones obtenidas en este capítulo.

Cabe destacar que los contenidos del presente capítulo han sido publicados recientemente en la revista *Journal of Geophysical Research*, siendo la referencia concreta la siguiente: *Dietrich, D. E., Y.-H. Tseng, R. Medina, S. A. Piacsek, M. Liste, M. Olabarrieta, M. J. Bowman, and A. Mehra (2008), Mediterranean Overflow Water (MOW) simulation using a coupled multiple-grid Mediterranean Sea/North Atlantic Ocean model, J. Geophys. Res., 113, C07027, doi:10.1029/2006JC003914.*

## **5.2 Modelado numérico de las corrientes de densidad**

Diversos autores han enfocado sus estudios en del modelado de corrientes de densidad (Peters et al., 2005; Legg et al., 2005; Killworth, 2001; Killworth y Edwards, 1999), ya que hasta ahora conseguir modelar la trayectoria de estas corrientes, presentaba una dificultad considerable. La delgadez y estrechez de las corrientes de densidad hace que sean difíciles de resolver con precisión, ya que la separación de dichas corrientes sólo se produce si el modelo tiene suficiente resolución, y si la disipación y la dispersión numérica son suficientemente pequeñas y evitan la dilución y la pérdida de intensidad durante la propagación de la corriente. Dietrich et al. (2004a), utilizando un modelo de coordenada-z, mostró que sólo cuando la corriente de densidad del talud de Nueva Inglaterra es lo suficientemente extensa y poco diluida, alcanza el Cabo Hatteras, accidente geográfico que hace que la Corriente del Golfo se separe y se origine un núcleo de agua caliente y otro de agua fría.

Modelar la MOW, presenta aún más dificultad si cabe que modelar algunas de las corrientes de densidad conocidas, como son la corriente de talud de Nueva Inglaterra (Dietrich et al., 2004a), el flujo que sale del Mar Rojo (Peters et al., 2005) o el flujo que sale del Estrecho de Dinamarca (Legg et al., 2005), ya que la MOW es una corriente mucho más fina y estrecha que todas las corrientes anteriormente mencionadas.

A pesar de que sus propiedades cambian rápidamente a medida que se diluye (debido a la mezcla y el arrastre), mientras fluye a lo largo de la parte septentrional del talud del Golfo de Cádiz, la MOW sigue siendo una masa de agua muy bien definida. Se sitúa entre 1000 m y 1200 m de profundidad alrededor de toda la costa atlántica de la Península Ibérica y su señal se detecta en gran parte de la cuenca Norte del Océano Atlántico Central (Curry et al., 2003).

La MOW tiene una gran densidad (debida a su alta salinidad), y es mucho más cálida que el agua que le rodea, el agua Central del Atlántico Norte (NACW); tal y como se ha descrito a lo largo del primer capítulo de esta Tesis, la NACW se sitúa por encima de los 700 m, situándose su núcleo entre los 300-400 m de profundidad (Levitus y Boyer, 1994). Incluso después de la mezcla con la NACW, la MOW fluye a lo largo

de la parte inferior del talud del Golfo de Cádiz y después se hunde hacia niveles más profundos. Aún así, la MOW presenta unos 3° C más que la NACW. Esto hace que la profundidad final de equilibrio sea de unos 1100 m.

Como se ha descrito anteriormente, modelar la MOW con precisión no es una tarea fácil ya que fluye en una capa delgada, profunda y densa (comparada por ejemplo con la MAW), que se propaga en el Océano Atlántico Norte sobre un estrecho somero y angosto (Estrecho de Gibraltar). Estas características implican que la MOW se deba modelar sin una excesiva dilución.

La dilución de una masa de agua se puede producir o bien por la dispersión inducida por diferentes errores numéricos (por ejemplo, aproximaciones numéricas inexactas), o por grandes disipaciones numéricas (requeridas por algunos modelos para la estabilidad y robustez numérica).

Para modelar el proceso del hundimiento de la MOW hasta llegar a su profundidad de equilibrio, se precisa de un modelo poco difusivo. Para ello se requiere por una parte, una descripción exacta de la fuente generadora de ese agua. Además, se debe conocer bien el proceso por el cual existe un intercambio de agua forzado por las condiciones termohalinas del angosto Estrecho de Gibraltar. Y por último, se necesita conocer la circulación en las dos cuencas que alimentan las entradas y las salidas de agua. Por lo tanto, el verdadero reto a la hora de modelar la MOW se traduce en conocer por una parte el intercambio entre masas de agua a través del Estrecho de Gibraltar (la MAW y la MOW), así como en entender el proceso por el cual se produce el hundimiento de dicha corriente de densidad.

Diversos autores se han dedicado anteriormente al estudio de las corrientes de densidad. Por ejemplo, Johnson et al. (2002) aplicaron un modelo regional de 1/24° de resolución en la costa suroeste de la Península Ibérica y al Oeste del Estrecho de Gibraltar y obtuvieron un proceso de hundimiento realista de la MOW, incluyendo los MEDDIES anticiclónicos a una profundidad de 845 m. A pesar de la pequeña resolución y la intensidad de la parte inferior de la MOW, el arrastre del agua no fue suficiente y se vió limitado por la gran estabilidad de la corriente en la parte superior y las condiciones de aislamiento (poco calor o transferencia de sal) en el fondo del

océano. Las observaciones de la señal de temperatura y salinidad lejos de su región indicaron que el arrastre de la corriente fue lento, sobre todo después de llegar a su nivel de equilibrio.

El hecho de que la señal de masa de agua de la MOW se haya detectado claramente a miles de kilómetros de la fuente, indica que los modelos que requieren una gran viscosidad o difusión para la estabilidad numérica, además de una gran dispersión, no se pueden considerar modelos adecuados para simular corrientes que requieren que se mantenga a lo largo de toda la simulación una gran intensidad y conservación de masa de agua.

Smith et al. (2000) y Maltrud y McClean (2005), utilizaron el modelo POP con una resolución de  $1/10^\circ$  y coordenadas-z, para simular el Océano Atlántico Norte. En sus estudios, la MOW penetra hasta unos 500 m de profundidad, mientras que los datos observados muestran que la MOW penetra hasta 1100 m de profundidad.

Todas las simulaciones anteriormente descritas, combinadas con los pobres resultados obtenidos en otros estudios de corrientes de densidad, que utilizaron modelos de coordenadas-z (Beckmann y Doscher, 1997; Willebrand et al., 2001; Ezer y Mellor, 2004), son la razón fundamental por la que se ha considerado a este tipo de modelos, herramientas pobres para estudiar las corrientes de densidad.

Drillet et al. (2005), aplicaron recientemente una versión nueva de la aproximación “*rigid-lid*” a un modelo con una alta resolución, 6 km y 43 niveles de profundidad y simularon el Mediterráneo junto con el Océano Atlántico Norte centrándose en la MOW y en los MEDDIES. Para superar los problemas de la coordenada-z, utilizaron un esquema de relajación de la climatología que aplicó dentro del radio que abarca la región de hundimiento intenso de la MOW en el Golfo de Cádiz. La exigencia computacional de la malla de alta resolución, limitó la simulación a tan solo 5 años, pero éstos fueron suficientes para obtener un resultado cercano al equilibrio de la MOW en el suroeste de la Península Ibérica (la región de producción de los MEDDIES). Los resultados que obtuvieron tanto para el modelado de las propiedades de los MEDDIES como para el nivel de equilibrio de la MOW (que se propaga hacia el Oeste), se ajustaron a los proporcionados por la climatología.



Por lo tanto, con los estudios realizados por Dietrich et al. (2004), Legg et al. (2005) y Drillet et al. (2005) se ha demostrado que con una adecuada resolución numérica y una adecuada disipación, los modelos de coordenadas-z pueden dar resultados satisfactorios.

Además, la reciente investigación de la dinámica del arrastre y la mezcla de las corrientes de densidad (DOME), muestra que la coordenada vertical utilizada tiene un papel mucho menos relevante que la precisión, robustez y disipación del modelo elegido para la simulación (Tseng y Dietrich, 2006).

### **5.3. Resultados de la simulación**

Como ya se ha descrito en el capítulo 3 de esta Tesis, el modelo MEDiNA se inició con una velocidad inicial igual a cero y una condición inicial de temperatura y salinidad derivada de la WOA, para el instante inicial de la simulación en todas las mallas. Posteriormente, se dejó que el sistema se estabilizase y sólo una vez alcanzado el equilibrio se han considerado los datos como resultados válidos y representativos de un sistema en equilibrio dinámico. En el caso de la MOW, si se hubiese hecho de otra forma no hubiera sido correcto ya que la MOW, al ser una corriente de densidad, no se puede representar de forma adecuada solamente con la climatología (ya que esta no tiene por qué estar necesariamente en equilibrio dinámico), y por lo tanto, no se hubiese simulado correctamente la corriente en el Estrecho (Viudez et al., 1998).

Los resultados obtenidos tras la ejecución de varias décadas del modelo MEDiNA se han contrastado con los obtenidos por Drillet et al. (2005). Se han utilizado los análisis basados en la climatología de Iorga y Lozier (1999), para la comparación tanto de la profundidad, como del hundimiento del núcleo salino de la MOW al Oeste del Estrecho de Gibraltar. Además, para las regiones cercanas a Gibraltar y a la costa Española (longitudes menores a 10° W), las comparaciones se han hecho también a partir de las observaciones y resultados del modelo de Basckeck et al. (2001) y de los resultados de Johnson et al. (2002).

**5.3.1. Intercambio de masas de agua a través del Estrecho de Gibraltar y corrientes asociadas.**

El tiempo en el que se estabiliza la circulación a lo largo del Estrecho es de aproximadamente 10 años de simulación. Tras ese periodo de tiempo se produce en el Estrecho de Gibraltar un flujo hacia el Oeste de aproximadamente  $0.8 \pm 0.07$  Sv. Dicho flujo es la fuente generadora de la MOW. Por encima de este flujo, se sitúa la MAW que se dirige hacia el Este con un transporte aproximado de  $0.9 \pm 0.2$  Sv. La figura 5.1 (a) muestra el flujo (Sv) en el Estrecho de Gibraltar a lo largo de 10 años de ejecución y la figura 5.1 (b) muestra el flujo medio mensual (Sv) a lo largo de 10 años. La curva roja muestra el volumen total del flujo hacia el Este (integrado a lo largo de todos los puntos que tienen flujo hacia el Este), mientras que la curva azul muestra el volumen total del flujo hacia el Oeste (integrado a lo largo de todos los puntos que tienen flujo hacia el Oeste). La curva verde es la suma total del transporte o el transporte neto a través del Estrecho.

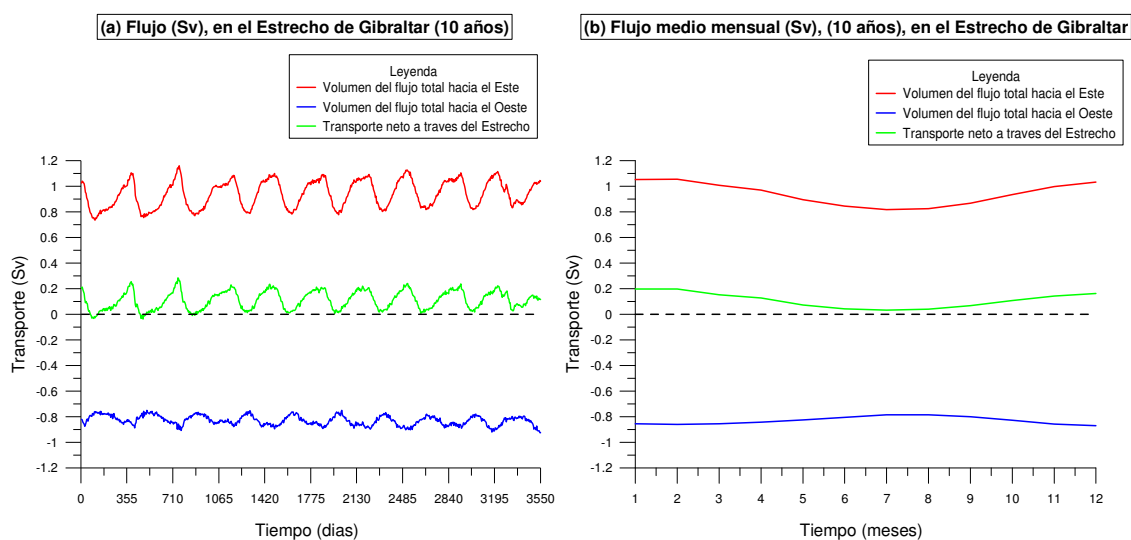


Figura 5.1. (a) Flujo (Sv) en el Estrecho de Gibraltar (10 años). (b) Flujo medio mensual (Sv), (10 años), en el Estrecho de Gibraltar.

Tal como puede apreciarse en la figura, y corroborando lo observado mediante medidas de campo, el transporte promediado hacia el Oeste es aproximadamente de 0,9 Sv y representa la fuente de la MOW. La suma del flujo medio (Figura 5.1, curva

verde), representa el total del flujo a través del Estrecho del Gibraltar hacia el Mar Mediterráneo, cuyo promedio a largo plazo sostiene el balance entre las fuentes de evaporación-precipitación y la descarga de los ríos (Dietrich et al., 2004b), y mantiene de esta forma el nivel de la superficie del Mar Mediterráneo. Los valores de la suma del flujo medio presentan un valor medio de 0.09 Sv, pero se puede observar que durante los meses de junio, julio y agosto alcanzan valores inferiores y próximos a 0.02 Sv. En la naturaleza esto se puede deber a ligeras oscilaciones del volumen de agua total del Mediterráneo.

Cabe destacar que a pesar de utilizar una aproximación *rigid-lid*, donde se excluye las fluctuaciones debidas a las mareas, el intercambio de la masa de agua promediada en el tiempo es coherente con lo obtenido a partir del intercambio calculado con marea por Bascheck et al. (2001), ( $0.81 \pm 0.07$  y  $-0.76 \pm 0.07$ ) y proporciona así una condición realista del flujo de la corriente de densidad MOW, en el Estrecho de Gibraltar.

Como ya se ha descrito en el capítulo 4 de este documento, la MAW cruza el Estrecho de Gibraltar hacia el Mar Mediterráneo y forma una capa superficial que se caracteriza por el aumento de salinidad debido a la evaporación y a la mezcla, con valores que van desde 36.5 en el Estrecho de Gibraltar hasta 38.0-38.3 en el Norte del Mar Mediterráneo occidental (ver capítulo 4, figura 4.16), y por una temperatura media por debajo de la capa de mezcla, de entre 14° y 15° C (figura 5.2). Esta temperatura concuerda con las observaciones realizadas por Millot, 1999 (14-15°C). La interfaz entre la MOW y la MAW en los resultados de la simulación numérica, se sitúa entre los 100 y los 200 m de profundidad. Dichos rangos coinciden con los observados por Tintoré et al. (1988), (50-200 m de profundidad).

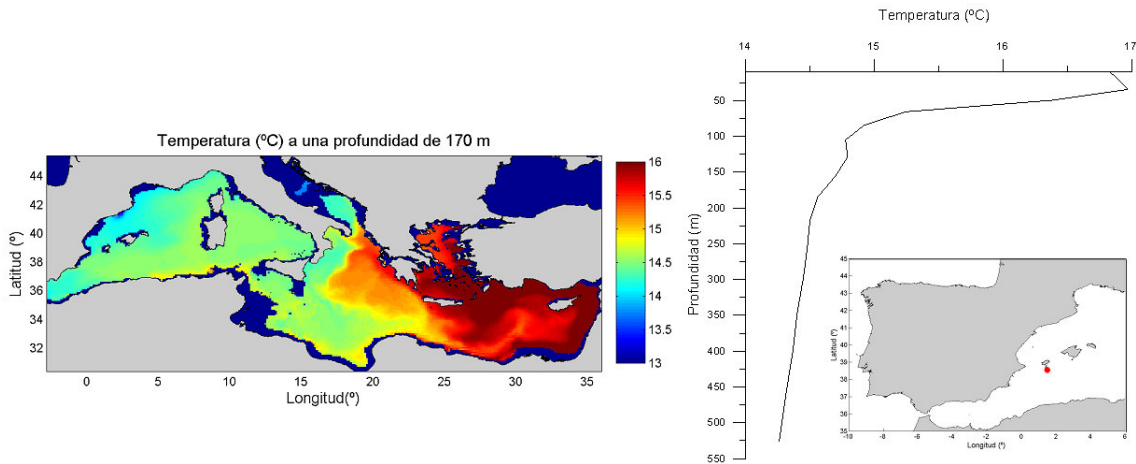


Figura 5.2. (a) Temperatura media mensual (°C) a 170 m de profundidad. (b) Perfil de Temperatura media mensual (°C) (37.8° N y 3.53° E).

En la figura 5.3 se muestra un transecto de la salinidad, en la zona más angosta del Estrecho de Gibraltar. Se puede apreciar cómo la interfaz entre la MOW y la MAW es más gruesa, más profunda y menos salada, en el extremo Oeste del Estrecho de Gibraltar (Bray et al., 1995).

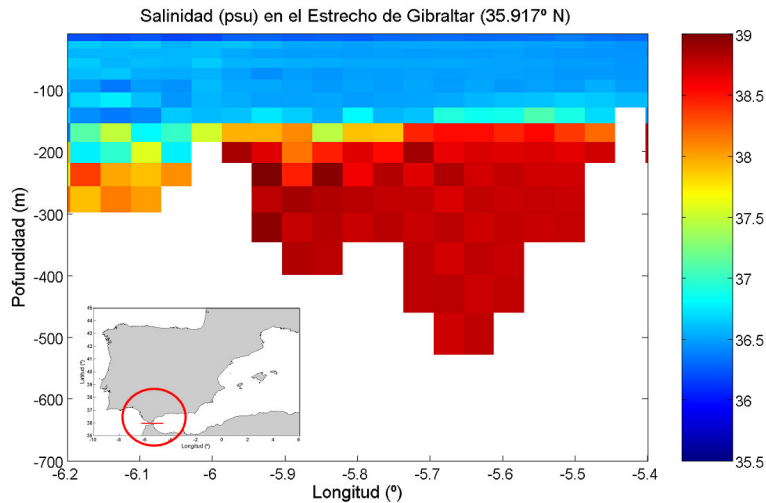
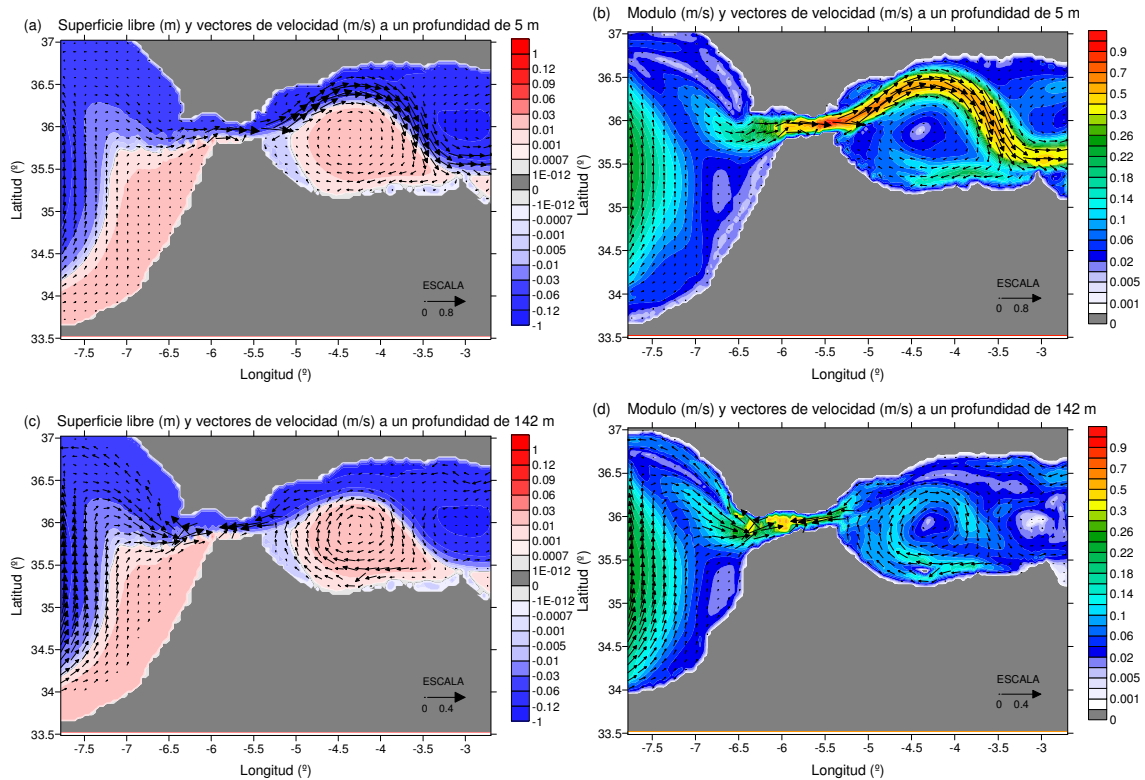


Figura 5.3. Salinidad en la parte más angosta del Estrecho de Gibraltar.

Las corrientes de densidad como la MOW, son corrientes baroclínicas. En el interior del océano, por debajo de los 100 m de profundidad aproximadamente y lejos de cualquier costa, las fuerzas de fricción se pueden despreciar y la circulación en estado estacionario se determina mediante el equilibrio entre la fuerza del gradiente de presión y la fuerza de Coriolis. Este equilibrio se conoce como flujo geostrófico.

Cuando la densidad del agua es constante y el flujo es geostrófico, es decir, existe un equilibrio entre el gradiente de presión y la fuerza de Coriolis, las partículas se mueven a lo largo de isóbaras (contornos de presión constante), con la presión mayor hacia su lado izquierdo en el hemisferio sur y hacia su lado derecho en el hemisferio norte. Puesto que la presión a cualquier profundidad está determinada por el peso de la columna de agua, las presiones mayores o menores corresponden a niveles mayores o menores del mar respectivamente. El flujo geostrófico, por lo tanto, está relacionado con la forma de la superficie del mar cuando la densidad del agua de mar no cambia. Sin embargo, si los gradientes de presión están determinados además de por la elevación de la superficie libre por la densidad y esta varía espacialmente, las líneas de corrientes no coinciden con las líneas de iso elevaciones de la superficie libre, sino que las cruzan. En la figura 5.4, se muestra la superficie libre (m) y los vectores de velocidad (m/s), (a), a 5 m (c), a 142 m (e), a 373 m y (g), a 739 m de profundidad y el módulo de la velocidad (m/s) y los vectores de velocidad (m/s), (b), a 5 m (d), a 142 m (f), a 373 m y (h), a 739 m de profundidad, obtenidos por el modelo MEDiNA.



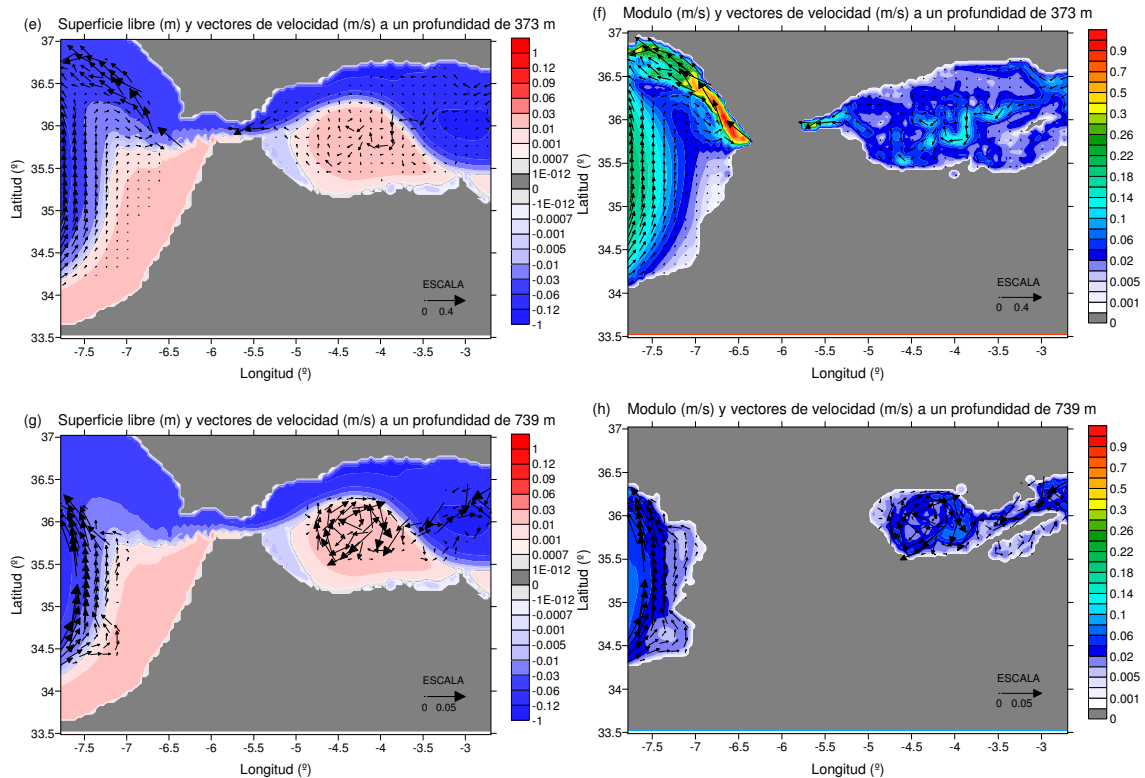
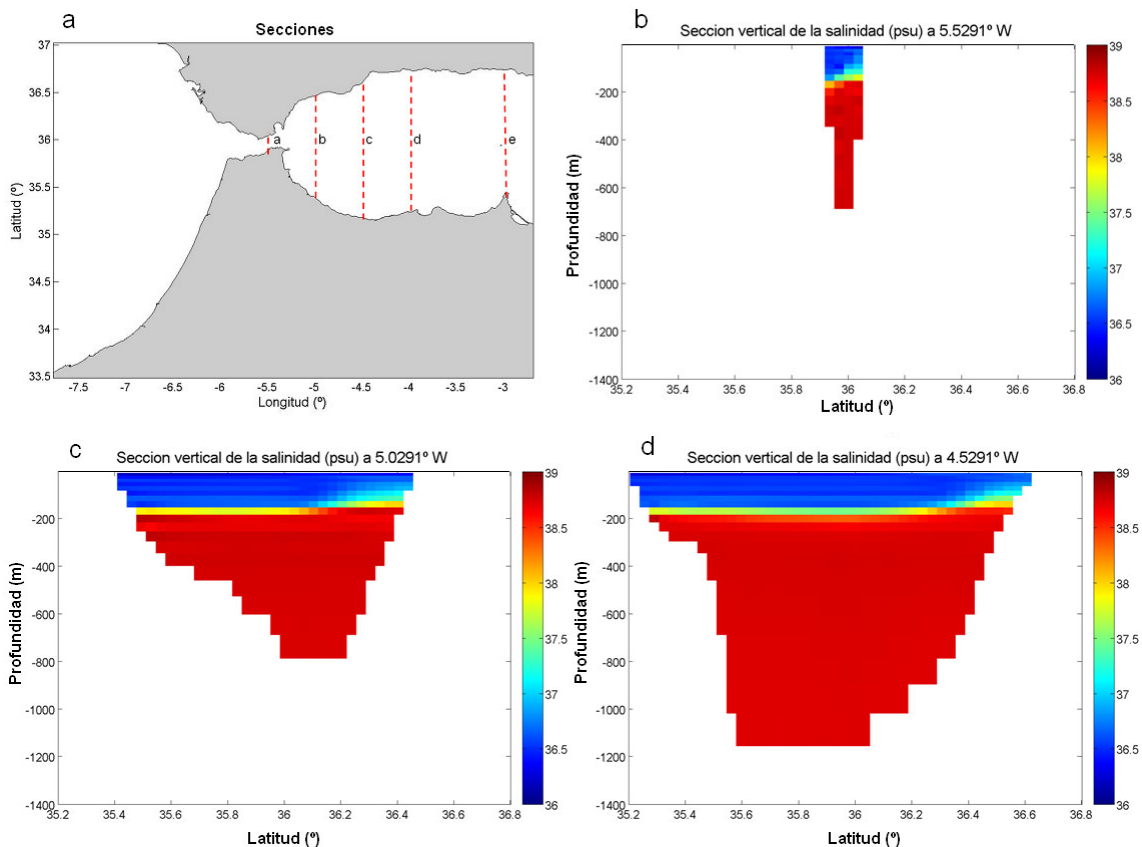


Figura 5.4. Superficie libre (m) y vectores de velocidad (m/s), a 5 m (a), 142 m (c), 373 m (e) y 739 m de profundidad (g) y módulo de la velocidad (m/s) y vectores de velocidad (m/s), a 5 m (b), 142 m (d), 373 m (f) y 739 m de profundidad (h).

Si se observan las figuras 5.4 a y b, se puede ver cómo el flujo que cruza el Estrecho se dirige hacia el Mar Mediterráneo, mientras que en las figuras 5.4 c y d, se puede apreciar cómo parte del flujo que cruza el Estrecho, tiene la dirección contraria que en la superficie y se dirige hacia el Océano Atlántico. En el resto de figuras, 5.4 e, f, g y h, no existe intercambio a través del Estrecho, pero el flujo que se sitúa a ambos lados, atraviesa los contornos de la superficie libre. En la zona Oeste del Estrecho el flujo es aproximadamente geostrófico en todos los niveles verticales, excepto en la capa límite superficial y en la del fondo, mientras que en el estrecho el flujo es ligeramente supergeostrófico (Viudez, et al. 1998). Por lo tanto, el hecho de que las corrientes crucen las isolíneas de superficie libre muestra que el flujo tiene una importante componente baroclínica. Todo esto confirma con más fuerza la inequívoca naturaleza de la MOW.

La zona oriental del Estrecho de Gibraltar se encuentra dominada por el delgado y somero flujo de la MAW, que se dirige hacia el Este y contrarresta los efectos de la MOW que fluye hacia el Oeste. En la figura 5.5 se muestran 5 transectos situados al Este del Estrecho de Gibraltar y en ella se puede ver claramente como la MAW se sitúa en las capas superficiales, mientras que el agua mediterránea ocupa las capas más profundas. La MAW presenta mayor salinidad en el transecto más oriental (ver figura 5.5 a) y mayor salinidad a medida que se produce la propagación de la MAW hacia el Mar Mediterráneo (ver figura 5.5.f). De la misma forma, y como ya se ha indicado tanto en el capítulo 4 de esta Tesis como en la figura 5.3 de este documento, la interfaz entre la MOW y la MAW se sitúa entre los 50 y los 200 m (Tintoré et al., 1988), y se hace menos gruesa a medida que la MAW se adentra en el Mediterráneo (Bray et al., 1995), (ver figura 5.5 e).



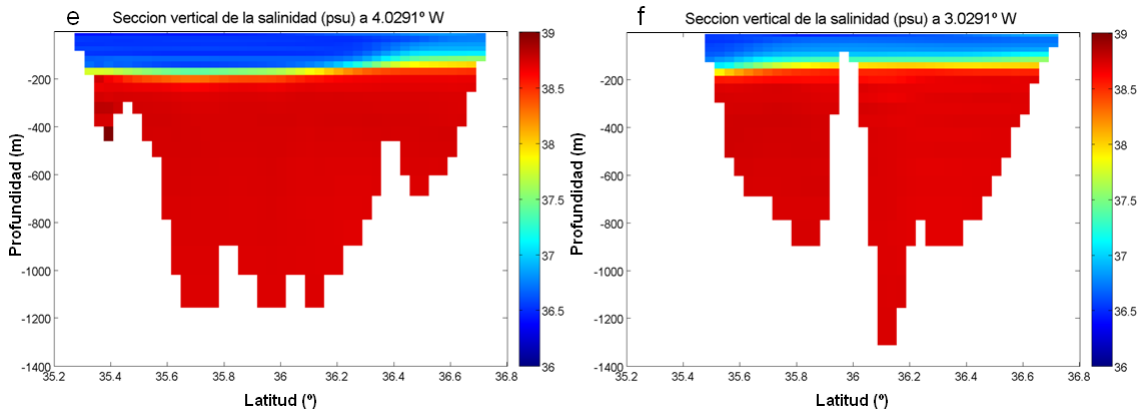


Figura 5.5. Secciones verticales de salinidad para 5 transectos del Estrecho de Gibraltar.

Durante la propagación de la MAW en el Mediterráneo, se forma un eddy anticiclónico característico del Mar de Alborán (en ocasiones pueden formarse dos). Dicho eddy se muestra a continuación en la figura 5.6, donde se puede ver el módulo de la velocidad superficial (m/s) en el Estrecho de Gibraltar y el Mar de Alborán.

La formación de este eddy anticiclónico de agua Atlántica modificada se produce en la malla del Estrecho, malla GIB, que presenta una resolución de  $1/24^\circ$ . La propagación de la energía de dicho eddy, se produce desde la malla GIB a la malla MED, que presenta una resolución de  $1/8^\circ$ . Esto muestra la capacidad que tiene el modelo MEDiNA para propagar las masas de agua y todas sus características a través de las mallas del dominio. Además, cabe destacar que todos los resultados que se han mostrado del intercambio de agua en el Estrecho de Gibraltar y su propagación, se han obtenido sin asimilación de datos. Esto indica que es la propia dinámica del flujo la responsable de los movimientos en esta zona.

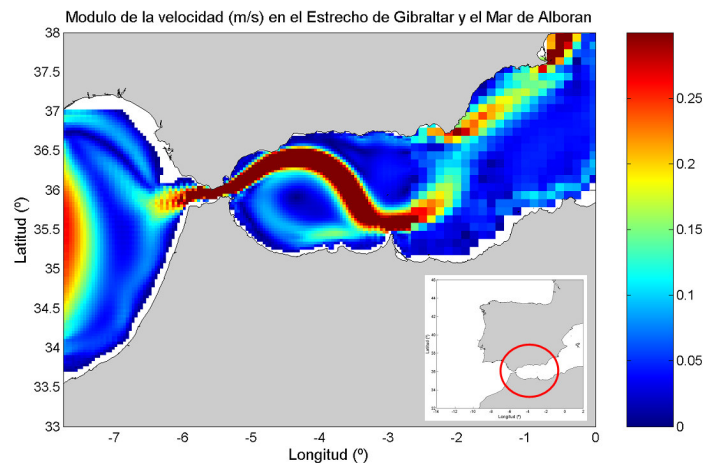


Figura 5.6. Modulo de la velocidad superficial (m/s) en el Estrecho de Gibraltar y el Mar de Alborán.

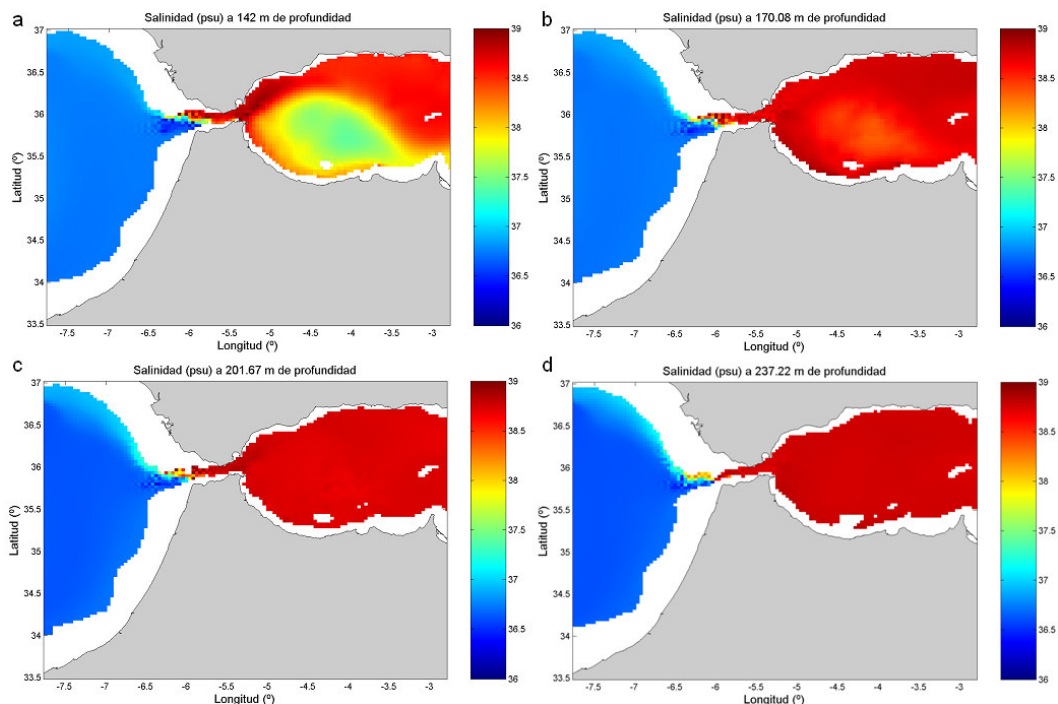


### 5.3.2. Hundimiento de la MOW hasta su profundidad de equilibrio y propagación en el Golfo de Cádiz

En la figura 5.7, se presenta la salinidad en el Estrecho de Gibraltar, en el mar Alboran y en el Golfo de Cadiz para diferentes profundidades, (a), a 142 m, (b), a 170.08 m, (c), a 201.67 m, (d), a 237.22 m, (e), a 277.22 m, (f), a 322.23 m, (g), a 372.8 m, (h), a 429.85 m, (i), a 493.96 m y (j), a 566.1 m.

En la figura 5.7 a, se puede observar el comienzo de la intrusión del agua mediterránea en el Océano Atlántico, ya que se puede ver cómo el agua con mayor salinidad atraviesa el Estrecho. En la secuencia de figuras 5.7 b, c, d y e, se advierte cómo penetra el agua mediterránea en el océano Atlántico. Si se observa el contorno superior izquierdo de dichas figuras, se puede ver también cómo se propaga hacia el Oeste pegada al contorno de la Península Ibérica.

En la secuencia de figuras 5.7 g, h, i, j, se puede ver cómo debido a la profundidad, no existe ya penetración de agua mediterránea en el Océano Atlántico, aunque se detecta claramente la señal de la MOW, ya que continua su propagación dentro del Océano Atlántico, como se puede percibir al observar el contorno superior izquierdo de dichas figuras.



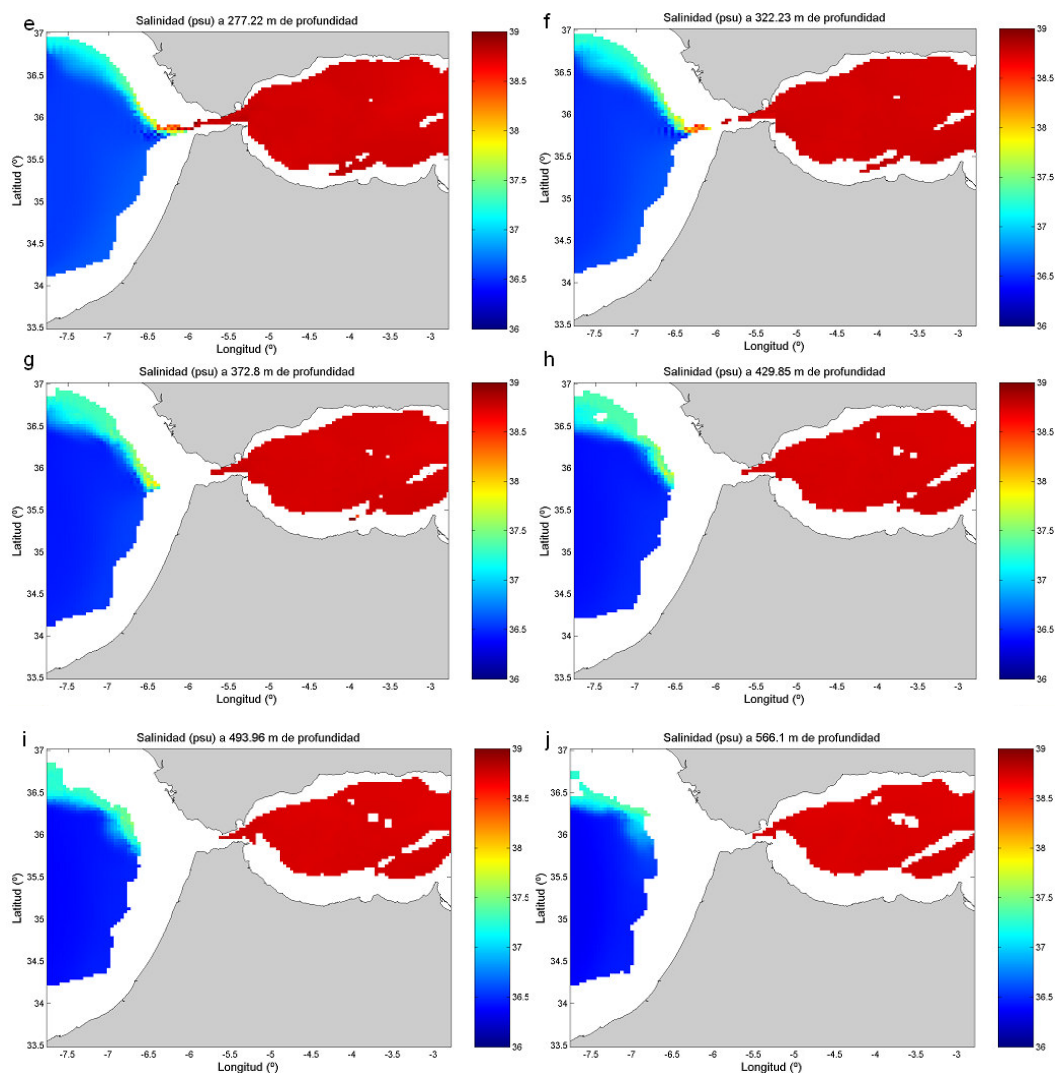


Figura 5.7. Salinidad en el Estrecho de Gibraltar para diferentes profundidades.

En la figura 5.8 se muestra las secciones verticales (a) de salinidad, (b) de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), (c) de la componente u de la velocidad (m/s) y (d), de la componente v de la velocidad (m/s) a una longitud de  $8.1875^{\circ}\text{W}$ . Esta longitud se encuentra en la malla IBE (malla del Atlántico con  $1/8^{\circ}$  de resolución), y se sitúa al Este, justo en la unión con la malla GIB de  $1/24^{\circ}$  de resolución.

En la figura 5.8 a, se puede observar como la MOW (rodeada por un círculo negro) aparece en la parte superior derecha de la figura, presenta valores superiores a 37 y se encuentra rodeada de agua con menor salinidad. De la misma forma, se puede observar en la figura 5.8 c la componente u de la velocidad. En la parte superior derecha de la figura aparecen valores negativos (mayores de  $0.30\text{ m/s}$ ), que indican que esa

masa de agua, la MOW (rodeada por un círculo negro) se está desplazando hacia el Oeste.

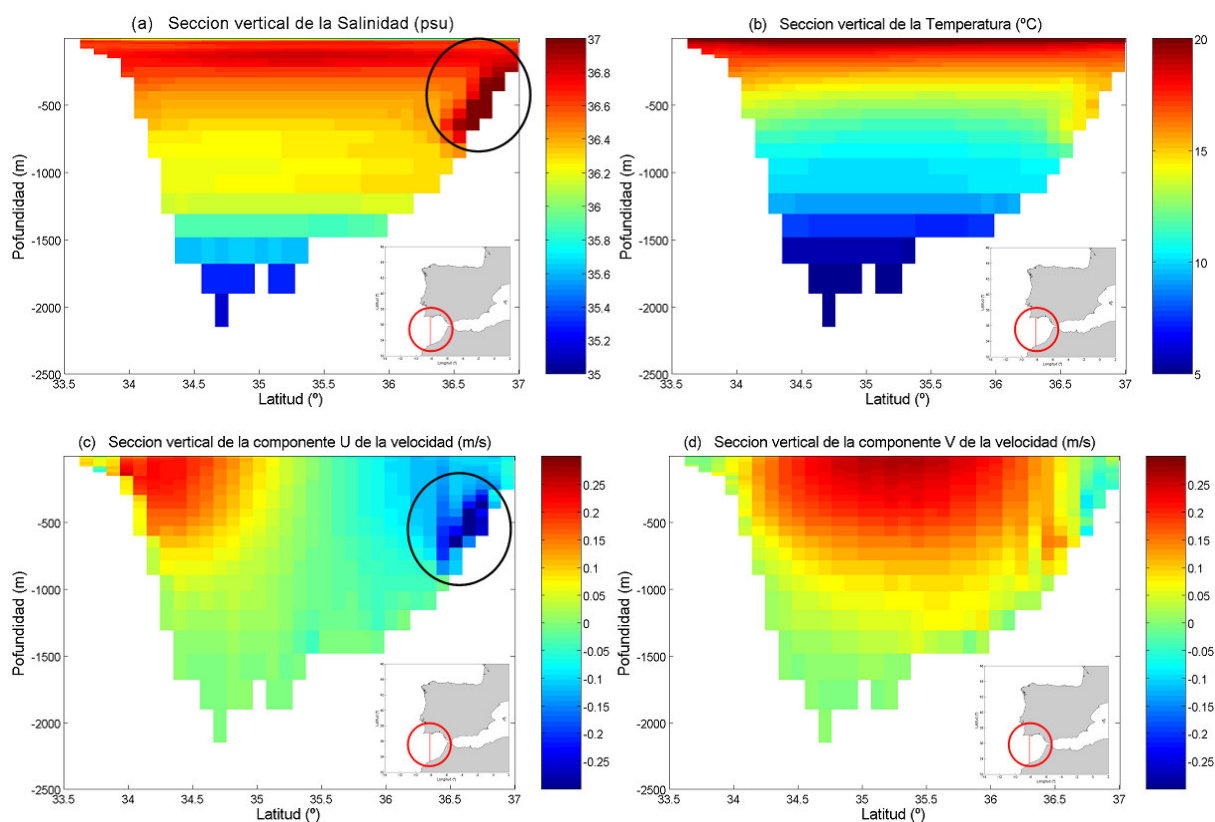


Figura 5.8. Secciones verticales de salinidad (a), temperatura (b), componente u de la velocidad (c) y componente v de la velocidad (d), a 8.1875 °W.

Johnson et al. (2002), compararon los resultados de su modelo (1/24° de resolución) con los resultados obtenidos de su campaña de campo (muestreó en la zona occidental del Estrecho de Gibraltar). En la figura 5.9 (que se corresponde con los resultados mostrados en la figura 3 del artículo de Johnson et al. (2002)) se muestra (a) la localización de las estaciones de muestreo, (b) la distribución vertical de la salinidad y velocidad a 8.25° W, obtenidas a partir de las medidas realizadas por Johnson et al., (2002) y (c) la distribución de la salinidad y velocidad a 8.25° W, obtenida por el modelo de Johnson et al. (2002).

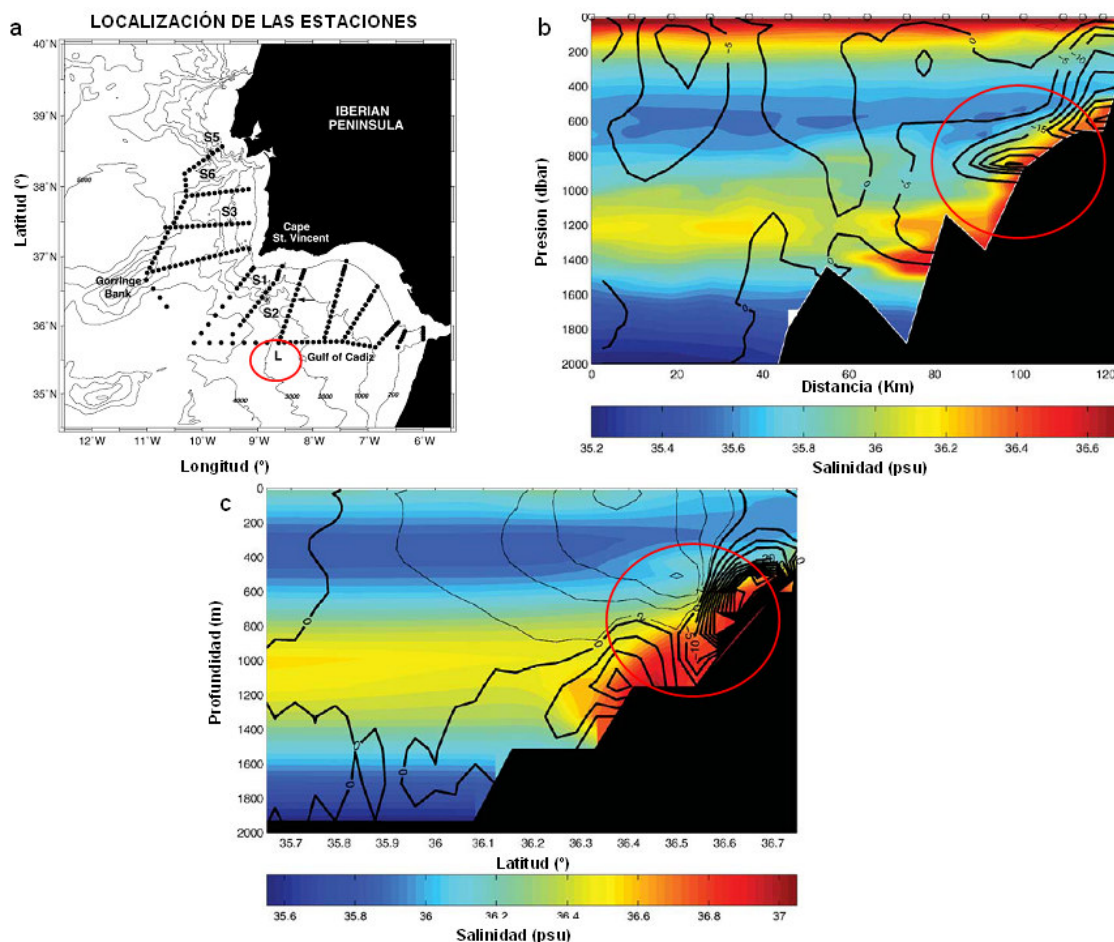


Figura 5.9 (a) Localización de las estaciones de muestreo. (b) Distribución vertical de la salinidad y velocidad a 8.25° W, obtenidas a partir de las medidas realizadas por Johnson et al., (2002). (c) Distribución de la salinidad y velocidad a 8.25° W, obtenida por el modelo de Johnson et al. (2002).

Estos resultados se han comparado con los proporcionados por el modelo MEDiNA a 8.25° W de longitud que se muestran en la figura 5.10.

En la figura 5.9 c, se puede ver cómo los resultados mostrados por Johnson et al. (2002) sitúan la MOW entre los 600 y los 1400 metros. En los resultados del modelo MEDiNA (figura 5.10), la MOW se sitúa aproximadamente a una profundidad entre 600 y 900 metros, presenta una salinidad entre 36.8 y 37 y se encuentra rodeada de agua de menor salinidad.

Los resultados del modelo MEDiNA son similares al modelo de Johnson et al. (2002), pero un poco mayores a los datos obtenidos a partir de las medidas realizadas por Johnson et al. (2002).

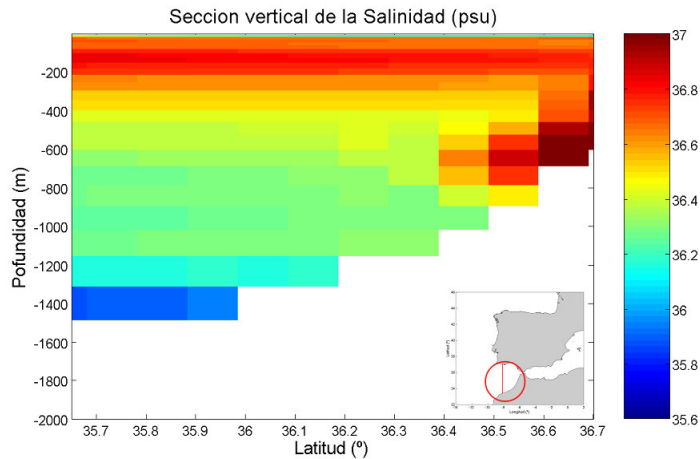
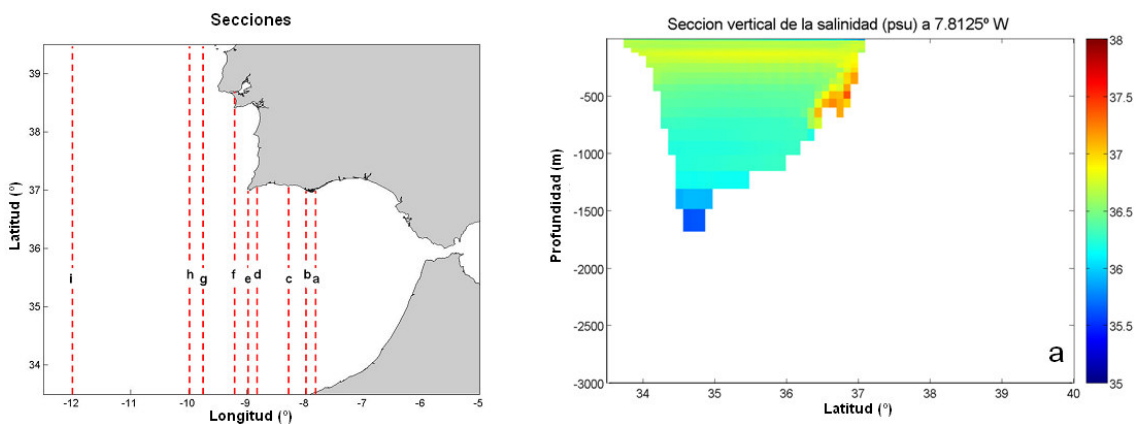


Figura 5.10. Distribución de la salinidad a 8.25° W, obtenida con los resultados del modelo MEDiNA.

En la figura 5.11, se muestran las secciones verticales de salinidad para nueve transectos situados en la parte occidental del Estrecho de Gibraltar (ver figura 5.11. Secciones). La MOW se desliza hacia el talud ibérico tal y como se puede observar en la secuencia de figuras (que van de la más oriental a la más occidental), se sitúa a una profundidad aproximada de entre 400 y 800 m en los primeros transectos (a, b y c), y presenta una salinidad menor cuanto más se propaga hacia el Océano Atlántico debido a la mezcla con el agua Atlántica. Si se observa la figura 5.11, se puede ver como en los transectos más occidentales (figura 5.11 f, g, h, e i), la MOW presenta una salinidad más baja que en los transectos más orientales situados al Oeste del Estrecho de Gibraltar y se sitúa a una profundidad aproximada de entre 800-1000 m (figura 5.11 a, b, c, d y e).





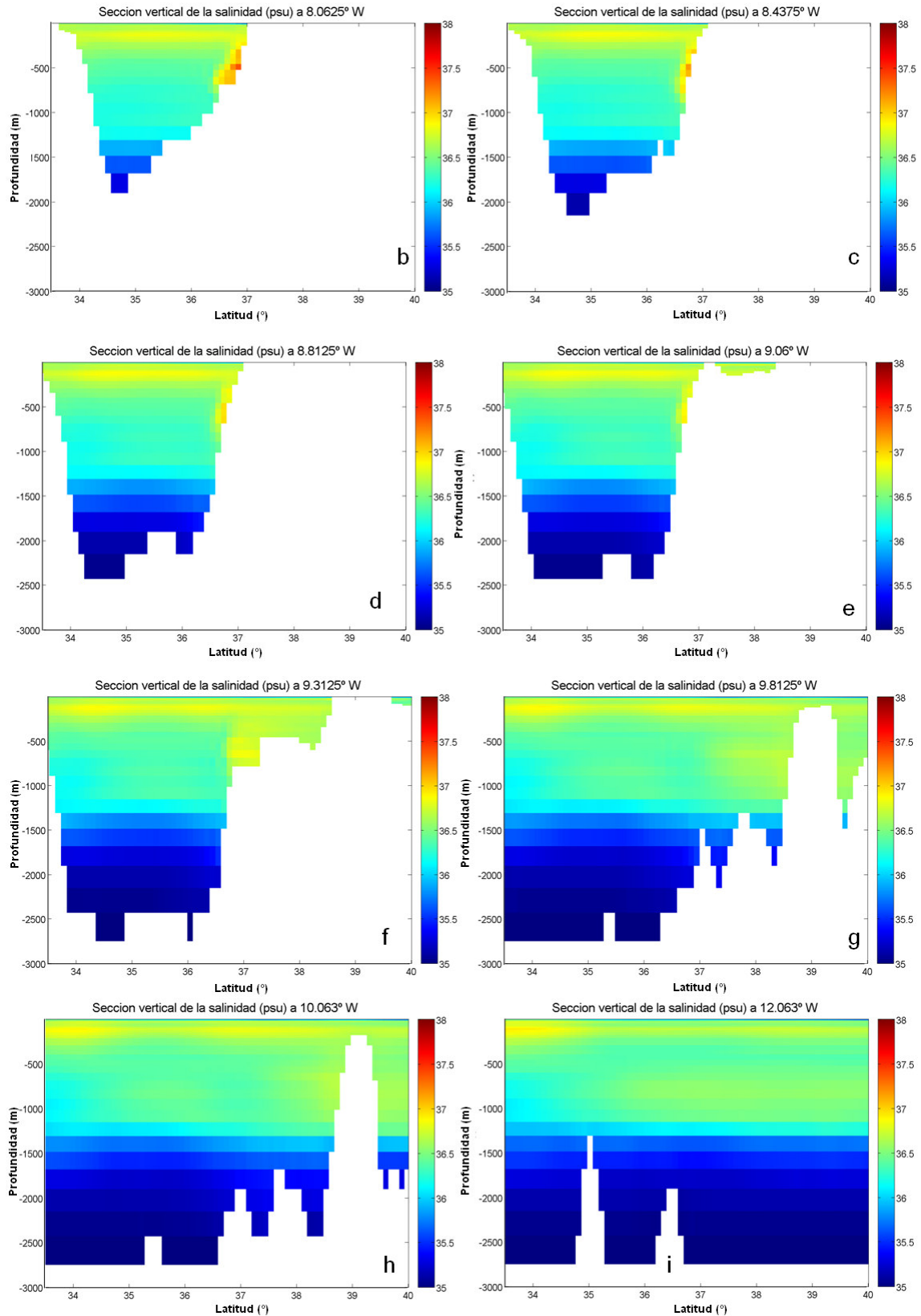
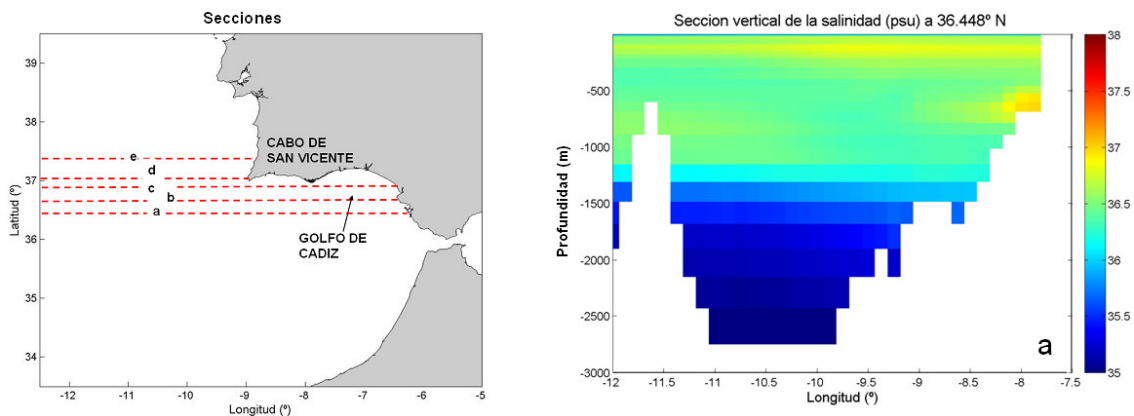


Figura 5.11. Secciones verticales de salinidad para 9 transectos al Oeste del Estrecho de Gibraltar.

Si se observa la figura 5.12, donde se muestra las secciones verticales de salinidad para 5 transectos longitudinales situados al Oeste del Estrecho de Gibraltar (entre el Golfo de Cádiz y el Cabo San Vicente), se puede apreciar la existencia de una elevación o meseta, situada entre los 300 y los 800 m y muy cercana a la costa.

La MOW interacciona y atraviesa dicho accidente geográfico, pero éste limita la rotación del flujo de la MOW y aunque continua propagándose se divide en dos ramas, una rama de flujo más somero que se propaga hacia el Norte, pegada al talud de la Península Ibérica y una rama de flujo más profundo que se propaga hacia el suroeste del Océano Atlántico debido a dicha interacción. Esta desviación hacia el suroeste genera un flujo intenso a lo largo del borde de la meseta, donde el arrastre producido por los contornos laterales genera una de cizalla con vorticidad relativa negativa, de tal manera que la vorticidad absoluta también es negativa. Esto hace que la vorticidad anticiclónica aumente y antes de que la MOW se propague hacia su profundidad de equilibrio, se desprendan eddies anticiclónicos de agua mediterránea, los MEDDIES (Drillet et al., 2005).

Los MEDDIES trasportan a través del Océano Atlántico agua con una alta densidad, rodeada de NACW (agua con menor densidad) y se han detectado a cientos de kilómetros de la fuente generadora (McDowell y Rossby, 1978; Drillet et al., 2005).



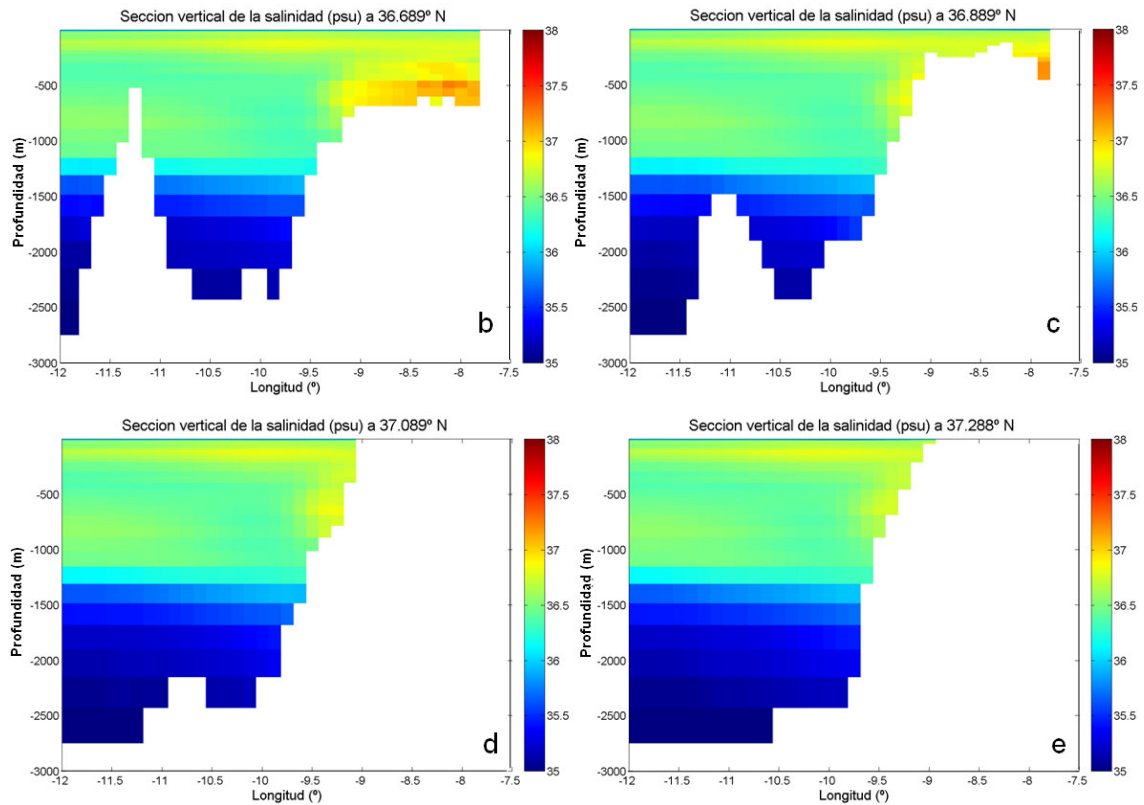


Figura 5.12. Secciones verticales de salinidad para 5 transectos longitudinales de la malla IBE.

La rama de flujo más somero de la MOW, gira en el Cabo San Vicente y se propaga hacia el Norte pegada al talud de la Península Ibérica. En este camino se mezcla con el NACW y por lo tanto se diluye parcialmente, pero su señal es evidente a lo largo de toda la costa Oeste de la Península Ibérica. Cuando llega a la esquina noroeste de la Península Ibérica gira hacia el Este y se propaga por todo el Golfo de Vizcaya.



### 5.3.3. Penetración de las aguas de la MOW en el Atlántico Norte.

Como se ha mostrado y descrito en el apartado anterior, la MOW se concentra a una profundidad de equilibrio cercana a los 1000 m en el Océano Atlántico. Esto se hace evidente también en la figura 5.13, donde se muestra la Sección vertical de la salinidad a 43° N (a) resultados del modelo MEDiNA, (b), resultados de la climatología GDEM (Generalized Digital Environmental Model), proporcionada por U.S. Navy y que presenta una resolución de 1/4°.

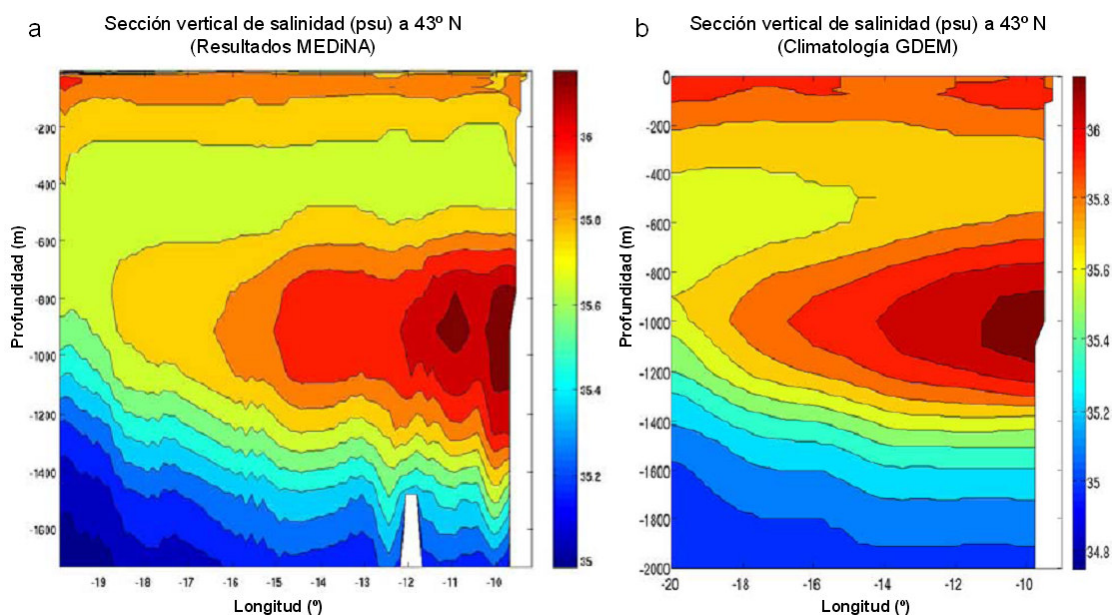


Figura 5.13. Sección vertical de la salinidad a 43° N (a) resultados del modelo MEDiNA, (b), resultados de la climatología GDEM

Los resultados obtenidos de la MOW, muestran una gran coherencia tanto en su hundimiento, como en la dilución y en la propagación. La isolinia 35.8 penetra a 16° W en la climatología GDEM y a 18° W en el modelo. El espesor del núcleo con la salinidad más alta, se sitúa a una profundidad de 800 m para GDEM y de 780 m para el modelo a 10° W. La profundidad media para el núcleo es de 1000 m en la GDEM y de 950 m en el modelo.

La figura 5.14 muestra tres secciones verticales de la media anual de la salinidad en el Golfo de Vizcaya a una longitud de (a), 7.862° W (b), 6.0562° W y (c), 3.4937° W. Tal y como se puede observar, la MOW penetra en el Golfo de Vizcaya y en el transecto más occidental se sitúa sobre los 1000 m con una señal clara mientras que en

el transecto más oriental (c), se sitúa sobre los 950 m. A lo largo de las tres secciones verticales que se muestran en la figura 5.14, se puede ver como la MOW presenta salinidades que van desde 36.2-36.4. Estos valores de salinidad están por encima de los valores dados por la bibliografía de la zona. Gonzalez-Pola et al. (2005) muestran que la MOW en el Golfo de Vizcaya presenta un valor aproximado de salinidad de 37.8.

El modelo MEDiNA, sobrestima por tanto la salinidad en el Golfo de Vizcaya. Esto puede ser debido en parte a la condición inicial impuesta, ya que la climatología WOA05 que se utiliza como condición inicial de temperatura y salinidad (ver capítulo 3) en la zona del Golfo de Vizcaya, presenta valores hasta un 4% superiores ([http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA05/pr\\_woa05.html](http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA05/pr_woa05.html)), a los dados por la bibliografía (Gonzalez-Pola et al., 2005; Somavilla et al., 2009).

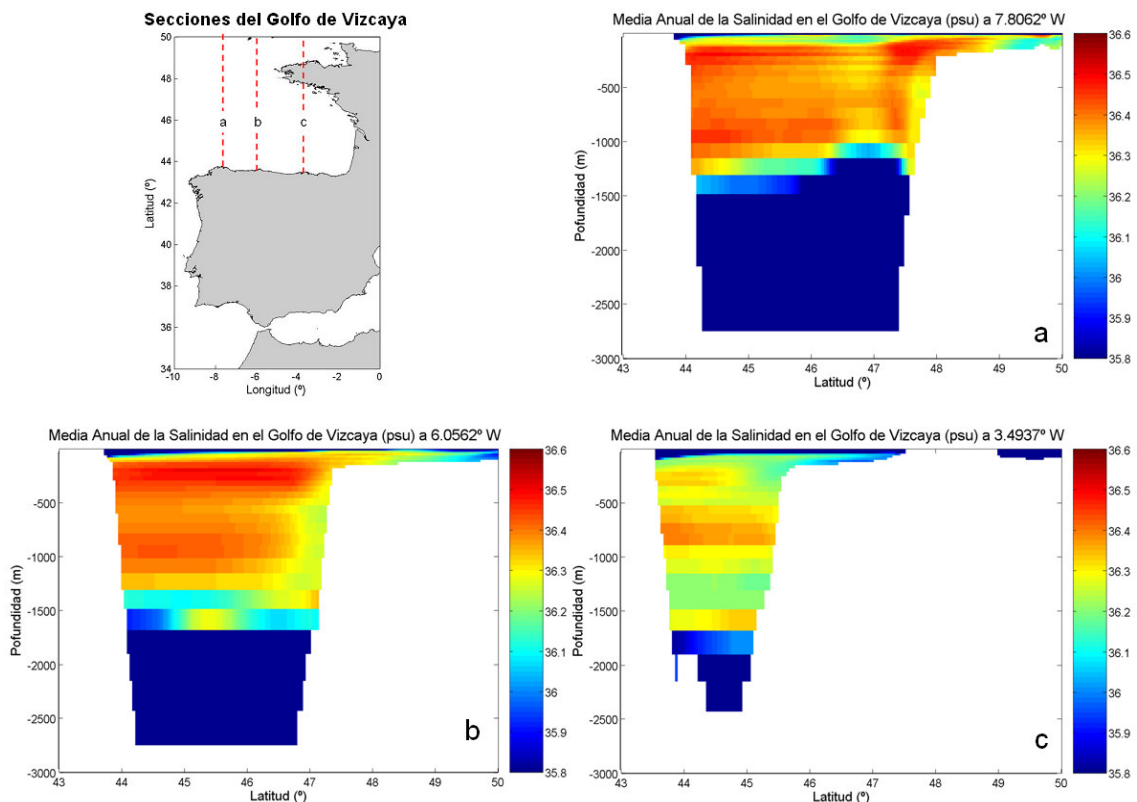


Figura 5.14. Secciones verticales de la media anual de salinidad en el Golfo de Vizcaya (a), a 7.862° W (b), a 6.0562° W y (c), a 3.4937° W.

En la figura 5.15 se muestra la sección vertical de la salinidad a 46.06° N, obtenida por Iorga y Lozier (1999) (Figura 15 a de su artículo), donde se pueden ver las

características de la MOW en el interior de Golfo de Vizcaya. La profundidad media a la que se sitúa la MOW a esa latitud es de aproximadamente 1000 m.

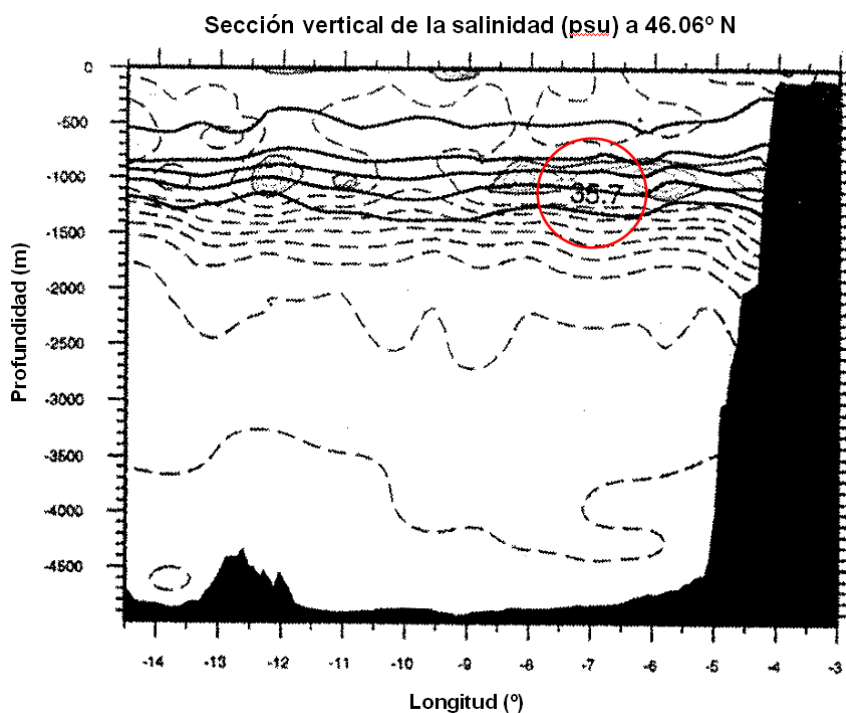


Figura 5.15. Sección vertical de la salinidad a 46.06° N, obtenida por Iorga y Lozier (1999) (Figura 15 a de su artículo).

Por último, se comparan los resultados con los obtenidos por el modelo numérico de Drillet et al. (2005), que utilizó para su estudio viento diario (ECMWF, desde 1998 a 2002), una resolución media de unos 5 Km, 43 niveles verticales y asimilación de datos en la climatología del Golfo de Cádiz para mejorar así el correcto hundimiento de las masas de agua. El núcleo salino definido por la isolínea 35.8, se encuentra a 850 m de profundidad y su espesor a 10° W, es de 700 m (frente a los 1000 m y 780 m de profundidad respectivamente, del núcleo y espesor del modelo MEDiNA).

Iorga y Lozier (1999) y Drillet et al. (2005) señalaron tras sus observaciones que parece haber múltiples señales de agua de la MOW en mitad del océano Atlántico, y que éstas varían con la longitud. En la figura 5.16 se muestra las secciones transversales de la velocidad longitudinal,  $U$ , y la salinidad,  $S$ , a lo largo de 15°W. A esta longitud, el flujo es relativamente libre desde las inmediatas influencias de la topografía costera de

la costa de la Península Ibérica y da a conocer el hundimiento principal de la MOW en el Norte del Atlántico.

Tanto Iorga y Lozier (1999) (figura 11b de su artículo) como Drillet et al. (2005) (su figura 4b de su artículo) muestran resultados muy similares para la salinidad a 15° W. En la figura 5.16 a se muestran los resultados para el primero de ellos y en la figura 5.16 b, para el segundo.

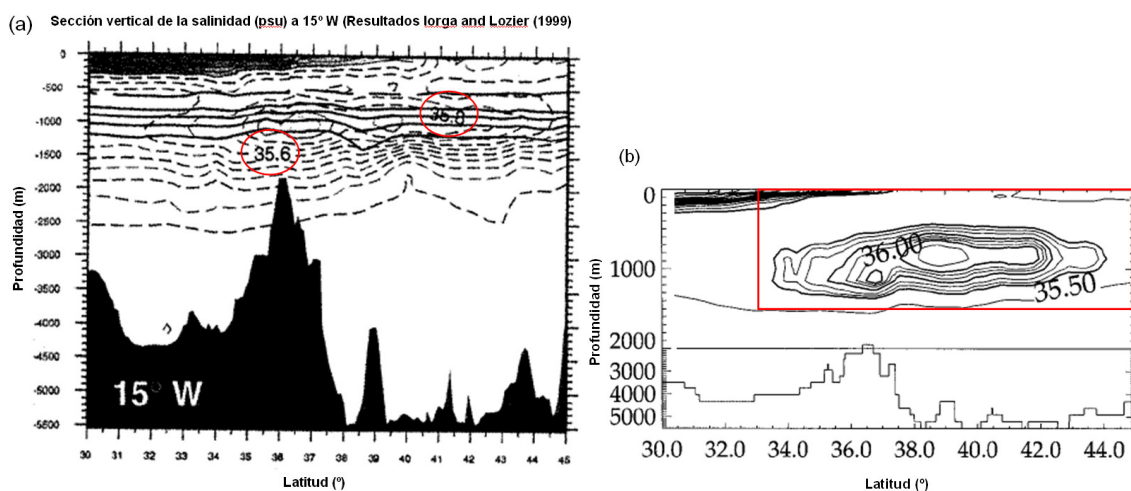


Figura 5.16. (a) Sección vertical de la salinidad a 15° W, obtenida por Iorga y Lozier (1999), (Figura 11 b de su artículo). (b) Sección vertical de la salinidad a 15° W, obtenida por Drillet et al. (2005), (Figura 4a de su artículo).

La principal diferencia entre las figuras 5.16 a y 5.16 b, se puede ver en los resultados mostrados por la figura 5.17. En ella se presentan los resultados del modelo MEDiNA para la sección vertical de la salinidad a 15° W. Se pueden observar 3 chorros, definidos por la isolinia 36.2, centrada en 950 m de profundidad para las latitudes 36.7° N, 39.2° N y 43.4° N respectivamente. En la figura 5.16 a, mostrada por Iorga y Lozier (1999), aparecen dos chorros centrados a 1000 m de profundidad. El primero de ellos a 36.6° N, aparece bien definido y parece fuerte, el segundo a 39.2° N, parece bastante débil. Estos se corresponden con los dos chorros situados al Sur presentes en la figura 5.17.

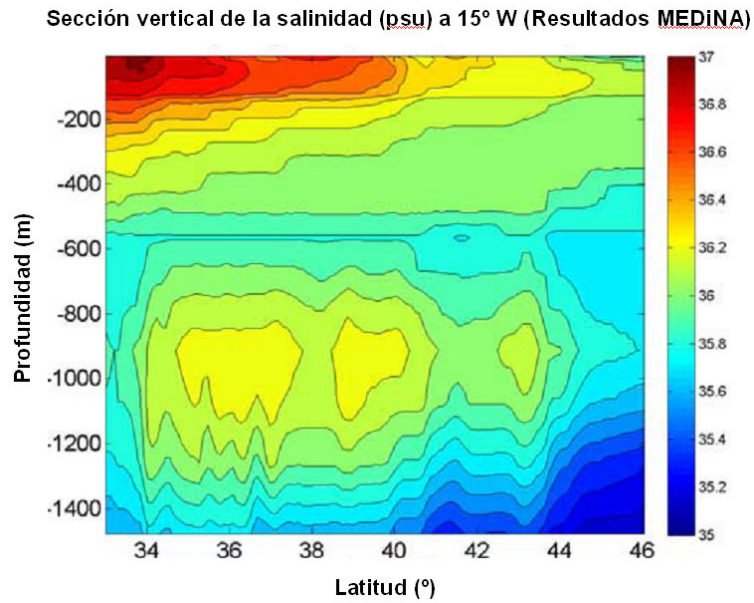


Figura 5.17. Sección vertical de la salinidad a 15° W, obtenida por el modelo MEDiNA.

En la figura 5.16 b de Drillet et al. (2005), (recuadro rojo), aparece un chorro definido por la isolinea 36.2 y centrado a 850 m de profundidad a 39.8° N de latitud. Esto se corresponde con el chorro mostrado en la figura 5.17 y centrado a 39.2° N de latitud. De hecho, estos tres chorros aparecen también en los resultados de Drillet et al. (2005) (recuadro rojo) y en la media anual de la simulación realizada utilizando el modelo MEDiNA; esto sugiere que no son MEDDIES transitorios, sino manifestaciones (hacia el oeste) de un fenómeno advectivo más permanente, aunque probablemente fluctuante en cuanto a su ubicación con respecto a la latitud y profundidad, y en magnitud (intensidad), con respecto a la longitud.

## **5.4. Resumen y conclusiones**

Para realizar la simulación del flujo de agua mediterránea saliendo hacia el Océano Atlántico, *Mediterranean Overflow Water* (MOW), se han unido las cuencas del Mar Mediterráneo y del Océano Atlántico Norte a través del Estrecho de Gibraltar, y los resultados obtenidos se muestran acordes con los datos proporcionados por la bibliografía existente en dicha zona.

La MOW se sitúa aproximadamente a una profundidad de equilibrio de 1000 m en el Golfo de Cádiz, fluye alrededor de la Península Ibérica así como del Golfo de Vizcaya y el hundimiento de su núcleo (con una salinidad mayor de 37.1) se produce a 18° W. De esta manera se demuestra que tiene la capacidad de propagarse tanto en una malla de 1/8 de grado de resolución que comprende la zona Este del Atlántico Norte, como en una malla de un 1/16° de resolución, como la malla que engloba el Golfo de Vizcaya.

La MAW se propaga desde el Océano Atlántico hacia el Este y forma un giro anticiclónico en la parte occidental del Mediterráneo. La tasa de intercambio obtenida es de  $0.9 \pm 0.2$  Sv para el flujo de la MAW y  $0.8 \pm 0.07$  Sv para el flujo de la MOW.

En este estudio también se ha puesto de manifiesto que la MOW interacciona con una elevación o meseta en su camino hacia el Océano Atlántico, que provoca la división del flujo de la MOW en dos ramas. Tal como se muestra a lo largo de todo el capítulo, la MOW se sitúa cerca del nivel de equilibrio en todas las direcciones. Por lo tanto, los resultados de la simulación se muestran acordes con las observaciones de la bibliografía (incluso en el punto más angosto del Estrecho de Gibraltar). El modelo MEDiNA, sobrestima los valores de salinidad en el Golfo de Vizcaya. Esto puede ser debido en parte a la condición inicial impuesta, ya que la climatología WOA05 que se utiliza como condición inicial de temperatura y salinidad (ver capítulo 3) en la zona del Golfo de Vizcaya, presenta valores superiores a los dados por la bibliografía y será por tanto objeto de futuras líneas de investigación implementar el modelo con una climatología más precisa del Golfo de Vizcaya.

Se ha demostrado que un modelo de coordenadas-z es perfectamente capaz de resolver la dinámica multi-cuenca sin asimilación de datos y se ha demostrado también que la configuración actual del modelo, es capaz de mantener la intensidad de las corrientes sin una excesiva dilución, lo que permite el modelado detallado de todas las características de las corrientes de densidad.

Por lo tanto, a partir de los resultados obtenidos se ha conseguido explicar la idea errónea que hasta ahora se tenía de los modelos-z: se pensaba que no eran capaces de modelar adecuadamente las corrientes de densidad, como por ejemplo la MOW. Esta idea se basó en una conclusión prematura, ya que se hizo en base a diversos estudios incompletos de modelos-z que se estaban desarrollando en un momento dado como los realizados por Johnson et al., (2002); Dietrich et al. (2004); Legg et al. (2005); Drillet et al. (2005) y Tseng and Dietrich, (2006). Hoy día se ha demostrado que los modelos-z son capaces de simular con bastante precisión las corrientes de densidad (Dietrich et al., 2008).

Además, debido a la correcta simulación del transporte de la MOW se hace posible abordar la dinámica a largo plazo de los efectos (escala de tiempo de décadas o siglos) de la MOW sobre las masas de agua. Dentro de estos efectos se incluye la evolución de las propiedades de las masas de agua del dominio de estudio y para ello se deberá tener en cuenta en futuros trabajos las fuentes naturales de los ríos, la precipitación y evaporación natural, en vez de que dichas fuentes sean derivadas de la climatología, como es el caso de este estudio.

