



UNIVERSIDAD DE MÁLAGA
Departamento de Física Aplicada II

**DISTRIBUCIÓN Y CIRCULACIÓN DE MASAS DE AGUA
EN EL GOLFO DE CÁDIZ. VARIABILIDAD INDUCIDA
POR EL FORZAMIENTO METEOROLÓGICO**

TESIS DOCTORAL

FRANCISCO CRIADO ALDEANUEVA
MÁLAGA, 2004

UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

DEPARTAMENTO DE FÍSICA APLICADA II

Distribución y Circulación de Masas de Agua en el Golfo de Cádiz. Variabilidad Inducida por el Forzamiento Meteorológico

Memoria presentada por Francisco Criado Aldeanueva
para optar al grado de Doctor por la Universidad de Málaga

DIRECTOR

Dr. D. Jesús Manuel García Lafuente
Catedrático de Escuela Universitaria
Universidad de Málaga

Málaga, 2004

D. Jesús Manuel García Lafuente, Catedrático de Escuela Universitaria del Departamento de Física Aplicada II adscrito a la E.T.S.I. Telecomunicación de la Universidad de Málaga

Certifica:

Que el trabajo recogido en la presente memoria, titulada “Distribución y Circulación de Masas de Agua en el Golfo de Cádiz. Variabilidad Inducida por el Forzamiento Meteorológico”, presentada por D. Francisco Criado Aldeanueva, ha sido realizada bajo mi dirección y tiene, a mi juicio, contenido científico suficiente, de lo que informo favorablemente en orden a su presentación y defensa para optar al grado de Doctor por la Universidad de Málaga.

Málaga, Setiembre de 2004

Fdo: Jesús M. García Lafuente

La presente Tesis Doctoral ha sido realizada gracias a la concesión de una Beca de Formación de Profesorado Universitario (FPU) del Ministerio de Educación (Referencia AP2000-3951) en el Departamento de Física Aplicada II de la Universidad de Málaga. El trabajo se ha llevado a cabo dentro del Grupo de Oceanografía Física de la Universidad de Málaga (Grupo RNM 137 del Plan Andaluz de Investigación).

Esta memoria ha sido realizada en el marco del Proyecto CICYT MAR99-0643-C03 “Distribución y Dinámica de Plancton y Seston en el Golfo de Cádiz: Escalas de Variabilidad y Control por Procesos Físicos y Biológicos”. Agradezco su colaboración a los investigadores principales de los distintos subproyectos, Dr. Javier Ruiz Segura y Dr. Valeriano Rodríguez Martínez, así como a todos los que hicieron posible la realización de la campaña GOLFO 2001.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quiero agradecer a mi Director, Dr. Jesús García Lafuente, su dedicación y buen hacer para llevar a cabo este trabajo. Las numerosas facilidades recibidas, desde su cariñosa acogida hasta sus acertados comentarios y concienzudas revisiones, pasando por una excepcional comprensión de mi atípica situación, han hecho posible una feliz llegada a buen puerto.

Mención especial también para Juan Miguel Vargas, de quien he recibido una inestimable y generosa ayuda en mis primeros (y no tan primeros) pasos. Mi agradecimiento más sincero, no sólo por la realización de algunas tareas, como la batería de programas de tratamiento previo de la información y la puesta en marcha del software de interpolación, que debieran haberme correspondido a mí, sino por el día a día que hemos compartido puerta con puerta.

Y, ya de puertas para adentro, Jorge Del Río, con la D bien grande, que no se diga. *Merci beaucoup pour avoir été un si bon collègue* (hala, ahora mira a ver si con tu guía rápida de conversación eres capaz de traducirlo o tenemos que llamar a Lucía a ver qué hay de comer). La verdad que he tenido la suerte de contar, además de con un manual de MATLAB en tiempo real (gracias especiales por el entorno gráfico), con un auténtico lujo de persona que ha hecho mucho más llevadero el trabajo diario.

Como decía sir Isaac Newton: “Si pude ver más alto que los demás hombres, fue porque gigantes me alzaron en sus hombros”. No puedo suscribir la primera parte de la frase, pero desde luego que, haya llegado donde haya llegado, ha sido gracias al apoyo de las anteriores personas.

También estoy profundamente agradecido a todo el personal del Departamento de Física Aplicada II, que me han facilitado las tareas docentes y me han acogido con su habitual cordialidad y simpatía.

Muchas son las personas con las que he compartido estos años de trabajo. Desde los más veteranos como Paco, Tarek o Javier (gracias especiales por los primeros pasos con SURFER y la campaña de Sicilia y por la base de datos ADCP que “heredé” de ti) hasta los más nuevos como el prometedor Antonio. Sin olvidarme de mis compañeros de Laboratorio, Paco (Kaballita), Sergio (Truki), Bernardo, Ilde, Miguel, o el gran Michel, que me recuperó el disco duro cuando creí que se había echado a perder todo el trabajo. Nos vemos en Rivendel.

Tampoco quisiera olvidarme de personas que, en momentos concretos de especial importancia, me prestaron su ayuda. Tinaka, con los primeros pasos con MATLAB, Aleks con el tratamiento de las figuras y la puesta a punto del ordenador, o Lucas, con ese formateo del disco duro que dejó el ordenador de mi casa como un bólido. Muchas gracias a todos.

En el plano más personal, suele aprovecharse también este espacio para dejar constancia del agradecimiento a familiares, amigos, etc. Pero unas frías líneas no me parece el lugar adecuado para escribir mi agradecimiento y mi cariño a mis padres, a mi abuela, a Mariló, al resto de mi familia y a mis amigos. Pobre agradecimiento sería si no soy capaz de escribirselo día a día en su corazón.

A Valentín Aldeanueva,
mi abuelo

*Porque la única muerte es el olvido,
tu siempre vivirás conmigo*

A mis padres

PRÓLOGO

Es posible que el Golfo de Cádiz sea la región de la que menos conocimiento se tiene de cuantas rodean a la Península Ibérica. La idea de rellenar esta laguna de conocimiento era prioritaria en el proyecto GOLFO 2001, en el que se enmarca esta memoria. En concreto, el subproyecto 1 “Circulación y Distribución de Masas de Agua en el Golfo de Cádiz. Procesos Físicos de Mesoescala” tenía por objetivo analizar los procesos hidrodinámicos y la variabilidad de mesoescala de los mismos para inferir su posible influencia sobre los procesos biológicos en la zona. A lo largo de los capítulos de esta memoria se intenta dar respuesta a éstas y otras cuestiones que han ido surgiendo durante el desarrollo de la misma.

En el capítulo primero, se realiza una recopilación de los resultados más relevantes existentes sobre el Golfo de Cádiz, tanto en su circulación superficial, como profunda.

En el capítulo segundo, eminentemente metodológico, se describe el conjunto de datos empleados, así como algunas técnicas de tratamiento de los mismos.

El capítulo tercero es un resumen de las condiciones meteorológicas durante la campaña GOLFO 2001 y de los resultados del modelo NIVMAR de predicción del nivel del mar. La variación de las condiciones meteorológicas, en particular el régimen de vientos, se propone como mecanismo de forzamiento de la variabilidad encontrada en algunas estructuras hidrodinámicas.

El capítulo cuarto es un estudio de la mejor elección de la superficie de no movimiento para los cálculos geostróficos. Se estudia la sensibilidad de los resultados obtenidos para las corrientes y transportes geostróficos en función de la profundidad de referencia y se propone escoger aquella que maximice el transporte de entrada hacia el Estrecho de Gibraltar.

El capítulo quinto es una descripción detallada de las principales estructuras hidrodinámicas detectadas en la región exterior del Golfo de Cádiz en la primavera de 2001, para lo que se ha tomado como referencia la campaña de macroescala y se ha trabajado, fundamentalmente, con la aproximación geostrófica.

El capítulo sexto se dedica al estudio de la variabilidad de las anteriores estructuras en respuesta al forzamiento meteorológico. El cambio en el régimen de vientos, de Ponientes en la mesoescala 1 y macroescala a Levantes en la mesoescala 2, ha permitido estudiar la respuesta de las diferentes estructuras a partir de datos *in situ*.

El capítulo séptimo se centra en la región de la plataforma y talud continental, donde la aproximación geostrófica puede no ser válida. Para el estudio de la circulación en esta región y de la variabilidad de las estructuras más notables, se ha recurrido al conjunto de datos de ADCP.

Finalmente, se incorporan dos breves apéndices. El primero sobre un entorno gráfico de usuario en MATLAB y el segundo es un breve compendio sobre cuestiones de estabilidad en el océano.

ÍNDICE DE CONTENIDOS:

CAPÍTULO 1: EL GOLFO DE CÁDIZ. UNA RETROSPECTIVA HISTÓRICA

1.1.- Marco geográfico	1
1.2.- Masas de agua en el Golfo de Cádiz	3
1.3.- Los contornos abiertos del Golfo de Cádiz	6
1.3.1.- Circulación en el Océano Atlántico Norte: contorno occidental	6
1.3.2.- El Estrecho de Gibraltar: contorno oriental	9
1.4.- La circulación superficial en el Golfo de Cádiz	12
1.4.1.- Introducción	12
1.4.2.- Observaciones hidrográficas <i>in situ</i>	12
1.4.3.- Registros hidrográficos históricos	16
1.4.4.- Datos meteorológicos e imágenes satélite	19
1.4.4.a.- <i>Las primeras observaciones</i>	19
1.4.4.b.- <i>Evolución estacional</i>	22
1.4.4.c.- <i>Últimas observaciones combinadas meteorología-satélite</i>	24
1.4.4.d.- <i>La contribución del análisis de modos empíricos ortogonales</i>	29
1.5.- Circulación profunda en el Golfo de Cádiz	34
1.5.1.- Caracterización de la vena de Agua Mediterránea. Propiedades y localización	34
1.5.2.- Variabilidad del chorro Mediterráneo de salida en el Golfo de Cádiz	39
1.5.3.- Formación de meddies en el Golfo de Cádiz	40
1.5.4.- El Agua Mediterránea en el Atlántico Norte	41
1.5.5.- Procesos de mezcla en el Golfo de Cádiz	43

CAPÍTULO 2: ADQUISICIÓN Y PROCESADO DE LOS DATOS

2.1.- Introducción	51
2.2.- Adquisición de los datos	51
2.2.1.- Mesoescala 1	52
2.2.2.- Macroescala	53
2.2.3.- Mesoescala 2	53
2.3.- Características de los equipos y datos disponibles	54
2.3.1.- Equipos de hidrología	54
2.3.2.- Correntímetro Doppler	56
2.3.2.a.- Descripción del correntímetro Doppler	56
2.3.2.b.- Procesado de los datos de velocidad	58
2.3.3.- Sistema de teledetección e imágenes satélite	61
2.3.4.- Otros datos	63
2.4.- Procesado de la información	63
2.4.1.- Procesado por transectos	63
2.4.1.a.- Definición de transectos, datos disponibles y alcance de los mismos	63
2.4.1.b.- Giro de las componentes de velocidad en la macroescala	64
2.4.1.c.- Proceso de filtrado. Suavizado exponencial	66
2.4.1.d.- Ejemplos gráficos de representación conjunta de la información	78
2.4.2.- Procesado sobre cortes horizontales	79
2.4.2.a.- Introducción al análisis objetivo	79
2.4.2.b.- Formulación matemática	80
2.4.2.c.- Determinación de los parámetros del método	83
2.4.2.d.- Ejemplos de representación de la información	86

CAPÍTULO 3: CONDICIONES METEOROLÓGICAS DURANTE LA CAMPAÑA GOLFO 2001

3.1.- Introducción	91
3.2.- Datos de viento	91
3.2.1.- Estación meteorológica del Hespérides	91
3.2.2.- Datos de la boya Red de Aguas Profundas (RAP)	93
3.2.3.- Datos de escaterómetro	94
3.3.- Altura del nivel del mar.	95
3.4.- Resultados	98
3.5.- Predicciones mediante análisis EOF	108

CAPÍTULO 4: LA SUPERFICIE DE REFERENCIA GEOSTRÓFICA: DETERMINACIÓN Y ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD

4.1.- Introducción	115
4.2.- La hipótesis geostrófica	116
4.3.- Primera tentativa de elección de la superficie de referencia	119
4.3.1.- Test 1: Estudio sobre cortes horizontales	120
4.3.2.- Test 2: Estudio sobre cortes verticales	122
4.4.- Sensibilidad de los cálculos geostróficos a la superficie de no movimiento	125
4.4.1.- Sensibilidad de las corrientes superficiales geostróficas	125
4.4.2.- Sensibilidad de los transportes geostróficos	130
4.4.2.a.- <i>Una expresión para el cálculo del transporte geostrófico</i>	130
4.4.2.b.- <i>Dependencia del transporte geostrófico con Z_{ref}</i>	132
4.4.3.- Formulación del método de cálculo de Z_{ref}	135
4.4.4.- Discusión y comentarios al método	136

CAPÍTULO 5: DISTRIBUCIÓN Y CIRCULACIÓN DE MASAS DE AGUA EN EL GOLFO DE CÁDIZ

5.1.- Introducción	143
5.2.- Masas de agua en el Golfo de Cádiz	144
5.2.1.- Agua Central Noratlántica (NACW)	144
5.2.2.- Agua Superficial Atlántica (SAW)	145
5.2.3.- Agua Mediterránea (MW)	145
5.2.4.- Aguas cálidas de plataforma	146
5.2.5.- Agua Profunda Noratlántica (NADW)	146
5.3.- Descripción de las características generales de la cuenca	146
5.3.1.- Distribución superficial (10 m)	147
5.3.2.- Distribución sub-superficial (50 m y 100 m)	149
5.4.- Áreas de afloramiento	151
5.4.1.- Cabo San Vicente	151
5.4.1.a.- Descripción y señal térmica del afloramiento	151
5.4.1.b.- Giro ciclónico asociado al afloramiento	152
5.4.1.c.- El rotacional del viento y el afloramiento de San Vicente	153
5.4.2.- Cabo Santa María	156
5.5.- El filamento de Cabo Santa María	158
5.5.1.- Anomalía TS en el filamento	158
5.5.2.- El filamento y la corriente geostrofica	160
5.5.3.- Descripción del filamento mediante funciones empíricas ortogonales	162
5.5.3.a.- Formulación del método	163
5.5.3.b.- Modos empíricos y el filamento de Cabo Santa María	165
5.5.4.- Transporte de volumen en el filamento	167
5.6.- El Agua Central Noratlántica (NACW) y la región exterior del Golfo de Cádiz	168
5.6.1.- Distribución espacial del NACW	168
5.6.2.- Circulación del NACW	173
5.7.- La vena de Agua Mediterránea	175
5.7.1.- Evolución espacial de la vena	175
5.7.2.- Análisis de modos empíricos en la vena Mediterránea	179
5.8.- Un intento de cálculo de velocidades verticales	181

CAPÍTULO 6: VARIABILIDAD INDUCIDA POR EL FORZAMIENTO METEOROLÓGICO

6.1.- Introducción	187
6.2.- Patrones hidrológicos	187
6.2.1.- Los diagramas TS en las distintas subcampanas	187
6.2.2.- Variación temporal a distintas profundidades	188
6.2.3.- Un caso de estudio: el filamento de Cabo Santa María	193
6.3.- Variabilidad de las masas de agua superficiales	197
6.3.1.- Triángulo de mezclas en la capa superficial	197
6.3.2.- Determinación de los coeficientes de mezcla	198
6.3.3.- Variación temporal de las mezclas	199
6.3.3.a.- <i>Promedios cada 5 metros</i>	199
6.3.3.b.- <i>Variabilidad superficial (de 0 a 20 metros)</i>	204
6.4.- Variabilidad de las corrientes y transportes geostróficos	205
6.4.1.- Corrientes geostróficas y vorticidad geostrófica	205
6.4.2.- Transportes geostróficos	209
6.5.- Evolución de las imágenes SST durante la campaña GOLFO 2001	211

CAPÍTULO 7: CIRCULACIÓN EN LA PLATAFORMA Y TALUD CONTINENTAL

7.1.- Introducción	217
7.2.- Análisis de las campanas	218
7.2.1.- Mesoescala 1	218
7.2.2.- Macroescala	223
7.2.3.- Mesoescala 2	226
7.3.- Estabilidad estática y dinámica en la capa superficial	229
7.4.- Un esquema de la circulación en el Golfo de Cádiz	231
7.5.- Variabilidad de corto periodo y evolución del Frente de Huelva	234
7.6.- Origen de la circulación en la plataforma oriental	236

SÍNTESIS Y CONCLUSIONES	243
APÉNDICE I: ENTORNO GRÁFICO DE USUARIO EN MATLAB	251
APÉNDICE II: INTRODUCCIÓN A LA TEORÍA DE ESTABILIDAD	255
REFERENCIAS	261

CAPÍTULO PRIMERO

EL GOLFO DE CÁDIZ. UNA RETROSPECTIVA HISTÓRICA

1.1.- MARCO GEOGRÁFICO

El Golfo de Cádiz es la subcuenca del Atlántico Norte más cercana al Estrecho de Gibraltar. Sus límites Norte, Sur y Este están bien definidos por las costas suroccidentales de la Península Ibérica y por el Estrecho de Gibraltar y la costa atlántica de Marruecos, respectivamente. Las costas suroccidentales de la Península Ibérica comprenden territorios tanto de España (Cádiz, Huelva, como capitales más importantes) como de Portugal (Faro, Portimao, Lagos, Sagres,...), separados por la frontera natural de la desembocadura del río Guadiana (ver Figura 1.1).

El límite occidental no está delimitado por ninguna costa por lo que su posición debe referirse a algún meridiano que se adopte por convenio. Parece lógico definir ese límite occidental del Golfo de Cádiz mediante el meridiano que continua las costas occidentales ibéricas, esto es, el meridiano de 9°W, con bastante aproximación¹.

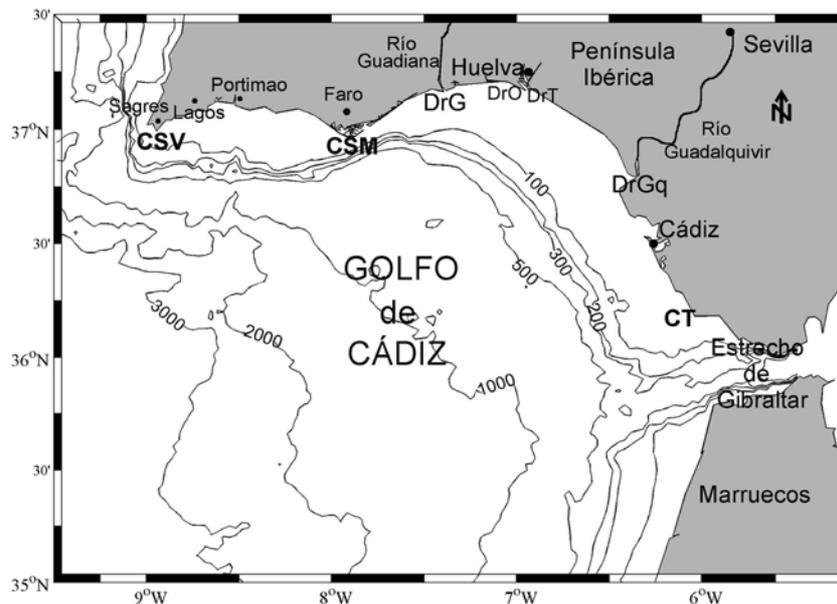


Figura 1.1: Vista general del Golfo de Cádiz con contornos batimétricos. Se indican las principales localidades y accidentes geográficos. DrGq, DrG, DrT y DrO representan la desembocadura de los ríos Guadalquivir, Guadiana, Tinto y Odiel, respectivamente. CT, CSM y CSV se corresponde con los Cabos de Trafalgar, Santa María y San Vicente, respectivamente.

¹ Los contenidos de esta memoria se refieren en general a la zona Norte del Golfo de Cádiz, puesto que los datos *in situ* de que se dispone no se extienden al Sur del paralelo de 36°N.

La costa atlántica, en general, se caracteriza por un relieve plano en el que desembocan grandes ríos (Guadiana, Tinto, Odiel, Guadalquivir,...). Esto origina importantes diferencias respecto a las costas mediterráneas más cercanas tales como una plataforma continental más extensa, una mayor presencia de estuarios y marismas intercaladas entre extensas playas y formaciones arenosas – dunas, cordones litorales – y una menor presencia de las formas acantiladas. Asimismo, las mareas tienen mucha mayor amplitud en el Golfo de Cádiz que en el Mediterráneo (de entre 40-60 cm de amplitud media M_2 en el mareógrafo de Málaga se pasa a más de 150 cm de media en el mareógrafo de Bonanza, Cádiz²) generando una importante zona de influencia que puede llegar decenas de kilómetros hacia el interior, como en el caso del Guadalquivir, en que las mareas son perceptibles hasta Sevilla (Figura 1.1).

Los accidentes geográficos más relevantes de las costas del Golfo de Cádiz, que van a influir en la circulación de la cuenca son los cabos de Santa María -en la localidad de Faro -, de San Vicente, en el extremo más occidental del Golfo y de Trafalgar, en las proximidades del Estrecho de Gibraltar (ver Figura 1.1).

A este respecto, se observan diferencias significativas entre la topografía del fondo a ambos lados de Cabo Santa María: la zona oriental se encuentra en un sector geológicamente estable y tiene una plataforma continental con muy poca pendiente y amplias dimensiones, alcanzando anchuras comprendidas entre los 30 y 50 kilómetros. Ésta es la región en la que desembocan los grandes ríos de la cuenca que, en ocasiones forman deltas y superficies de acumulación gracias a la gran cantidad de materiales que arrastran (Díaz del Río et al., 2000).

Al Oeste de Cabo Santa María, la plataforma continental es de menor extensión, de 15 a 20 kilómetros, y la batimetría muestra que el fondo se encuentra jalonado de valles y cañones submarinos como los de Faro, Lagos, Sagres o los más importantes de Portimao y San Vicente (ver Figura 1.2). Frente al propio Cabo Santa María, la plataforma es casi inexistente, con una abrupta caída de casi 500 metros en vertical (Díaz del Río et al., 2000).

² Datos tomados de la base de datos de Puertos del Estado (www.puertos.es).

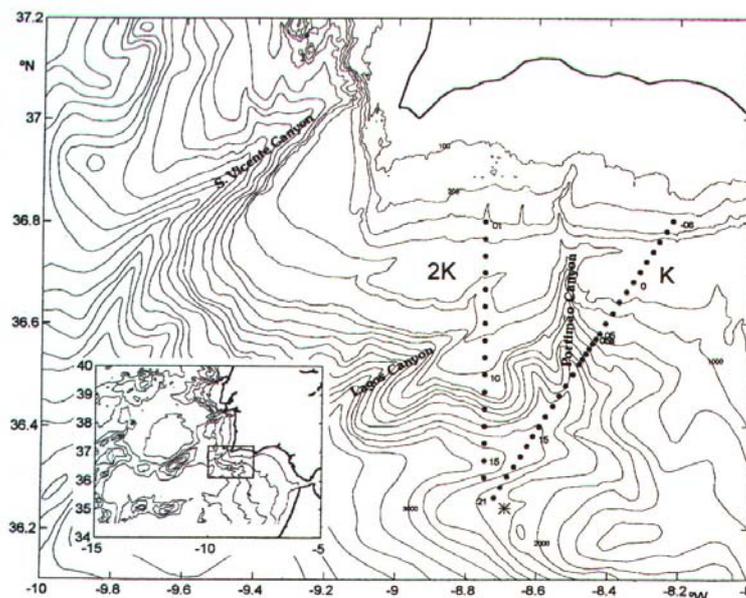


Figura 1.2: Detalle de los cañones submarinos en la parte occidental del Golfo de Cádiz. Los transectos K y 2K se corresponden con las estaciones muestreadas por Ambar et al. (1999), referenciado en el epígrafe 1.5.2. Tomada de Ambar et al. (1999).

El cañón submarino de Portimao, el más importante de los mencionados (el de San Vicente está realmente fuera de la zona definida como Golfo de Cádiz) se sitúa en el margen continental del Algarve, frente al estuario de igual nombre. Se extiende desde el borde de la plataforma, donde la cabecera del cañón incide claramente en la parte externa de la misma, hasta su desembocadura en el valle submarino del Guadalquivir, aproximadamente para profundidades comprendidas entre 100 y 2100 metros. Su perfil transversal varía desde formas en V en la parte superior del mismo a formas en U en la parte inferior. Presenta una dirección general N-S y su trazado es bastante lineal, ocasionado por la actividad de fallas a lo largo de su recorrido. En concreto, la actividad tectónica reciente de la continuación de la falla de Portimao en el margen continental es la que controla la morfología del cañón de Portimao (Nelson y Maldonado, 1999). Este cañón ha sido objeto de estudio detallado en el proyecto GOLFO 2001, en el que se han recogido los datos presentados en esta memoria.

1.2.- MASAS DE AGUA EN EL GOLFO DE CÁDIZ

Después de entrar en el Golfo de Cádiz a la profundidad del umbral de Camarinal (unos 300 metros), el Agua Mediterránea se divide en diferentes núcleos, que fluyen hacia el Oeste a distintas profundidades (Zenk, 1975a, b; Ambar y Howe, 1979a,

b). El núcleo más superficial de Agua Mediterránea (400-600 metros) fluye cercano a la Península Ibérica, continuando hacia el Oeste pegado a la zona de rotura de la plataforma del Algarve (Ambar, 1983). A partir del meridiano 8°W aproximadamente, el rango de densidad de la corriente Mediterránea se corresponde a profundidades intermedias del Océano Atlántico. El análisis de las propiedades termohalinas de esta masa de agua muestra dos máximos principales en el diagrama TS (Temperatura-Salinidad) correspondientes a los núcleos superior e inferior con distintas densidades (respectivamente, $\sigma_{\theta} = 27,5$ y $\sigma_{\theta} = 27,8$, en términos de la anomalía de densidad potencial; ver, por ejemplo, Figura 1.4 y epígrafe 1.5.1 para más detalles), centrados alrededor de los 800 y 1200 metros (Madelain, 1970; Zenk, 1970; Ambar y Howe, 1979 a, b). Más al Sur y al Suroeste de Cabo San Vicente, se detecta el Agua Mediterránea a una profundidad de 1000 – 1200 metros, girando el Cabo en sentido horario y dirigiéndose al Norte por la costa Oeste de Portugal (Meinke et al., 1975; Zenk y Armi, 1990; Rhein y Hinrichsen, 1993).

Existen, además, diversas masas de agua de naturaleza Atlántica que pueden detectarse en el Golfo de Cádiz: el Agua Central Noratlántica (ACNA en su acrónimo castellano, aunque de aquí en adelante se emplearán las siglas inglesas, más extendidas en la literatura, NACW por North Atlantic Central Water), que en el Atlántico Norte aparece como una masa de agua definida en el diagrama TS conectando los puntos (8°C , 35,1) y (19°C , 36,7) (Sverdrup et al., 1942). Presenta unas características diferentes según se trate de la parte oriental u occidental del océano. El Agua Central Noratlántica Oriental (ENACW, por Eastern North Atlantic Central Water) tiene mayores valores de salinidad que el Agua Central Noratlántica Occidental (WNACW, por Western North Atlantic Central Water), debido posiblemente a la influencia del Agua Mediterránea (Mauritzen et al., 2001, ver Figura 1.3). En el Golfo de Cádiz, esta ENACW se caracteriza por valores comprendidos entre $12^{\circ}\text{C} \leq T \leq 16^{\circ}\text{C}$; $35,7 \leq S \leq 36,25$ de la línea TS antes reseñada (Gascard y Richez, 1985). Por debajo de una cierta profundidad (del orden de los 400 ó 500 metros) las curvas TS se separan del comportamiento anterior, debido a que masas de agua de características muy diferentes (las aguas de origen Mediterráneo, de muy alta salinidad) coexisten en los mismos niveles de densidad. En general, el ENACW presenta un comportamiento lineal en el diagrama TS para valores de $26,6 \leq \sigma_{\theta} \leq 27,3$ (Knoll et al., 1999).

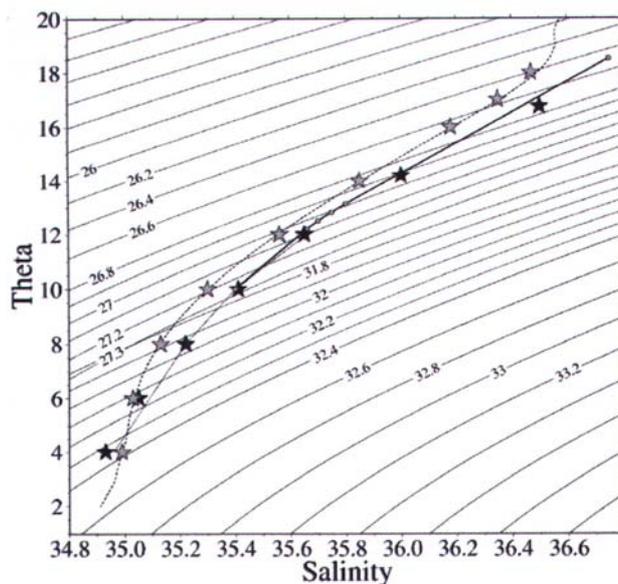


Figura 1.3: Curvas TS estándar para ENACW (derecha) y WNACW (izquierda). Tomada de Mauritzen et al. (2001).

Hacia la superficie, se puede encontrar una forma de ENACW modificada por el calentamiento solar, más cálida (por encima de 16°C) y de mayor salinidad ($S \approx 36,4$), denominada Agua Superficial Atlántica (SAW, por Surface Atlantic Water). Navarro (2004) en base a consideraciones sobre el máximo subsuperficial de clorofila establece como límite superior para la sigma-t de este SAW el valor $\sigma_t \leq 26,7$. Aunque la definición de esta agua como un tipo diferente al ENACW es un poco artificiosa³, se ha introducido para diferenciar las aguas de características centrales noratlánticas que en condiciones normales se encontrarían a profundidades medias (por debajo de 100 metros), a las que se denomina ENACW⁴, de aquellas del mismo origen que se encuentran en capas más superficiales (SAW). El SAW se sitúa en la parte más superficial de la columna de agua (entre 0 y 100 m) y su temperatura presenta una fuerte variabilidad estacional (Gascard y Richez, 1985).

Por debajo del Agua Mediterránea (MW, por Mediterranean Water), puede encontrarse otro tipo de Agua Atlántica, el Agua Profunda Noratlántica (NADW, por North Atlantic Deep Water), que corresponde a un descenso tanto en la temperatura

³ Estrictamente hablando, el SAW no es un agua tipo al estilo del NACW o MW.

⁴ En adelante, se empleará preferentemente el término NACW para referirnos al Agua Central Noratlántica del Golfo de Cádiz, dando por entendido que sus características son las propias de la parte Oriental (ENACW).

como en la salinidad con la profundidad (Ambar et al., 1999). Al igual que el NACW, esta agua muestra muy poca variabilidad a lo largo del año (Figura 1.4).

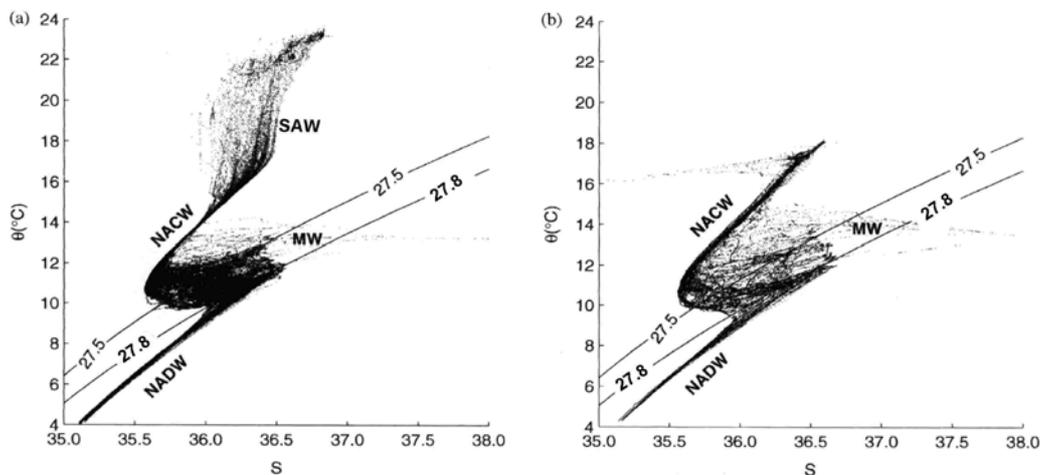


Figura 1.4: Diagramas TS en el Golfo de Cádiz durante el proyecto CANIGO. Izquierda: Setiembre, 1997; derecha: Enero, 1998. Adaptada de Ambar et al. (2002).

Durante el proyecto CANIGO (Canary Island, Azores, Gibraltar Observations, MAS3-PL95-0443), se realizaron campañas en la zona tanto en los meses de verano como de invierno. La imagen de la izquierda de la Figura 1.4 corresponde a una campaña de verano, en la que están identificadas las masas de agua mencionadas. La presencia de SAW, aguas de salinidad homogénea pero de temperatura decreciente con la profundidad, es típica del verano, cuando el calentamiento que las produce alcanza su máxima influencia. La imagen de la derecha, correspondiente a una situación típica de invierno, no muestra la presencia de SAW. Hecha esta salvedad, las características de las Aguas Atlánticas permanecen prácticamente invariables durante el año.

1.3.- LOS CONTORNOS ABIERTOS DEL GOLFO DE CÁDIZ

1.3.1.- Circulación en el Océano Atlántico Norte: contorno occidental

El Océano Atlántico es, con diferencia, el océano más ampliamente investigado, sobre todo en su parte Norte, fruto de los trabajos continuados de instituciones tanto europeas como norteamericanas. Algunas de las características topográficas del Océano Atlántico que lo distinguen, por ejemplo, de los Océanos Pacífico e Índico son las siguientes: en primer lugar, el Océano Atlántico se extiende tanto en las regiones Ártica como Antártica desde el Estrecho de Bering hasta el continente Antártico; por otro lado,

este océano es el mayor en número de mares adyacentes y, finalmente, presenta una distribución bastante simétrica de cuencas a ambos lados de la cordillera mid-Atlántica, que se extiende aproximadamente entre los meridianos de 50°W y 40°W en el hemisferio Norte y a lo largo del meridiano de 15°W en el hemisferio Sur (Tomczac y Godfrey, 1994).

La circulación general superficial puede visualizarse en la Figura 1.5. Se observan los giros subtropicales anticiclónicos en ambos hemisferios y el giro subpolar ciclónico, más débil, del hemisferio Norte.

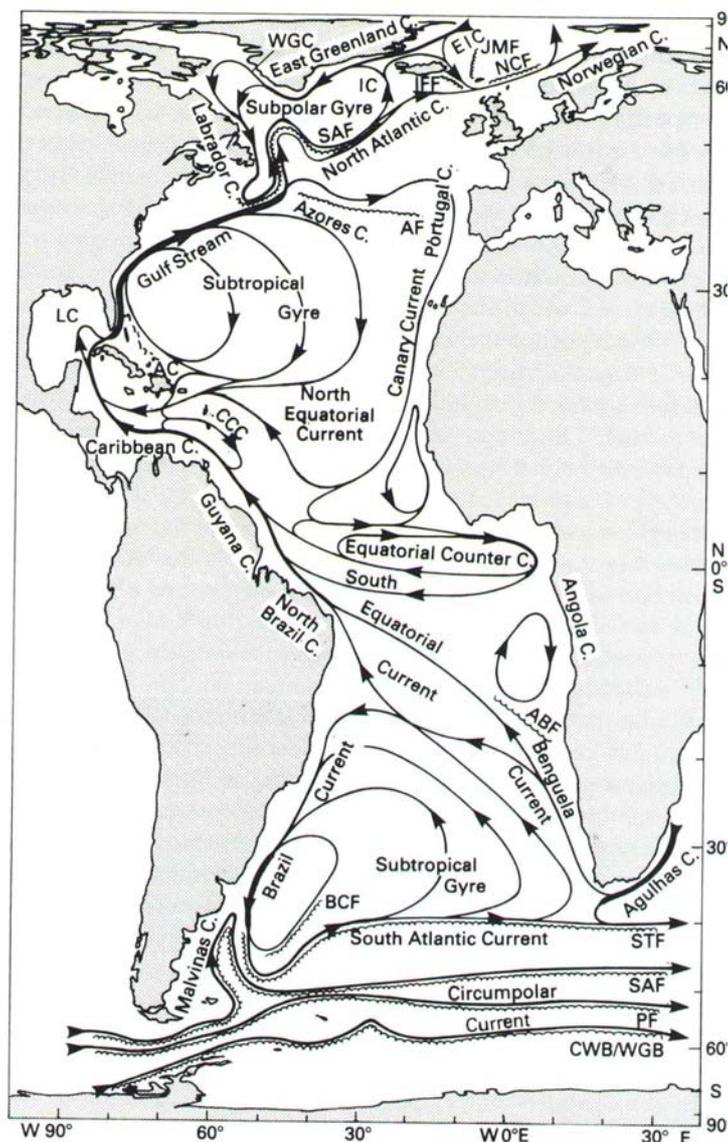


Figura 1.5: Esquema de la circulación general superficial en el Océano Atlántico. Tomada de Tomczac y Godfrey (1994).

El giro subtropical del hemisferio Norte, de mayor relevancia para nuestro trabajo, comprende la corriente Nor-Ecuatorial (North Equatorial Current) centrada alrededor de los 15°N; la corriente de las Antillas (Antillas Current o AC en la Figura 1.5) al Este de la primera; la corriente del Caribe (Caribbean Current); la corriente de Florida; la intensa corriente del Golfo (Gulf Stream); la corriente de Azores (Azores Current) y las corrientes de Portugal y de Canarias. La más intensa de las corrientes del giro subtropical es la corriente del Golfo que transporta en torno a los 40 Sv⁵, valor importante, pero moderado si se compara con las corrientes de Kuroshio en el Pacífico o de las Aghulas en el Índico, lo que refleja en parte la debilidad del stress del viento en el Océano Atlántico y lo estrecho de la cuenca en comparación con las anteriores (Tomczac y J.S.Godfrey, 1994). En la región al Este de 50°W, a veces referida como Extensión de la Corriente del Golfo, el flujo se divide en tres ramas con características bien diferenciadas: la corriente Nor-Atlántica (North Atlantic Current) continúa en dirección Noreste hacia Escocia y retira unos 30 Sv del giro subtropical para alimentar la corriente Noruega (Norwegian Current) y, eventualmente, contribuye a la formación de Agua Ártica Profunda. La corriente de Azores, por su parte, transporta unos 15 Sv entre las latitudes de 35°N-40°N para alimentar la corriente Canaria. Modelos numéricos recientes (Johnson y Stevens, 2000) indican que la corriente de Azores tiene su última causa en el chorro de salida de Agua Mediterránea, que desplaza Agua Superficial Atlántica hacia el Oeste. Este mecanismo conduce a un hundimiento del Agua Superficial Atlántica que, en último término, dispara la corriente de Azores. El excedente de flujo que no participa en el extenso giro subtropical es devuelto a las corrientes de Florida y del Golfo por medio de un camino más corto de recirculación a través del Mar de los Sargazos.

Es relativamente frecuente que las corrientes en la región de la Extensión de la corriente del Golfo formen meandros que en ocasiones se desarrollan y se separan formando eddies o anillos. Por ejemplo, en Alves et al. (2002) se documenta la formación de uno de estos eddies en la corriente de Azores.

Al sur de 45°N la circulación en la parte oriental del Océano Atlántico tiene algunas similitudes con la del Pacífico Oriental. En el hemisferio Norte, la corriente de

⁵ 1Sv (Sverdrup) = 10⁶ m³/s.

Canarias es una extensa región de flujo moderado donde las templadas aguas de la corriente de Azores se convierten en el agua subtropical que alimenta la corriente Nor-Ecuatorial. La circulación superficial en el Golfo de Cádiz podría entenderse como el último giro o meandro de la corriente de Azores que alimenta la corriente Canaria y que también compensa el déficit hídrico del Mar Mediterráneo, dando lugar a la corriente Atlántica de entrada en el Mar Mediterráneo (Atlantic Jet).

1.3.2.- El Estrecho de Gibraltar: contorno oriental

El Estrecho de Gibraltar forma parte del contorno oriental del Golfo de Cádiz. Su importancia oceanográfica es, sin duda alguna, muy superior a lo que sus dimensiones reales pudieran sugerir y representa la única conexión entre el Mar Mediterráneo y el Océano Atlántico.

Como es bien sabido, el Mar Mediterráneo está sometido a un clima seco que provoca una evaporación neta, en promedio, durante el año (Tchernia, 1978), de tal forma que su balance hídrico es netamente negativo: las pérdidas de agua por evaporación exceden las aportaciones debidas a las precipitaciones y a la descarga de los ríos. Este balance se traduce en una pérdida anual de entre 0,5 a 1 metro de agua en la totalidad del Mediterráneo (Béthoux, 1979, Bryden et al., 1994; Boukthir y Barnier, 2000). Sin embargo, las características de las Aguas Mediterráneas no han variado prácticamente en una escala de siglos (actualmente se está produciendo, no obstante, un aumento de salinidad producto de la disminución de las descargas fluviales y, posiblemente, del calentamiento global del planeta (Potter y Lozier, 2004)).

El régimen medio de intercambio a través del Estrecho de Gibraltar es un flujo bicapa. En superficie, un agua ligera de origen Atlántico fluye hacia el Este mientras que en profundidad un agua más densa de origen Mediterráneo penetra en el Golfo de Cádiz y se extiende por todo el Océano Atlántico Norte. Esta circulación satisface un balance que permite que la cantidad de agua y sal en el Mar Mediterráneo permanezcan constantes en promedio (ver Bryden y Stommel, 1984 por ejemplo).

El intercambio es mucho más complejo de lo esbozado. Un objetivo de muchos trabajos (Farmer y Armi, 1988; Pratt, 1990; Bryden y Kinder, 1990; Garrett et al., 1990)

ha sido averiguar lo que se ha venido en definir el estado de intercambio del Estrecho, con dos opciones candidatas: máximo o submáximo. La primera de ellas implica que los flujos intercambiados son los máximos posibles compatibles con las diferencias de salinidad entre el Mediterráneo y el Atlántico, mientras que la segunda propone un intercambio menor de flujos. Sobre estas ideas está la teoría del doble control hidráulico forzado por la topografía del Estrecho (Armi y Farmer, 1985; Farmer y Armi, 1988). Éste es de un tamaño bastante reducido: unos 40 kilómetros de largo por aproximadamente 14 kilómetros de ancho en su parte más estrecha, y alrededor de 300 metros de profundidad en el umbral de Camarinal, características que imponen fuertes restricciones al intercambio de aguas entre las dos cuencas. Básicamente, la región de mínima anchura representa un cuello de botella para el flujo entrante y lo limita (control hidráulico) en tanto que el umbral de Camarinal hace lo propio con el flujo saliente (Armi y Farmer, 1985; Farmer y Armi, 1988).

Los flujos a través del Estrecho de Gibraltar fluctúan con el tiempo y estas fluctuaciones suelen clasificarse según su frecuencia en mareales, subinerciales y anuales e interanuales. Las mareas son las fluctuaciones temporales más importantes en el Estrecho y puede encontrarse una amplia discusión sobre las mismas en García Lafuente (1986). La intensidad de las corrientes de marea es suficiente como para invertir la dirección media de los flujos entrante y saliente con una periodicidad semidiurna (Candela et al., 1990; Bryden et al., 1994; García Lafuente et al., 2000). Esta circunstancia rompe la típica descripción del Agua Atlántica entrando de forma permanente en superficie y Agua Mediterránea saliendo de forma permanente en profundidad. Así, al Oeste del umbral, en las capas superficiales y al Este en las profundas, donde se localizan las regiones en que la corriente media es más débil, el sentido de la corriente cambia con la marea. No obstante, una vez eliminado este fenómeno, la descripción típica anterior sigue siendo válida.

Los fenómenos subinerciales, periodos de pocos días, tienen carácter barotrópico, es decir, independiente de la profundidad (Candela et al., 1989). Los principales causantes de éstos son los fenómenos atmosféricos y, dentro de ellos, fundamentalmente, el campo de presiones, que ejerce su influencia sobre el mar provocando el denominado efecto de barómetro invertido con consecuencias directas sobre las variaciones del flujo superficial (Lacombe, 1961; Crepon, 1965; García

Lafuente et al., 2002a, b). Este efecto se produce cuando se sitúan altas presiones sobre el Mediterráneo occidental, forzando al mar a descender su nivel medio para mantener el equilibrio hidrostático, con la consiguiente disminución del flujo entrante.

El efecto del viento es otro elemento a considerar dentro de los efectos subinerciales ya que puede producir sinergias con la presión, de manera que el chorro Atlántico tendrá una mayor propensión a acelerarse cuando exista una presión mayor en la entrada del Estrecho por el lado del Golfo de Cádiz y vientos moderados a fuertes procedentes de Poniente. Por el contrario, esta corriente superficial tiende a ser frenada por altas presiones en el mar de Alborán unido a vientos de Levante. En este sentido, en García Lafuente et al. (2002a) se documenta un evento extremo en el que la acción combinada del viento y la presión provoca la detención del chorro Atlántico de entrada.

Por último, los movimientos con una escala temporal mayor muestran una variabilidad estacional e interanual que corresponde al intercambio baroclino entre ambas capas de agua Mediterránea y Atlántica (Bormans et al., 1986; Bryden et al., 1994). En el flujo de entrada y salida a través del Estrecho se detectan señales anuales mientras que en el flujo de salida hacia el Golfo de Cádiz en profundidad se detecta también una componente semianual (García Lafuente et al., 2002c). Un argumento que podría explicar la existencia de estos ciclos en el Estrecho es el rápido incremento de las reservas mediterráneas debido a la producción de agua profunda durante el invierno y que se iría desalojando a través del mismo durante el resto del año (Bormans et al., 1986).

El transporte baroclino es de alrededor de 1Sv en cada una de las dos capas, mientras que solamente el 3% de la corriente de superficie sería suficiente para equilibrar las pérdidas netas debidas al exceso de evaporación sobre el aporte fluvial y por precipitación (Béthoux, 1980; Lacombe et al., 1981). Lacombe y Richez (1982) establecieron estos flujos de entrada y salida a través del estrecho en 1,2 Sv, mientras que medidas posteriores realizadas por Bryden et al. (1994) estiman valores más bajos, en torno a los 0,68 Sv para el flujo mediterráneo saliente y 0,72 Sv para el flujo Atlántico entrante. Estos últimos valores son algo más fiables que los precedentes por la duración de las observaciones y las bases de las mismas, que descansan sobre

observaciones directas de correntímetros. Baringer y Price (1997) encuentran también un valor muy acorde con el anterior (0,7 Sv).

1.4.- LA CIRCULACIÓN SUPERFICIAL EN EL GOLFO DE CÁDIZ

1.4.1.- Introducción

La primera información documentada de la posible existencia de estructuras oceanográficamente interesantes en la región del Golfo de Cádiz data de 1973 y se basa en una fotografía tomada en la misión orbital Skylab 2 en Julio de 1973 (Stevenson, 1977). La estructura más notable, identificada como un frente, fue considerada de interés suficiente como para establecer la zona de carácter prioritario para el proyecto experimental Apolo/Soyuz (ASTP). Entre el 15 y 24 de Julio de 1975 barcos y aviones de la Marina estadounidense tomaron datos oceanográficos siguiendo la órbita de la aeronave Apollo. Con los datos obtenidos, se identificó una secuencia de aguas cálidas-frías-cálidas en la dirección NW-SE en la parte Nor-oriental del Golfo de Cádiz, aproximadamente entre las ciudades de Cádiz y Huelva que se denominó frente de Huelva (Stevenson, 1977), en alusión a esta última.

Junto con la identificación del frente de Huelva, se detectaron en el mismo proyecto las siguientes estructuras: una zona de afloramiento en las costas suroccidentales portuguesas; aguas superficiales cálidas en la zona de la plataforma española; flujo de aguas cálidas en el Mar Mediterráneo; una secuencia asociada de giros de pequeña-mediana escala de núcleos cálidos (eddies) en las cercanías de la costa de Tarifa y, por último, afloramiento y formaciones turbulentas en la costa atlántica de Marruecos (Stevenson, 1977).

1.4.2.- Observaciones hidrográficas in situ

Durante la década de los años 90, el Instituto Español de Oceanografía (IEO) llevó a cabo una serie de campañas hidrográficas en el Golfo de Cádiz para estudiar el acoplamiento entre los procesos físicos y biológicos de la zona desde una perspectiva más interdisciplinar (Rubín et al., 1997, 1999; Prieto et al., 1999;...) . Una de las

revisiones más completas es debida a C.M. García y colaboradores (García et al., 2002). El trabajo analiza los datos tomados durante la campaña IctioAlborán-Cádiz 1997 y es interesante hacer algunos comentarios al respecto porque se comparan los resultados con los obtenidos en anteriores campañas en la zona, obteniéndose una perspectiva más global de los procesos físicos presentes.

Los datos de la campaña IctioAlborán-Cádiz 97 se tomaron entre el 29 de Junio y el 2 de Julio de 1997 y consistieron en 43 estaciones de muestreo en un área comprendida entre el Cabo Santa María y el sector Nor-occidental del Mar de Alborán (ver Figura 1.6).

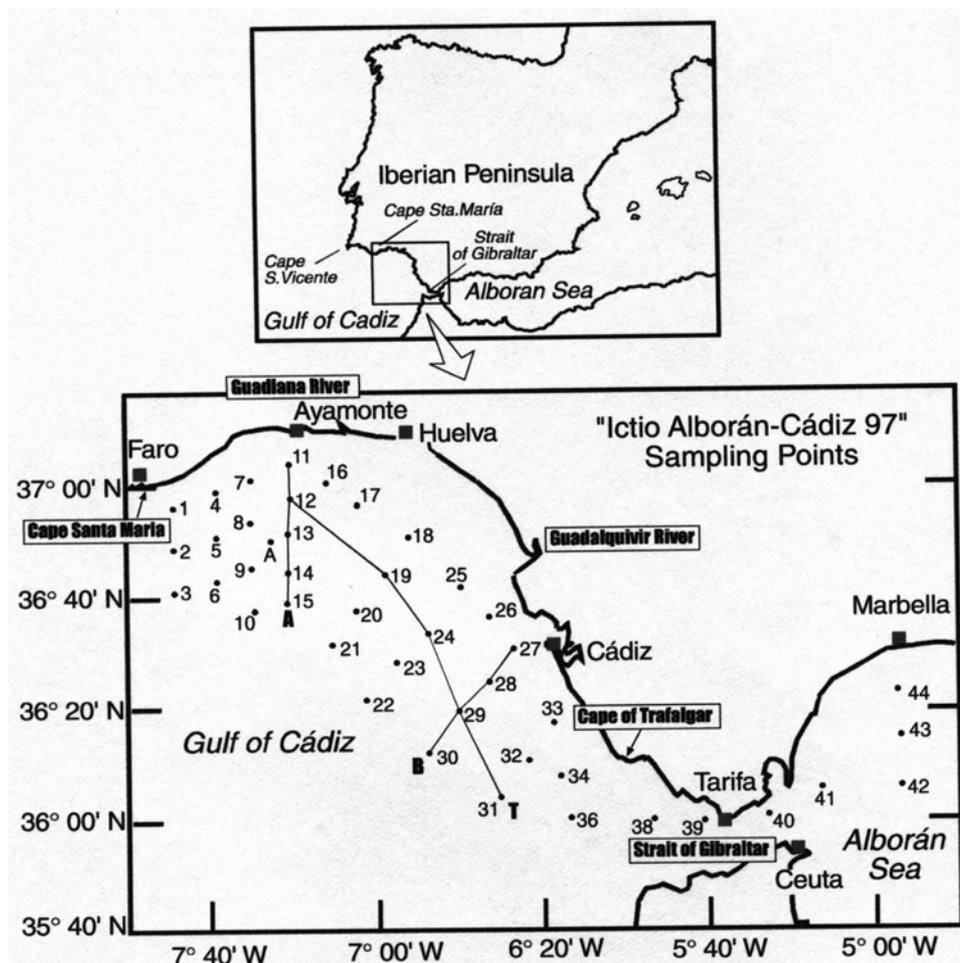


Figura 1.6: Situación geográfica y estaciones de muestreo en la campaña IctioAlborán - Cádiz 97. Tomada de García et al. (2002).

Las condiciones generales de la zona se vieron influenciadas por el régimen de vientos: la dirección dominante fue de Poniente entre los días 26 de Junio y 3 de Julio,

con condiciones favorables para el afloramiento⁶ (Fiúza et al., 1982; Fiúza, 1983; Folkard et al., 1997). De hecho, en la imagen satélite obtenida durante la campaña correspondiente al 30 de Junio (ver Figura 1.7) se observa toda la costa entre Cabo San Vicente y Cabo Santa María inundada por aguas frías afloradas. Más al Este de este último, se observa una separación de la costa de las aguas frías en la dirección NW-SE a semejanza del referido por Stevenson (Stevenson, 1977) como Frente de Huelva.

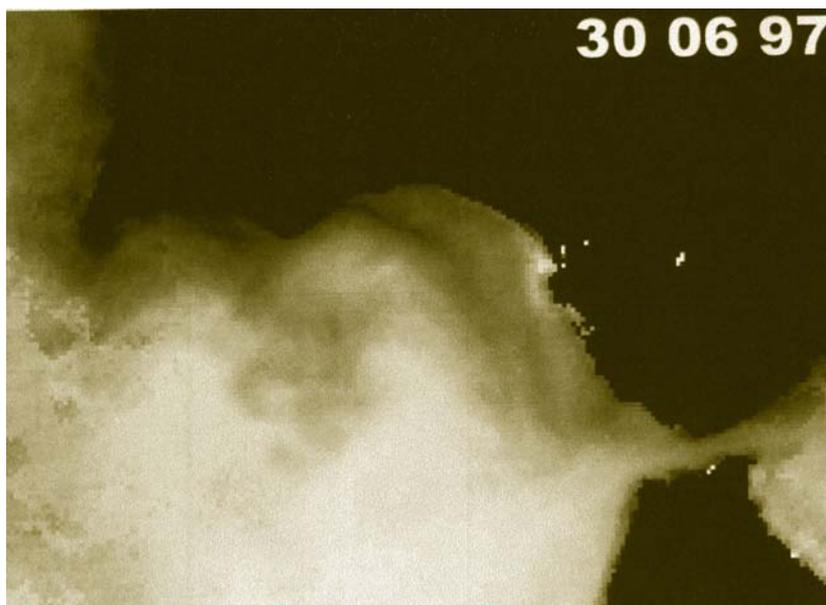


Figura 1.7: Imagen satélite del Golfo de Cádiz el 30 de Junio de 1997 durante la campaña IctioAlborán-Cádiz 97. Tomada de García et al. (2002).

Las medidas de temperatura tomadas *in situ* a 5 metros de profundidad se corresponden bastante bien con los patrones superficiales de satélite, con un mínimo de temperatura ($T < 15^{\circ}\text{C}$) justo al Este de Cabo Santa María, sugiriendo que este punto puede ser la fuente de la fría lengua del Frente de Huelva dada su ventajosa posición geográfica para afloramientos. Los patrones de temperatura a 50 y 100 metros de profundidad muestran una estructura similar a los de superficie con las isotermas siguiendo las isóbatas y aguas cálidas en la región central del Golfo.

En comparación con otra campaña llevada a cabo en la zona en verano de 1995 (ver, por ejemplo, Rubín et al., 1999; Prieto et al., 1999), las imágenes de satélite reflejan variabilidad: en la campaña de 1995 la lengua de aguas frías que constituye el frente de Huelva está más debilitada y, por el contrario, se observan aguas cálidas que

⁶ Ver epígrafe 1.4.4 más adelante.

inundan la plataforma entre el Este de Cabo Santa María y la desembocadura del río Guadalquivir, más notable entre esta última y Cádiz. Esta situación también es típica de los periodos de recesión de afloramiento en verano⁷ (Fiúza, 1983; Folkard et al., 1997). De hecho, en anteriores trabajos (Rubín et al., 1997, 1999), las aguas superficiales no presentan una señal de afloramiento tan clara, recuperándose el patrón de 1997 en profundidades intermedias.

Respecto a la circulación superficial, en el trabajo referido se plantea la siguiente discusión: el campo de densidades está dominado por la temperatura porque la salinidad es prácticamente constante en las capas superficiales del Golfo. Consecuentemente, la descripción anterior del Frente de Huelva sugiere una circulación anticiclónica, que en el hemisferio norte tiende a dejar aguas menos densas (alturas dinámicas mayores) a la derecha, en buen acuerdo con lo sugerido en la literatura precedente y, más recientemente, en el modelo de Johnson y Stevens (Johnson y Stevens, 2000) para la cuenca Azores-Canarias. En este caso, se realiza un cálculo de velocidades geostroficas tomando como referencia los 100 y 200 db⁸. Aunque los autores cuestionan la validez de la superficie de referencia elegida, y las velocidades obtenidas son sólo indicativas, la dirección que obtienen confirma la hipótesis de circulación anticiclónica. No obstante, en anteriores trabajos (Rubin et al., 1997, 1999) la circulación anticiclónica de las capas superficiales no es tan evidente, aunque sí se recupera en las capas subsuperficiales, avalando la hipótesis de que esta circulación es dominante, al menos en la época de verano en que se realizaron las campañas de recogida de datos.

A este respecto hay que decir que Álvarez-Fanjul y colaboradores (Álvarez-Fanjul et al., 1999b) han analizado una serie anual, correspondiente a 1998, de corrientes superficiales tomadas en una estación de monitorización permanente bajo el proyecto de Red de Aguas Profundas (RAP) de Puertos del Estado, situada en la posición 36° 28,8' N, 6° 57,8' W. Presentan resultados estadísticos indicativos de un claro predominio de la circulación SE, en buen acuerdo con la anterior descripción. No obstante, en un análisis estacional, puede verse que las corrientes fluyen en sentido

⁷ En el epígrafe 1.4.4 se incide con más detalle sobre este hecho.

⁸ 1 db (decibar) se corresponde, con bastante aproximación, a 1 metro de profundidad bajo la superficie del mar.

contrario con cierta frecuencia durante el periodo Diciembre-Febrero, lo que podría indicar una inversión del patrón de circulación en invierno.

1.4.3.- Registros hidrográficos históricos

Sánchez y Relvas (2003a) analizaron bases de datos de estaciones hidrográficas (World Ocean Database, IFREMER, WOCE) con datos de todo el siglo XX (1900-1998) de la costa Sur-occidental de la Península Ibérica para caracterizar desde el punto de vista hidrológico las aguas afloradas. El estudio específico de los datos correspondientes a la estación de afloramiento (primavera-verano) permite caracterizar las aguas afloradas en la costa Sur -correspondiente al Golfo de Cádiz- y Suroeste como una banda de agua costera más fría y menos salina que en mar abierto a lo largo de la plataforma y talud de la costa suroccidental ibérica, aproximadamente en los 200 primeros metros de la columna de agua. Por debajo de 300-350 metros la situación se invierte y la zona anteriormente ocupada por las aguas afloradas aparece ahora como una banda de aguas más cálidas y salinas. Este hecho parece, en cualquier caso, compatible con la presencia del núcleo más superficial del chorro de Agua Mediterránea que, saliendo del Estrecho, se extiende por debajo de esas profundidades a lo largo de la costa Sur ibérica siguiendo la batimetría.

Los cálculos de velocidad geostrofica relativa a los 400 db realizados por estos autores muestran cómo, durante la primavera y verano (estación de afloramiento), la corriente de Portugal fluye paralelamente a las costas occidentales de la Península Ibérica y, al llegar al Cabo San Vicente se dirige principalmente hacia el Este (Figura 1.8). Una vez en el Golfo de Cádiz, la circulación es predominantemente anticiclónica con un meandro a la altura de Cabo Santa María en el que la corriente principal se deflecta hacia el Sur y luego hacia el Norte para continuar circulando paralelamente a las costas españolas y describir un meandro anticiclónico en la región más próxima al Estrecho de Gibraltar.

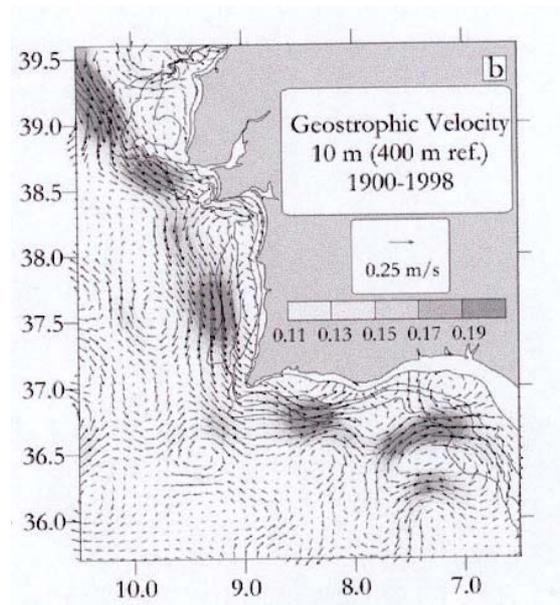


Figura 1.8: Velocidad geostrofica a 10 m relativa a 400 db. Se indica en escala de grises el módulo de la velocidad geostrofica. Tomada de Sánchez y Relvas (2003 a).

Para manejar unos órdenes de magnitud sobre las corrientes que circulan en el Golfo de Cádiz, se van a reproducir ahora algunos de los resultados relativos a los cálculos de volúmenes transportados en los 400 primeros metros de la columna de agua (Sánchez y Relvas, 2003a), correspondientes a la estación de afloramiento (primavera-verano) y con los datos promediados de las anteriores bases de datos. El patrón general de circulación, como antes se ha anunciado, puede entenderse como una corriente costera en dirección sur y una contracorriente exterior (ver Figura 1.9).

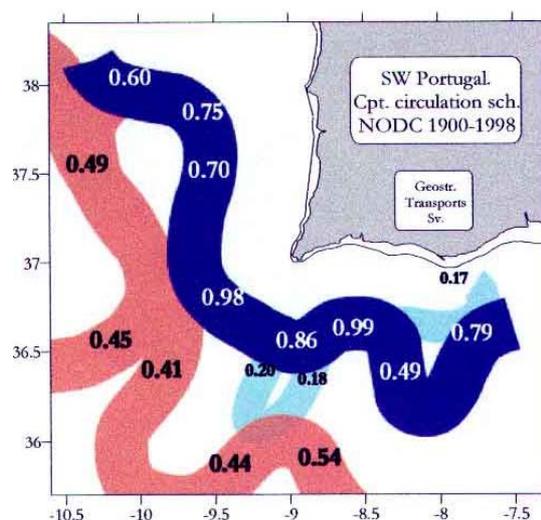


Figura 1.9: Patrón general de circulación y volúmenes transportados en los 400 primeros metros. Tomada de Sánchez y Relvas (2003 a).

La corriente costera transporta alrededor de $0,7 \pm 0,2$ Sv a través del paralelo $37,5^{\circ}\text{N}$. Cuando llega al Cabo San Vicente, ha ganado $0,29$ Sv, alcanzando los $0,98 \pm 0,06$ Sv. Al doblar el Cabo, el flujo presenta algunas recirculaciones cruzadas del orden de $0,2$ Sv, que pueden reflejar, en promedio, los transportes asociados al filamento de aguas frías que se desarrolla en el Cabo⁹. En la sección del meridiano de $8,7^{\circ}\text{W}$, el chorro aparece de nuevo paralelo a la costa transportando $0,99 \pm 0,06$ Sv. Al Este de la sección anterior, gran parte del flujo diverge perpendicular a la costa, aunque más tarde vuelve a la línea de la misma y se une a la rama secundaria (ver Figura 1.9). Una pequeña parte, $0,17 \pm 0,04$ Sv, recircula en forma de contracorriente costera.

La contracorriente exterior de dirección polar transporta entre $0,54$ y $0,41$ Sv al Sur de la región de estudio. Antes de interaccionar con el chorro de aguas afloradas, se une con una rama secundaria para alcanzar $0,86 \pm 0,04$ Sv. Después del encuentro con la corriente opuesta pierde parte de su caudal y sigue fluyendo en la misma dirección con un transporte reducido de $0,49 \pm 0,02$ Sv a través de la sección de $37,5^{\circ}\text{N}$.

Mauritzen et al. (2001) también calcularon transportes de volumen de Agua Central Noratlántica por encima de 36°N a través de la sección de 9°W , sobre un nivel de referencia establecido en el mínimo de salinidad, obteniendo un valor de aproximadamente 1 Sv hacia el Este y de $1,3$ Sv hacia el Oeste. Para toda la sección en profundidad, los resultados arrojaron $3,7$ Sv hacia el Este y $1,8$ Sv hacia el Oeste. Baringer y Price (1997) observaron que en el Golfo de Cádiz este transporte hacia el Este disminuye en los 400 primeros metros, producto de la mezcla y captura progresiva de aproximadamente 1 Sv por las Aguas Mediterráneas de las capas inferiores. De hecho, según Mauritzen et al. (2001), la circulación superficial del Agua Atlántica tendría tendencia a recircular en el sentido de que se transporta más agua hacia el Este de la que debe entrar por el Estrecho de Gibraltar. Este exceso podría recircular hacia el Oeste en forma de contracorriente costera y contribuiría a expandir una señal de más alta salinidad, fruto de su contacto con las aguas más salinas de la parte Este del Golfo de Cádiz y de las intensas mezclas que tienen lugar (ver epígrafe 1.5.5).

⁹ Ver epígrafe 1.4.4.c, por ejemplo.

1.4.4.- Datos meteorológicos e imágenes satélite

1.4.4.a.- Las primeras observaciones

Unos años después del trabajo pionero de Stevenson (Stevenson, 1977), Armando F.G. Fiúza y colaboradores, en una serie de artículos de referencia (Fiúza et al., 1982; Fiúza, 1983), utilizaron imágenes diarias tomadas desde satélite de temperatura superficial del mar (Sea Surface Temperature o SST, como habitualmente se las conoce y como en adelante serán referidas) desde el 30 de Julio al 11 de Setiembre de 1979 para caracterizar el afloramiento en las costas portuguesas y en el Golfo de Cádiz. Asimismo, analizaron medias mensuales de datos de viento medidos en estaciones costeras portuguesas entre 1959 y 1969 para tratar de correlacionar el régimen de vientos con las situaciones de afloramiento inducido por transporte Ekman. Las costas portuguesas constituyen el límite oriental del Océano Atlántico de modo que un viento hacia el ecuador produce afloramiento y, recíprocamente, existirá hundimiento si el viento sobre la superficie tiene orientación polar.

Como es bien sabido, el régimen de vientos está relacionado con la ubicación del anticiclón de Azores. Cuando el anticiclón está situado lejos de las costas portuguesas y próximo a la latitud de las Islas Azores, los vientos en las costas portuguesas son del Norte o Noroeste. Si, por el contrario, las altas presiones se sitúan más al Norte y al Este, los vientos dominantes en las costas son del Oeste. La primera se correspondería con una situación típica de verano (estación de afloramiento) y la segunda con una situación típica de invierno. Fiúza (Fiúza et al., 1982) determinó que la velocidad máxima de los vientos del Norte se produce entre Julio y Agosto y que esta dirección es la predominante de los vientos excepto en invierno, cuando son predominantemente del Sur o Suroeste.

En base a los argumentos anteriores se justifica la situación de afloramiento casi permanente en el período estival en las costas portuguesas, mayormente en su mitad Sur aunque también se documentan breves eventos de afloramiento en los meses de Diciembre-Enero, de menor intensidad y asociados de nuevo a vientos favorables del Norte (Fiúza et al., 1982). Pero en las imágenes SST no se detectó una signatura de afloramiento permanente más al Norte de las costas portuguesas ni en el Golfo de

Cádiz. No obstante, este último se ve claramente influenciado por la estación de afloramiento de las costas portuguesas, como a continuación se va a relatar.

En el segundo de los trabajos al respecto, Fiúza (1983) documenta que durante ciclos de viento del Norte moderado a fuerte, y con vientos moderados del Oeste en la región del Algarve, ya en el Golfo de Cádiz, las aguas frías afloradas de la costa Oeste aparentemente giran el Cabo de San Vicente y fluyen hacia el Este, adentrándose en el Golfo a lo largo del talud continental. En particular, detalla la secuencia de imágenes satélite entre el 3 de Agosto y el 11 de Setiembre de 1979 en el que se recoge un ciclo completo de afloramiento-recesión y que ahora se resume brevemente (ver Figura 1.10).

Los primeros días de Agosto de 1979, se observó un incremento local de los vientos favorables al afloramiento tanto en la costa Oeste (vientos del Norte) como en la Sur (vientos del Oeste o Ponientes). En estas condiciones, las aguas frías afloradas comenzaron a girar en sentido antihorario el Cabo San Vicente y se extendieron a lo largo de la costa Este del Algarve. Asimismo, en la imagen del 3 de Agosto aparece una nueva región de afloramiento, de menor intensidad que la centrada en el Cabo San Vicente, en la costa Este de Cabo Santa María, ya en pleno Golfo de Cádiz.

Los vientos favorables aumentaron en intensidad entre el 7 y el 9 de Agosto y, en las imágenes correspondientes pudo verse cómo las aguas afloradas, que continuaban extendiéndose hacia el Este desde Cabo San Vicente, se juntaron con las afloradas en Cabo Santa María constituyendo una larga pluma de aguas frías que se extendió en dirección Sureste desde la desembocadura del río Guadiana aproximadamente hasta el paralelo de 36°N, siguiendo aproximadamente el borde de la plataforma continental. Aunque el autor no lo menciona en ningún momento, ésta constituiría otra referencia documentada del Frente de Huelva, pioneramente referido por Stevenson (1977).

De la observación de la estructura del frente, con unos límites muy bien definidos entre las aguas cálidas de la región central del Golfo y las aguas frías afloradas, Fiúza (1983) sugiere la existencia de una circulación anticiclónica con un núcleo de aguas cálidas de unos 70 kilómetros de diámetro, definiendo el Frente de Huelva el límite oriental del giro. Asimismo, atribuyó las inestabilidades del frente a posibles manifestaciones de la cizalla horizontal de velocidades entre el giro

anticiclónico y una corriente cálida fluyendo hacia el Noroeste a lo largo de la costa española y que es más acentuada en periodos de recesión de afloramiento.

Concretamente, entre el 15 y 19 de Agosto, los vientos decayeron rápidamente, alcanzándose un mínimo el día 22 en tanto que las aguas afloradas que ocupaban la región del Algarve empezaron a retirarse hacia el Oeste y el Frente de Huelva perdía consistencia y terminaba, aparentemente, por desaparecer. Con el debilitamiento de los vientos del Norte en la costa Oeste de Portugal y la aparición de vientos del Este en el Golfo de Cádiz (Levantes), la contracorriente costera de aguas cálidas se extendió rápidamente hacia el Oeste, relegando aún más las aguas afloradas hacia Cabo San Vicente y llegando incluso estas aguas cálidas a doblar Cabo San Vicente en sentido horario y a extenderse una cierta distancia hacia el Norte por las costas portuguesas, como se aprecia en la imagen satélite del 11 de Setiembre (ver, de nuevo, Figura 1.10).

Debe hacerse notar que esta descripción reposa en información sacada de imágenes SST y siempre cabe la duda de si las anteriores estructuras mantienen presencia subsuperficial o, en otras palabras, si las imágenes SST son suficientes para realizar una descripción fiable de la evolución temporal. Los resultados hidrológicos posteriores (Rubín et al., 1997, 1999; Prieto et al., 1999; García et al., 2002;...) tienden a validar la información satélite, así como los datos que se presentan en esta memoria dentro del proyecto GOLFO 2001. No obstante, algunas características de la circulación superficial, como el reiteradamente mencionado Frente de Huelva (Stevenson, 1977; Fiúza, 1983; García et al., 2002), tienen que ser comentadas desde una perspectiva más amplia. En concreto, la desaparición de la signatura superficial de este frente, que históricamente ha sido identificada con el propio frente, debe ser analizada con cierta cautela (véase capítulo 7).

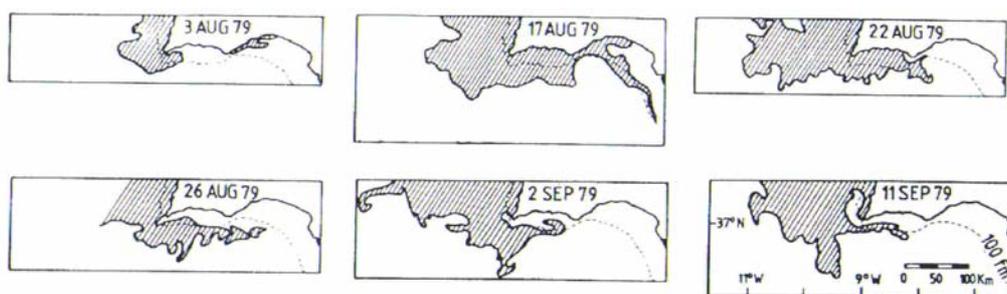


Figura 1.10: Ciclo completo de afloramiento-recesión en verano de 1979. Tomada de Fiúza, 1983.

1.4.4.b.- Evolución estacional

Andrew M. Folkard y colaboradores aportaron en 1997 (Folkard et al., 1997) una descripción mucho más sistemática de los procesos de circulación superficial en el Golfo de Cádiz y el Estrecho de Gibraltar, los episodios de afloramiento que invaden el Golfo, su relación con el régimen de vientos y su señal de temperatura superficial a lo largo de todo el año. Con anterioridad a este trabajo, otros autores (Frouin et al., 1990; Haynes y Barton, 1990) destacaron el hecho de que el patrón de circulación en la costa occidental portuguesa entre los meses de Octubre y Marzo es diferente al periodo estival y que la corriente que antes fluía en dirección ecuatorial es ahora sustituida por una corriente superficial que se dirige hacia el polo con relativamente altas temperaturas y salinidades. En la estación de afloramiento, la altura dinámica de la superficie disminuye hacia costa como consecuencia del propio afloramiento y es necesaria una corriente geostrofica hacia el Sur para compensar ese desnivel. En todo caso, las aguas subsuperficiales (por debajo de 100 ó 200 metros) siguen fluyendo en la habitual dirección polar como una contracorriente que transporta aguas de origen predominantemente subtropical y Mediterráneo (Haynes y Barton, 1990). Esta descripción es indicativa de que los patrones de circulación en el propio Golfo de Cádiz podían presentar una variabilidad estacional similar.

Folkard y colaboradores (Folkard et al., 1997), a partir de imágenes infrarrojas de satélite repartidas a lo largo del año entre Julio de 1989 y Marzo de 1990, identificaron dos patrones térmicos superficiales bien diferenciados en verano. En ambos se aprecia una región de aguas superficiales frías en la costa Oeste de Portugal. Pero, en el primero de ellos, observado en un periodo en que los vientos predominantes en el Estrecho de Gibraltar y Golfo de Cádiz eran Ponientes, la región de aguas frías se extendía hacia el Este, doblaba el Cabo Santa María y llegaba a las proximidades de Faro, en buen acuerdo con los resultados anteriores de Fiúza (Fiúza, 1982; Fiúza et al., 1983). Más hacia el Este, una región de aguas cálidas ocupa la zona costera en torno a Cádiz y se extiende en el Estrecho de Gibraltar, mientras que al Este del Estrecho aparecen aguas frías localmente afloradas. En el segundo de los patrones presentes en verano, observado en momentos en que los vientos en el Golfo y el Estrecho eran Levantes, la extensión de aguas frías al Este de Cabo San Vicente está mucho más restringida, mientras que la región de aguas cálidas anteriormente situada sobre Cádiz se

ha desplazado al Oeste, ocupando la relativamente ancha plataforma continental entre Faro y Cádiz. Además, la temperatura superficial en el Estrecho estaría ahora influenciada por las aguas frías que han aflorado en su lado Sur-occidental, en buen acuerdo con lo sugerido por Richez y Kermogard (1990) y Van Camp et al. (1991). La correlación encontrada entre el régimen de vientos y la presencia de uno u otro patrón es suficientemente elevada como para afirmar que la variabilidad está principalmente inducida por este agente.

En los meses de otoño, la presencia de aguas frías a lo largo de las costas occidentales tanto de Portugal como de Marruecos, atribuidas anteriormente a fenómenos de afloramiento, constituye la situación más típica de la estación. En este caso, en contraste con las distintas secuencias descritas para el verano, las aguas frías se extienden por toda la zona costera del Golfo, desde San Vicente al Estrecho de Gibraltar. No se aprecian ni la súbita aparición de aguas frías en el Estrecho ni la intrusión por el mismo de aguas cálidas procedentes del Oeste. Sí se observan, por el contrario, algunos filamentos de aguas frías extendiéndose perpendicularmente a las costas del Golfo de Cádiz de intensidad y extensiones variables aunque nunca muy grandes. En todo caso, la variabilidad temporal de esta época es mucho menor que la correspondiente a los meses de verano, aun cuando la variabilidad espacial es mayor que la correspondiente a la primavera y el invierno.

La imagen típica de la situación de invierno es relativamente parecida a la de otoño, con aguas cálidas ocupando en superficie la región central del Golfo de Cádiz y aguas frías en toda la zona costera del Golfo de Cádiz y también en el Mar de Alborán, al Este del Estrecho de Gibraltar. También se aprecian débiles e intermitentes signaturas de aguas frías en la costa Oeste de Marruecos, asociado a vientos de Levante que, a diferencia de lo que ocurre en verano, no deja una signatura térmica apreciable en el resto de la circulación superficial del Golfo. El aspecto más destacable es la intrusión de una lengua de aguas anormalmente cálidas en el Estrecho de Gibraltar, hacia el Mar de Alborán. Las inversiones referidas en las temperaturas superficiales de las aguas del Golfo de Cádiz y del Mar de Alborán respecto a los patrones del verano es un fenómeno previamente observado (Kinder y Bryden, 1987, por ejemplo).

La situación típica de primavera tampoco es demasiado diferente a la del invierno, con algunas ligeras modificaciones: por ejemplo, en esta época, las aguas cálidas ya no se extienden tan prominentemente a través del Estrecho provenientes del Golfo; las aguas frías afloradas en las costas occidentales de Marruecos aparecen más frecuentemente que en invierno y los filamentos de aguas frías que se separan de la región costera del Golfo y se introducen en las aguas cálidas de la región central se ven más acentuados.

1.4.4.c.- Últimas observaciones combinadas meteorología - satélite

Muy recientemente, Paulo Relvas y Eric D. Barton (Relvas y Barton, 2002) desarrollan un amplio estudio de los fenómenos de mesoescala que tienen lugar en la región de afloramiento del Cabo San Vicente, relacionándolos con la dinámica superficial del Golfo de Cádiz. Para ello utilizaron un conjunto combinado de datos de satélite (1200 imágenes entre 1981 y 1995) y de observaciones meteorológicas costeras en puntos estratégicos (medidas de viento, del nivel del mar, datos de presión atmosférica,...).

En dicho trabajo se realiza un seguimiento independiente de los cuatro fenómenos más significativos, a saber, el afloramiento de la costa occidental portuguesa, el afloramiento de la costa Sur de la Península Ibérica (Golfo de Cádiz), el filamento de Cabo San Vicente y la contracorriente costera cálida. En primer lugar, encuentran que los anteriores fenómenos se presentan principalmente en verano, denotando las imágenes de invierno una distribución mucho más uniforme de la temperatura superficial. En términos estadísticos, la ocurrencia del afloramiento en la costa Sur es el 50% de los casos de afloramiento en la costa occidental, es decir, sólo en la mitad de los casos el afloramiento se extiende al Este de Cabo San Vicente, aunque la extensión de éste suele restringirse a una pequeña región próxima al cabo. Sólo en un 10% de los casos, este último afloramiento se extiende decididamente en el Golfo de Cádiz, más allá de Cabo Santa María.

El filamento de aguas frías que se extiende desde Cabo San Vicente con distintas orientaciones (ver Figura 1.11), preferentemente hacia el Sur y, en menor medida hacia el Oeste, es un episodio frecuente desde finales de primavera hasta principios de otoño

(80% de presencia). En todo caso, el filamento es intermitente, siendo su presencia continuada durante la totalidad de la estación un hecho muy excepcional. Su desarrollo inicial está asociado con el establecimiento del afloramiento en la costa occidental y su crecimiento requiere una cierta persistencia del mismo, lo que sugiere la hipótesis de que el filamento es inicialmente alimentado con aguas afloradas más al Norte que se transportan en dirección ecuatorial por la corriente geostrofica asociada al propio afloramiento. El filamento de San Vicente es estadísticamente independiente del afloramiento de la zona Sur, lo que sugiere que el filamento no es sustituido por las aguas allí afloradas. La mayor extensión al Sur del filamento de San Vicente se encontró, en todo el registro de imágenes, el 30 de Agosto de 1982, con una señal térmica del mismo hasta 250 kilómetros al Sur del Cabo. En el otro extremo, el verano de 1988 fue el único en el que el desarrollo del filamento fue muy poco significativo o inexistente. Con alguna frecuencia, la extensión Sur del filamento describe un vórtice en sentido ciclónico, adoptando una forma característica de seta invertida, lo que ha propiciado que, en términos coloquiales, se le denomine en ocasiones “perilla de San Vicente” (Figura 1.11).

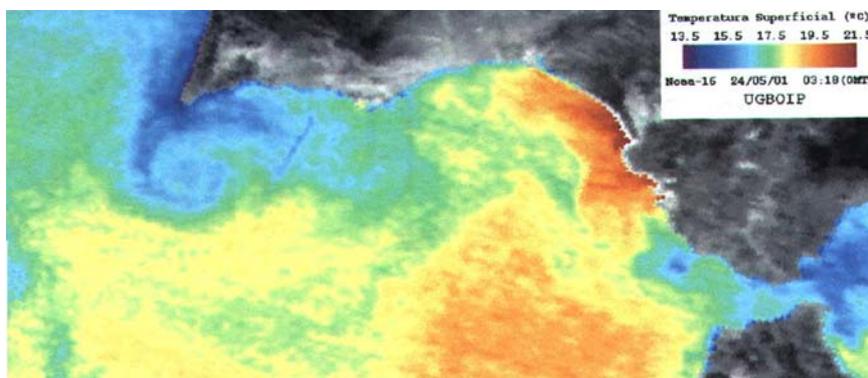


Figura 1.11: Imagen satélite del 24/05/01 durante la campaña GOLFO 2001 en la que se aprecia nítidamente el filamento de San Vicente. Tomada del Informe de Campaña GOLFO 2001.

Otro de los fenómenos más recurrentes (45% de los casos durante el periodo de más intensa actividad costera – finales de Mayo hasta Octubre-) es el desarrollo de una estrecha banda de aguas cálidas a lo largo de toda la costa Sur del Golfo de Cádiz. Esta contracorriente se desarrolla siempre que no hay afloramiento costero en la costa Sur y tiene su origen muy al Este del Golfo, próximo a la desembocadura del río Guadalquivir. En ocasiones, con motivo de episodios de no afloramiento persistentes (típicamente, del orden de 10 días o más), la contracorriente dobla el Cabo San Vicente

y se extiende hacia el Norte, llegando a alcanzar el Cabo de Sines, 100 kilómetros al Norte, en condiciones extremas, en buen acuerdo con lo relatado pioneramente por Fiúza (1983). La presencia de esta contracorriente es independiente del filamento de Cabo San Vicente. De hecho, si la contracorriente alcanza el Cabo estando el filamento presente, el chorro occidental que alimenta el filamento se ve forzado a separarse de la costa y el filamento pierde su conexión con el Cabo.

En el trabajo de Relvas y Barton (2002) se detallan también episodios completos de afloramiento – no afloramiento para los veranos de 1982, 1985, 1990, 1991 y 1992, donde la secuencia de datos es más completa y consistente. Dichos episodios se corresponden con el referido por Fiúza (1983) y comentado en detalle con anterioridad, por lo que aquí se hará una descripción mucho más resumida tomando como guía el evento del verano de 1992 (ver Figura 1.12).

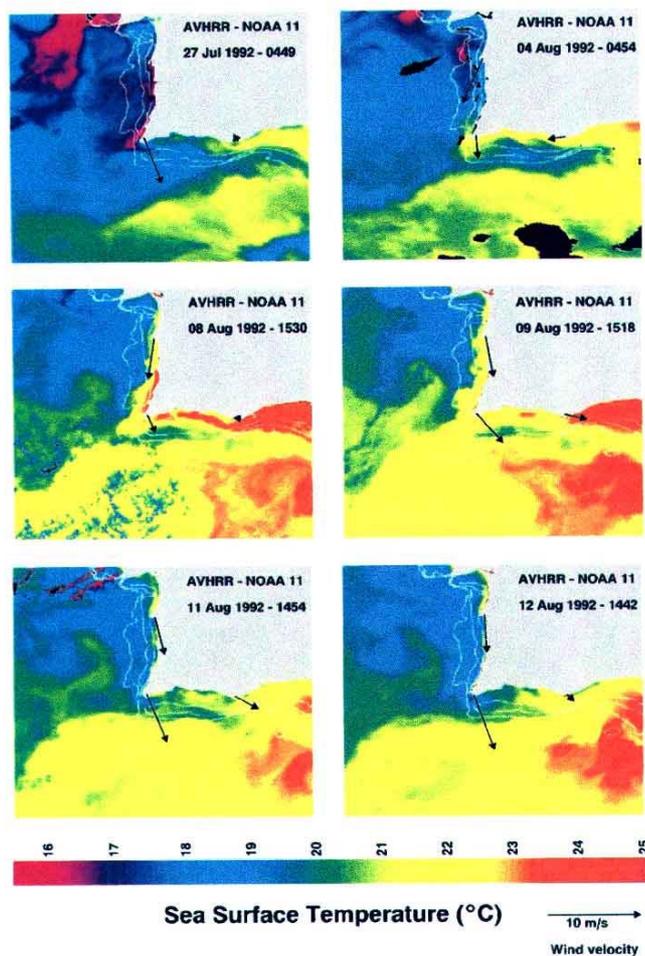


Figura 1.12: Imágenes satélite y velocidad del viento en verano de 1992, mostrando un episodio de afloramiento-recesión. Tomada de Relvas y Barton (2002).

En el estadio inicial, el afloramiento estaba presente, tanto en las costas occidentales portuguesas como en la zona Sur del Algarve, extendiéndose incluso al Este de Cabo Santa María una lengua de aguas frías constituyendo el Frente de Huelva. Se observa, de igual forma, la progresión de la contracorriente cálida costera, mucho más evidente en las imágenes de los días sucesivos, favorecida por los vientos de Levante (representados en la Figura 1.12 por flechas en los puntos de medida). Para el 8-9 de Agosto, la contracorriente alcanza su mayor extensión, doblando ampliamente el Cabo San Vicente hacia el Norte y alcanzando el Cabo Sines. Esta imagen no es en absoluto frecuente, puesto que la contracorriente costera sólo dobla el Cabo San Vicente en un 20% de las ocasiones que se desarrolla y su llegada al Cabo Sines es un caso inédito. Para el 11-12 de Agosto, con el cambio en el régimen de vientos, ahora favorables al afloramiento, se recupera el patrón habitual en la costa Oeste y la contracorriente es obligada a replegarse hacia longitudes más orientales.

En otro orden de cosas, medidas relativas al nivel del mar muestran un aumento significativo de éste en la costa Sur del Algarve bajo predominio de vientos de Levante, hecho que se atribuye más al declive del afloramiento que al avance de la contracorriente cálida, aunque esta afirmación no está exenta de cierta incertidumbre. Se estiman, asimismo, algunas velocidades para la progresión de esta corriente costera, tanto en su recorrido por la costa Sur Ibérica como por la costa occidental portuguesa, cuando éste es el caso. Los valores referidos están comprendidos entre los 13,7 kilómetros diarios de mínima y los 16,1 de máxima para la costa Sur y los 28,2 de mínima y 33,0 de máxima para la progresión por la costa Oeste. En uno de los episodios de progresión hacia el Oeste de esta contracorriente para el verano de 1988, se observó que ésta era capaz de separar las aguas afloradas del Cabo San Vicente y la zona Sur del Algarve de las aguas de la costa Oeste de Portugal con una permanencia de al menos una semana (ver Figura 1.13). Este hecho no es en absoluto frecuente, pues implica que la contracorriente es suficientemente energética como para superar la corriente de aguas afloradas que se extiende hacia el Sur por la costa occidental portuguesa. De hecho, sólo se encuentra en 7 ocasiones en los catorce años de muestreo. En una posterior observación sobre el periodo 1995-2002, Sánchez y Relvas (2003b) encuentran este hecho en sólo 3 ocasiones con una persistencia suficientemente significativa (de al menos una semana).

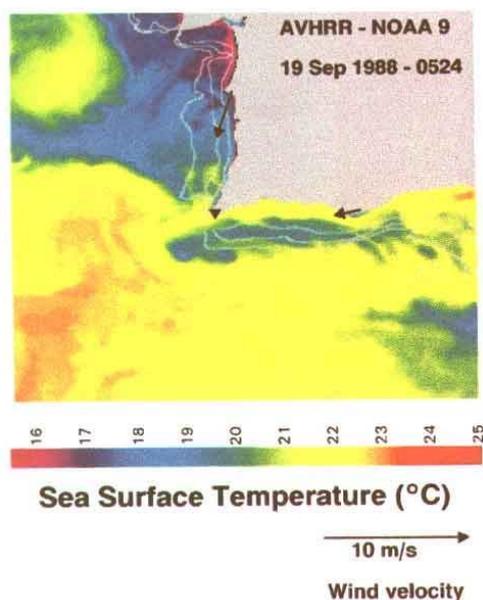


Figura 1.13: Detalle de un episodio de separación de las aguas afloradas. Tomada de Relvas y Barton (2002).

Respecto a los posibles mecanismos de forzamiento de la contracorriente costera, hay que decir lo siguiente: para la costa occidental portuguesa, el mecanismo propuesto por Frouin et al. (1990) implica la presencia de un gradiente de presión a lo largo de la costa durante todo el año, balanceado en verano por el estrés del viento en dirección Sur. En la región del Golfo de Cádiz, se espera que este gradiente de presión sea de gran importancia en la generación de la contracorriente puesto que, aunque en invierno su influencia es más reducida, en verano no siempre es balanceado por el viento a diferencia de la costa Oeste de Portugal.

El origen de este gradiente de presión no es algo que esté definitivamente resuelto. En regiones donde la plataforma es estrecha, las corrientes profundas pueden afectar a la elevación de la pendiente a lo largo de la costa (Hickey y Pola, 1983). No es descartable que la vena de Agua Mediterránea más somera (400 – 600 metros) a la que se ha hecho alusión anteriormente, en su circulación hacia el Oeste ejerza alguna influencia en la elevación de la pendiente de la superficie del mar.

El gradiente de presión podría resultar también de una cizalla positiva del viento (Wang, 1997; Bray et al., 1999) o por gradientes en la intensidad de los afloramientos, establecidos por gradientes espaciales en el campo de vientos (Largier et al., 1993; Harms y Winant, 1998). Bajo estas hipótesis, los gradientes de presión se formarían

localmente y la contracorriente estaría asociada con fenómenos de mesoescala, más que constituir un patrón continuo a lo largo de la costa. En todo caso, los efectos del viento, asociados con la abrupta geometría del Cabo San Vicente, pueden cooperar y aumentar la contracorriente costera, pero no parece ser el principal mecanismo de forzamiento.

Otra de las contribuciones importantes a la elevación de la pendiente superficial puede tener su origen en la propia circulación anticiclónica del Golfo de Cádiz. Esta circulación debe alimentar el flujo de Agua Atlántica que pasa por el Estrecho de Gibraltar pero no hay razones para afirmar que todo el flujo superficial que entra por el contorno Oeste del Golfo de Cádiz continúe hacia el Estrecho de Gibraltar. El exceso de agua que no llegara a pasar a través del Estrecho para alimentar el Mar Mediterráneo se acumularía contra la costa Este del Golfo, próximo al Estrecho de Gibraltar, y recircularía ciclónicamente a lo largo de la costa Sur española y portuguesa. Este mecanismo es analizado en un reciente trabajo de Mauritzen et al., (2001) a partir de consideraciones de balance de transportes para explicar la dispersión de la señal de alta salinidad al Oeste del Atlántico Norte. En el epígrafe 7.6 se discuten posibles mecanismos de forzamiento de la contracorriente costera a partir de observaciones y resultados obtenidos en el marco del proyecto en que se enmarca esta memoria.

1.4.4.d.- La contribución del análisis de modos empíricos ortogonales

Cuando se analiza un gran número de imágenes SST, resulta interesante estudiar la varianza asociada con los frentes de temperatura, eddies o estructuras casi-permanentes que se observan en ciertas regiones. Es asimismo deseable separar la mencionada varianza en diferentes contribuciones que se correlacionan con diferentes causas. Lo anterior puede conseguirse con un análisis por medio de funciones empíricas ortogonales (EOF), también denominado análisis de componentes principales. El objeto de este método es representar una serie de datos espacio-temporales usando un conjunto reducido de funciones a partir de las cuales puede recuperarse la mayor parte de la información original. En el caso de imágenes SST, si este conjunto reducido de funciones contiene un alto porcentaje de la varianza presente en los datos originales, pueden reflejar ciertos patrones estables de la circulación superficial o la respuesta de la superficie del mar a mecanismos externos de forzamiento casi permanentes. Hay numerosos ejemplos en la literatura de aplicaciones de esta técnica a regiones próximas

al Golfo de Cádiz, como el Mar de Alborán (Parada y Cantón, 1998; Álvarez et al., 2000). Una variante del anterior método, conocido como EOF de varianza espacial, pioneramente sugerido por Lagerloef y Bernstein (1988), ha sido utilizado por Vargas et al. (2003) para la región del Golfo de Cádiz. Concretamente, han utilizado una serie de 325 imágenes SST de media nula promediadas semanalmente de la región comprendida entre 34,7°N y 37,2°N en latitud y entre 10°W y 5°W en longitud.

El primero de los modos (ver Figura 1.14) da cuenta del 60% de la varianza medida y representa, en primera aproximación, un gradiente de temperatura Norte-Sur en la cuenca. Debido a que este modo explica la mayor parte de la varianza espacial de temperatura, y además es el único con una media significativa no nula y cuyos coeficientes temporales no cambian de signo, este modo debe representar las estructuras térmicas más permanentes y estables en la región. La característica más reseñable es la estructura cuasi circular de aguas cálidas (por encima de la media) en la parte Sur de la región de estudio.

En una secuencia animada de las imágenes SST originales (Vargas et al., 2003) se observa un transporte en el sentido de las agujas del reloj de diferentes patrones de temperatura a lo largo de la periferia de un núcleo de aguas cálidas, confirmando la hipótesis de un giro anticiclónico que se extendería al Sur, fuera de los límites de la región de estudio (Fiúza, 1983; Álvarez-Fanjul et al., 1999b). Este modo describe, asimismo, la zona de afloramiento alrededor de Cabo San Vicente y otros aspectos de menor escala como la lengua de aguas cálidas que se extiende al Oeste del Estrecho de Gibraltar y alimenta la entrada de Agua Atlántica, la reducida región de aguas frías alrededor de Cabo Trafalgar y la delgada pluma de aguas cálidas que sale del estuario del río Guadalquivir y/o de la Bahía de Cádiz y que se extiende hacia el Sur, uniéndose con la lengua de aguas cálidas que se extiende hacia el Estrecho desde el centro del Golfo (Vargas et al., 2003).

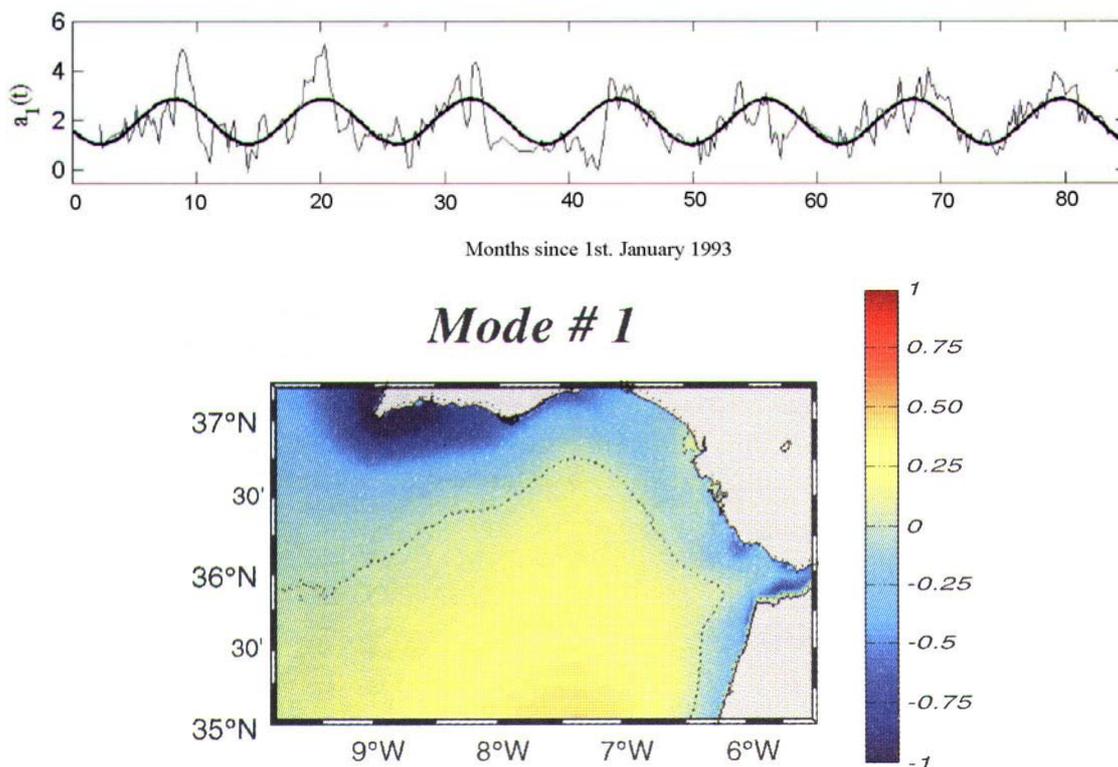


Figura 1.14: Coeficientes temporales y mapa espacial del primer modo de SST. Tomada de Vargas et al. (2003).

El segundo de los modos tiene unos coeficientes temporales que cambian de signo (ver Figura 1.15). Eso significa que una región de temperaturas por encima de la media representa aguas cálidas sólo cuando los coeficientes temporales son positivos y aguas frías en caso contrario y viceversa. Así, las regiones con signos opuestos deben interpretarse como si sus temperaturas estuviesen fluctuando con un desfase de 180° . Este modo explica el 13% de la varianza de las temperaturas medidas y reproduce, en primera aproximación, la variabilidad Este-Oeste en la cuenca. Los principales patrones térmicos observados en el mapa de temperatura de este modo son: una región de aguas cálidas de intensidad intermedia en la zona Oeste; una región de aguas frías sobre la plataforma de la Península Ibérica, aproximadamente entre Cabo Santa María y Cabo Trafalgar, limitada en general por las isóbatas de 100-200 metros y otros aspectos de menor escala como una pequeña región de aguas ligeramente cálidas al Sur del Estrecho de Gibraltar que se extiende hacia la costa de Marruecos. Este segundo modo describe un enfriamiento relativo de las aguas superficiales sobre la plataforma de la Península Ibérica y un calentamiento de las aguas en mar abierto en invierno junto con un súbito calentamiento de las primeras y enfriamiento de las segundas en verano, siguiendo los signos de los coeficientes temporales.

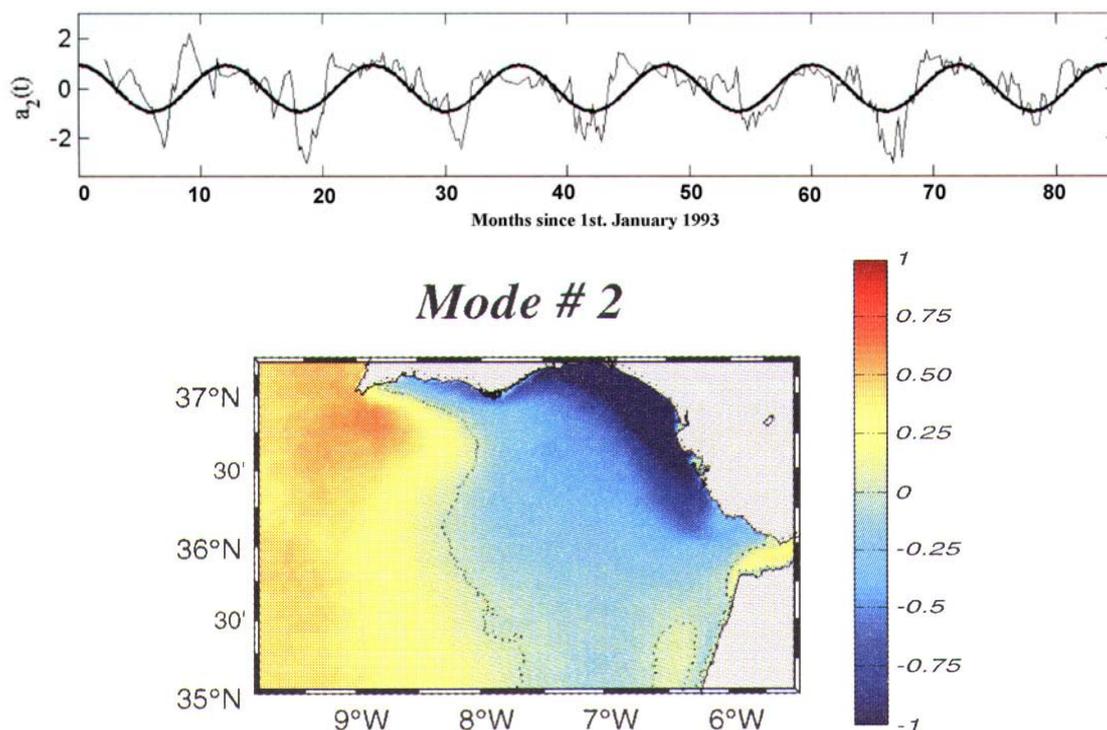


Figura 1.15: Coeficientes temporales y mapa espacial del segundo modo de SST. Tomada de Vargas et al. (2003).

El tercer modo explica alrededor del 6% de la varianza medida. Los coeficientes temporales (ver Figura 1.16), a diferencia de lo que ocurre con el primer y segundo modos, no presenta una variación estacional significativa. El mapa espacial del modo (Figura 1.16) muestra altos valores en dos regiones: la primera de ellas, localizada próxima a la costa Nor-occidental africana y en el Estrecho de Gibraltar, tiene valores negativos. La segunda, con valores modales positivos, se localiza en una banda relativamente estrecha de la plataforma entre Cabo Santa María y la desembocadura del río Guadalquivir. Estas dos regiones están en oposición de fase y reflejan la estructura bimodal apuntada inicialmente por Folkard et al. (1997) en las secuencias de verano.

En la Figura 1.16 se muestra sobreimpresionado junto a los coeficientes temporales la serie de estrés del viento en Tarifa (normalizado a desviación estándar unidad). La correlación existente entre ambas series es elevada, con un coeficiente de correlación en torno a 0,6. Así, este tercer modo se identifica como la principal respuesta de la SST en el Golfo de Cádiz al stress local del viento. Como se ha apuntado anteriormente, los Ponientes inducen afloramiento en las costas Sur ibéricas entre Cabo Santa María y la desembocadura del Guadalquivir mientras que al Suroeste del Estrecho

de Gibraltar se acumulan aguas cálidas. Las condiciones con Levantes son las contrarias: aparece una región de aguas frías al Suroeste del Estrecho, probablemente por transporte Ekman inducido por los Levantes fuertes que a menudo se registran en el Estrecho, y se calientan las aguas superficiales al Este de Cabo Santa María (ver, por ejemplo, Fiúza et al., 1982; Fiúza, 1983; Relvas y Barton, 2002).

Debido a la capacidad de este análisis EOF para predecir la SST en épocas concretas del año, se volverá sobre él más adelante (ver capítulo 3) para aplicarlo a las situaciones encontradas durante los muestreos de GOLFO 2001.

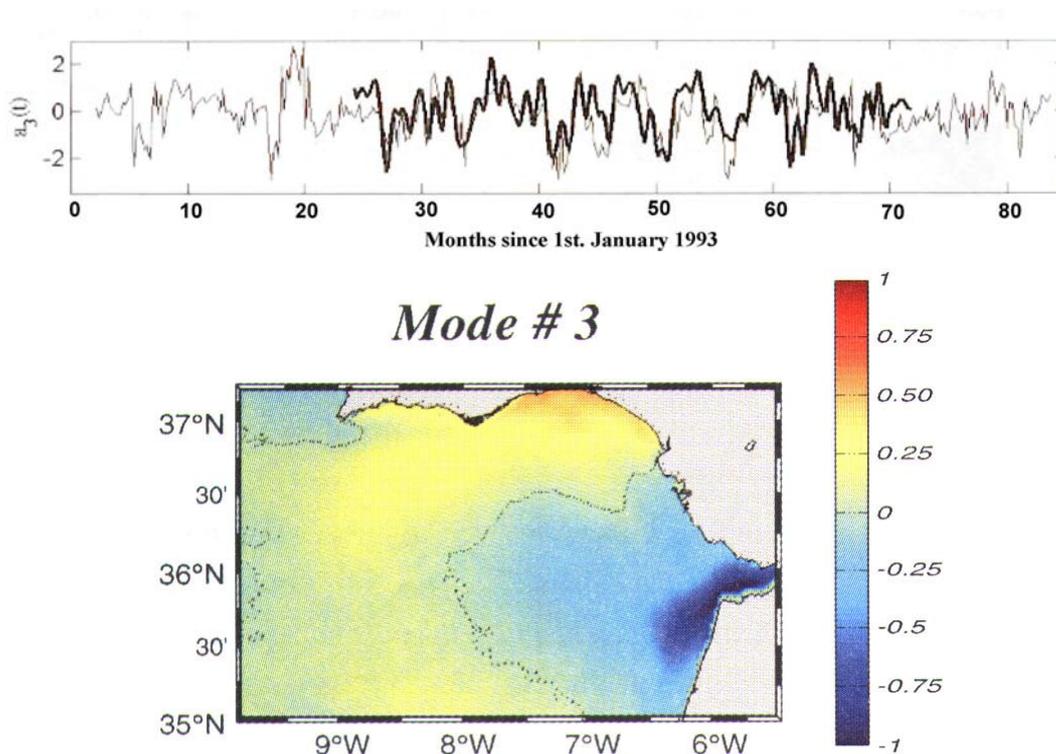


Figura 1.16: Coeficientes temporales y viento en Tarifa junto con el mapa espacial del tercer modo de SST. Tomada de Vargas et al. (2003).

1.5.- CIRCULACIÓN PROFUNDA EN EL GOLFO DE CÁDIZ

1.5.1.-Caracterización de la vena de Agua Mediterránea. Propiedades y localización

Las capas intermedias del Atlántico Nororiental tienen una fuerte influencia de la masa de agua originada en el Mar Mediterráneo, que tiene una señal muy marcada tanto en salinidad como en temperatura en profundidades comprendidas entre los 500 y los 1300 metros (Ambar et al., 2002). Esta vena de Agua Mediterránea no sólo constituye una importante fuente salina y térmica para el Atlántico Norte sino que también tiene consecuencias a mayor escala para la circulación termohalina del Océano Atlántico (Reid, 1978). Recientes modelos numéricos (Jia, 1999; Johnson y Stevens, 2000) indican que la corriente de Azores, una rama menor de la corriente del Golfo en el Atlántico Nororiental, tiene su causa última en el Agua Mediterránea de salida. El hecho de que el Agua Mediterránea pueda propagarse a grandes distancias viajando en los denominados “meddies” (Mediterranean eddies) es otro de los factores que contribuyen a que la influencia de la misma no se restrinja sólo a las zonas adyacentes a su salida¹⁰. Mauritzen et al. (2001) cifran también en la influencia del Agua Mediterránea de salida la explicación a la diferencia de salinidad en dirección Este – Oeste en todo el Atlántico Norte, documentada por Pérez et al. (1995) como un fenómeno permanente a pesar de la variabilidad temporal en los valores de salinidad (ver epígrafe 1.5.5).

Las Aguas Mediterráneas que constituyen la fuente de las aguas de salida a través del Estrecho son aguas intermedias (Agua Levantina Intermedia) y profunda del Mediterráneo Occidental, altamente salinas ($S \geq 38,4$) y relativamente cálidas ($T > 12^{\circ}\text{C}$) y densas ($\sigma_{\theta} \geq 28,95$). Conforme el Agua Mediterránea progresa a lo largo del talud continental en la parte Norte del Golfo de Cádiz, el contacto con Aguas Atlánticas menos salinas provoca un descenso gradual en su densidad. A partir del meridiano 8°W , aproximadamente, el rango de densidad de la corriente Mediterránea se corresponde a profundidades intermedias del Océano Atlántico. El análisis de las propiedades termohalinas de esta masa de agua muestra dos máximos principales en el

¹⁰ Sobre la formación de meddies en el Golfo de Cádiz pueden consultarse los epígrafes 1.5.3 y 1.5.4.

diagrama TS correspondientes a los núcleos superior e inferior con distintas densidades (respectivamente, $\sigma_\theta = 27,5$ y $\sigma_\theta = 27,8$, en términos de la anomalía de densidad potencial; ver, por ejemplo, Figura 1.4), centrados alrededor de los 800 y 1200 metros (Madelain, 1970; Zenk, 1970; Ambar y Howe, 1979a, b). Aunque los dos núcleos anteriores son identificables en el diagrama TS, el núcleo superior se caracteriza mejor en el perfil de temperatura y el inferior, en el de salinidad (ver Figura 1.4 y también Figura 5.24 en capítulo 5).

El origen de estos dos núcleos de agua ha sido objeto de diferentes conjeturas: Madelain (1970), a partir de observaciones hidrológicas, lo atribuyó al efecto de los extensos valles y cañones submarinos del fondo que el chorro de salida encuentra tras franquear el Estrecho de Gibraltar, que podrían diversificar el flujo en diferentes ramales. La comparación de datos de nutrientes obtenidos en una estación del Golfo de Cádiz y en otra al Este del Estrecho de Gibraltar, en el Mediterráneo, permitió a Howe et al. (1974) sugerir que el núcleo superior se origina a partir de profundidades relativamente someras (por encima de 100 metros) en el Estrecho. Borenäs et al. (2002), comparando datos experimentales y resultados de modelos teóricos, establecieron que las variaciones horizontales en las propiedades del chorro a la salida del Estrecho promueven la separación vertical de los núcleos Norte (somero) y Sur (profundo), ayudado por irregularidades en la topografía del fondo y por mecanismos de fricción.

Además de estos dos núcleos principales, se ha identificado un núcleo más superficial de Agua Mediterránea en el Golfo de Cádiz, próximo a la costa Sur Ibérica y en la parte superior del talud continental (Zenk, 1975a, b; Ambar, 1983; Hinrichsen, et al., 1993), con una anomalía de densidad potencial de aproximadamente $\sigma_\theta = 27,4$ y centrado en profundidades alrededor de los 500 metros. Este núcleo se caracteriza por sus mayores temperaturas, comparadas con las de los dos núcleos “clásicos”.

Las características de la dinámica general de la vena de Agua Mediterránea en el Golfo de Cádiz pueden describirse por un balance entre la aceleración gravitacional a medida que el chorro desciende el talud, la deflexión provocada por la fuerza de Coriolis, la fricción con el fondo y el arrastre de Agua Central Noratlántica por la parte superior (Smith, 1975; Stanton, 1983). En sus primeras evoluciones (aprox. $6,5^\circ\text{W}$), la

vena de salida experimenta una fuerte desviación hacia el Norte, fruto de la fuerza de Coriolis y la topografía del fondo al encontrar una cordillera que le dirige el camino.

La vena de Agua Mediterránea sigue la topografía del Golfo como una corriente de fondo con relativamente altas velocidades (entre 20 y 30 cm/s según Ambar et al., 1999; Ambar et al., 2002). Durante los primeros 50 km, el chorro discurre confinado en un canal en la plataforma continental de unos 12 km de anchura que aparenta ser una extensión subsuperficial de la topografía del Estrecho de Gibraltar. Cuando la vena Mediterránea desciende el talud continental y se mezcla con el Agua Central Noratlántica que tiene por encima, se reduce su anomalía de densidad y aumenta su flotabilidad hasta hacerse neutra cerca de la región occidental del Golfo de Cádiz. La separación horizontal de la vena Mediterránea en dos es ya evidente en las proximidades del Estrecho de Gibraltar y, a partir del meridiano 8°W (enfrente del Cabo Santa María, aproximadamente), los dos núcleos incrementan su separación vertical, identificándose por un máximo de temperatura en torno a los 800 metros (núcleo superior) y por un máximo en la salinidad en torno los 1200 metros (núcleo inferior).

La evolución espacial de la vena de Agua Mediterránea en el Golfo de Cádiz se puede apreciar perfectamente en la distribución de salinidad de algunos de los transectos muestreados durante el proyecto CANIGO que se presentan en la Figura 1.18 (ver Figura 1.17 para la ubicación de los transectos). Una explicación detallada de los mismos puede encontrarse en Ambar et al. (2002) o en Borenäs et al. (2002).

En la Figura 1.18, puede verse cómo la vena Mediterránea permanece como una corriente de fondo en los estados iniciales de su evolución por el Golfo de Cádiz (transectos S3 a S6). Es aproximadamente a partir del meridiano de 8°W cuando el chorro alcanza valores de densidad que permiten su establecimiento como una corriente intermedia (ver secciones S8 y S9 de la Figura 1.18) a profundidades de 800 metros (núcleo norte o superior) y 1200 metros (núcleo sur o inferior). En algunas de las estaciones muestreadas a bordo del Buque de Investigación Oceanográfica Thalassa (Setiembre 1997), Ambar et al. (2002) documentan la existencia de una capa de alta salinidad a profundidades mayores, unos 1400 metros. Este núcleo profundo se encontró en las secciones S8 (1430 m), S9 (1352 m) y S11 (1403 m) y las velocidades

geostróficas calculadas en esas tres secciones con respecto a los 2000 db muestran un flujo hacia el Este de las capas por debajo de los dos núcleos clásicos de Agua Mediterránea.

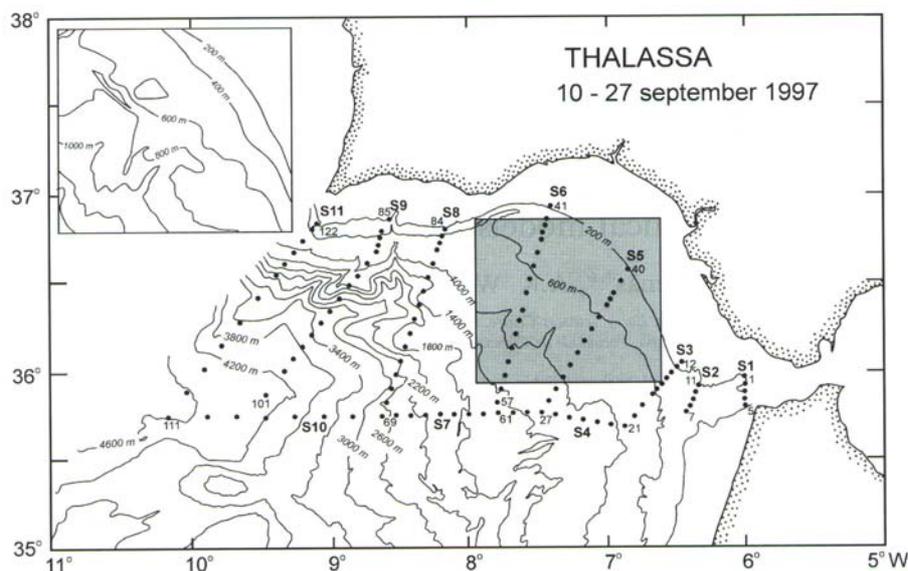


Figura 1.17: Extensión y estaciones de muestreo en la campaña 10-27 Setiembre de 1997 en el marco del proyecto CANIGO. Tomada de Borenäs et al. (2002).

La extensión de la vena de Agua Mediterránea depende de la evolución de la misma y de la batimetría de la zona. Así, por ejemplo, en la sección S3, la lengua Mediterránea se extiende por unos 40 km del fondo del Golfo. En su evolución hacia el Oeste y mientras se mantiene como una corriente de fondo, la extensión puede alcanzar máximos en torno a los 80-90 km, como en el caso de la sección S6. Más al Oeste, cuando el chorro Mediterráneo alcanza su estabilidad y la batimetría se vuelve abrupta en su caída vertical (en la región del cañón de Portimao), la extensión del mismo vuelve a reducirse (secciones S8 y S9) a valores próximos a los 40-50 km en valores promedio.

La característica más notoria de la evolución de la vena de Agua Mediterránea es el continuo descenso en la señal de salinidad a medida que se mezcla con las Aguas Atlánticas del Golfo de Cádiz. El máximo de salinidad encontrado en las proximidades del Estrecho es de 37,98, mientras que frente a Cabo San Vicente es de 36,54 (Ambar et al., 2002). De igual forma, las Aguas Atlánticas se ven influenciadas por la vena Mediterránea, experimentando un aumento en su salinidad conforme fluyen hacia el Este (35,6 en la zona central del Golfo frente a 36,2 en las proximidades del Estrecho de Gibraltar).

Borenäs et al. (2002), representando la evolución de la temperatura en cada uno de los transectos, identifican el núcleo más superficial de Agua Mediterránea con un máximo en la temperatura en profundidades comprendidas entre los 400 y 600 metros (en el rango $27,2 < \sigma_\theta < 27,4$) en las secciones S3, S5, S6, S8, S9 y S11 pegado a la parte superior del talud continental en el Golfo de Cádiz y separado del mismo en la costa Suroccidental portuguesa, principalmente en las regiones de los cañones de san Vicente, al Oeste, y de Lisboa/Setúbal, más al Norte, en buen acuerdo con lo referido en la literatura precedente (Zenk, 1975a, b; Ambar, 1983).

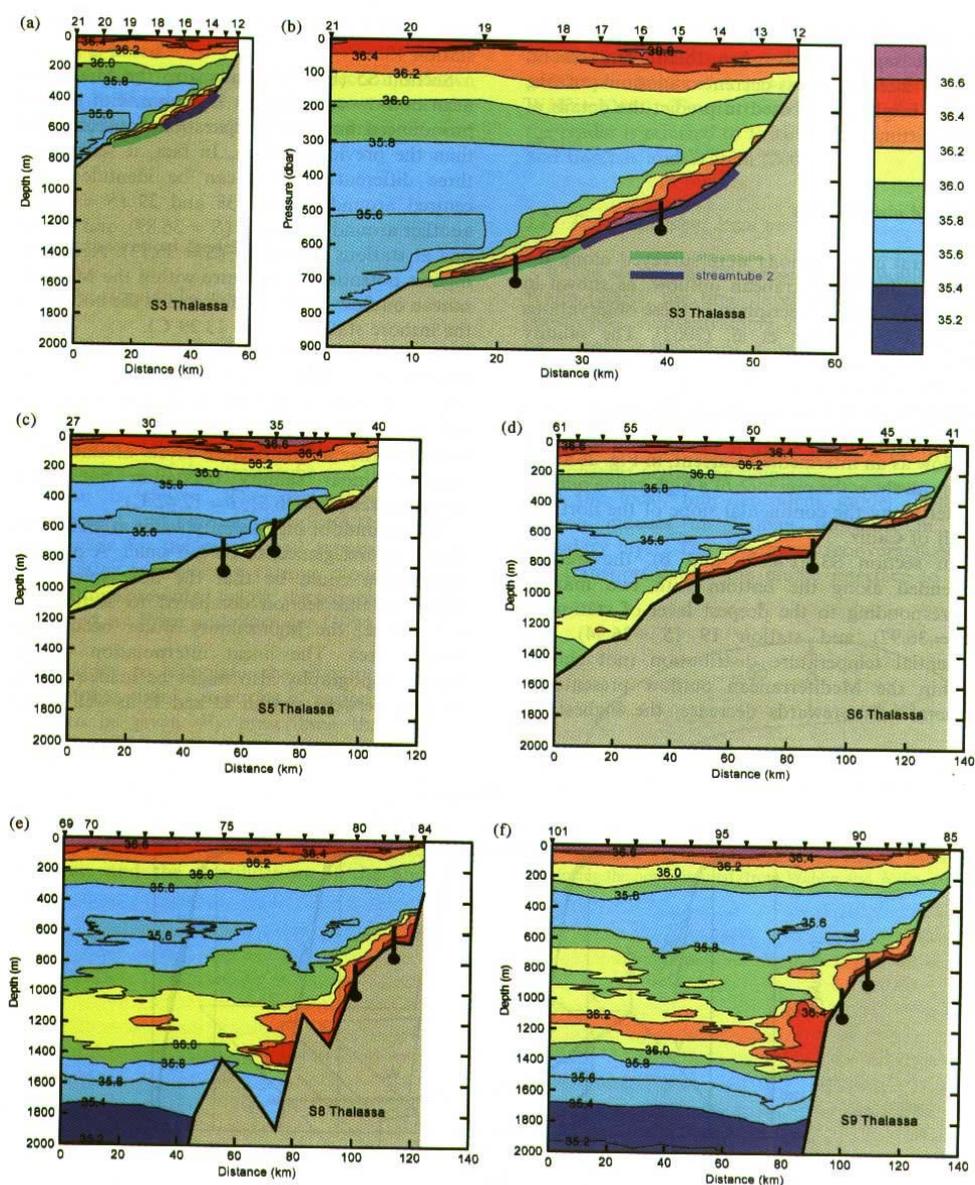


Figura 1.18: Distribución de salinidad en los transectos indicados en la Figura 1.17 para la visualización del chorro mediterráneo. Tomada de Borenäs et al. (2002).

1.5.2.- Variabilidad del chorro Mediterráneo de salida en el Golfo de Cádiz

A pesar del pequeño pero detectable incremento en la temperatura y salinidad de las Aguas Mediterráneas que constituyen la fuente del chorro en los últimos años por causas tanto antropogénicas como climáticas (Potter y Lozier, 2004), los parámetros que definen la vena de Agua Mediterránea han experimentado pocas variaciones en las últimas décadas. En promedio, la trayectoria, anchura y extensión de la vena encontrados por Baringer y Price (1997) son comparables a los referidos en la literatura precedente (Heezen y Johnson, 1969; Madelain, 1970; Zenk, 1975a; Howe et al., 1974; Ambar y Howe, 1979a; Gründlingh, 1981; Ochoa y Bray, 1991). Este comportamiento estable, en términos medios, no es óbice para que se produzcan algunas fluctuaciones con el tiempo.

Próximo al Estrecho de Gibraltar (7°30' W, aprox.), Stanton (1983) encontró variabilidad de baja frecuencia en el rango entre 2 días y 2 semanas en datos de correntímetros. Atribuyó estas variabilidades a causas meteorológicas (diferencias de presión entre el Golfo de Cádiz y el Mar Mediterráneo). Eventos similares ya habían sido identificados por Thorpe (1976) en las costas del Golfo de Cádiz (aprox. 8°W) analizando registros de temperatura y corriente durante 20 días.

Medidas quincenales de temperatura tomadas durante un año (Julio, 1993 – Julio, 1994) en los transectos indicados en la Figura 1.2, permitieron a Ambar et al. (1999) hacer una de las descripciones más completas de la variabilidad de la vena Mediterránea. En el 60% de los muestreos se encontró la vena ceñida al talud continental con los dos núcleos superior e inferior bien definidos, en lo que podríamos denominar la descripción clásica. En algunos casos, la estructura típica de velocidad no iba acompañada de la estructura típica en temperatura y viceversa y, en otros casos, ninguna de las dos estructuras se corresponde con el patrón clásico. Las irregularidades más acentuadas ocurren en invierno con flujos en dirección Sur o Suroeste y con recirculaciones ocasionales acompañadas de una estructura térmica anómala.

Además de las fluctuaciones en la extensión de la vena Mediterránea, existen también variaciones en la temperatura de la misma. Las mayores temperaturas para el núcleo superior se alcanzan en dos periodos (Noviembre-Enero y Mayo-Julio), con

episodios aislados en Marzo. Los valores máximos de ésta no suelen sobrepasar los 14°C. Para los núcleos inferiores, centrados en 800 y 1200 metros aproximadamente, la temperatura máxima no sobrepasa los 13°C y los máximos se encuentran de forma permanente entre mediados de Octubre y mediados de Diciembre y, luego, de forma más intermitente hasta mediados de Febrero (Ambar et al., 1999).

1.5.3.- Formación de meddies en el Golfo de Cádiz

La contracorriente Mediterránea en las costas Sur y Suroeste de Portugal expulsa estructuras lenticulares de Agua Mediterránea cálida y salina, que han dado en llamarse “meddies” (de Mediterranean eddie). Son vórtices anticiclónicos, debido a que la estratificación en su centro es menor que en las aguas adyacentes a la misma profundidad, estables y coherentes que producen una señal térmica y salina anormalmente elevada en el Atlántico Norte (Johnson et al., 2002). Giran como un sólido rígido con diámetros típicos de 50 km y una extensión vertical de unos 700 metros (entre profundidades de 600 y 1300 metros, típicamente, Serra y Ambar, 2002). Sus periodos de rotación están en torno a los 6 u 8 días y la velocidad acimutal es de unos $30 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$, lo que contribuye al aislamiento del fluido en el interior (Armi y Zenk, 1984). Bower et al. (1995, 1997) identificaron el Cabo San Vicente como un lugar de formación de meddies, formación que puede estar asociada con la presencia de cañones submarinos frente a las costas portuguesas –cañón de Portimao, de San Vicente- (Armi y Zenk, 1984; Prater y Sandford, 1994; Ambar et al., 1999; Jungclaus y Mellor, 2000).

El proceso de generación de meddies lleva asociado en ocasiones la presencia de estructuras ciclónicas, que ocasionalmente interaccionan con los meddies, y han sido detectadas próximos a la costa Sur de Portugal (Swallow, 1969) y en la cuenca europea occidental (Schauer, 1989). Los meddies tienen valores reducidos de vorticidad potencial en sus núcleos frente a los de su entorno (Schultz Tokos y Rossby, 1991; Prater y Sandford, 1994). Bower et al. (1997) sugiere que el mecanismo probable de formación de los meddies en el Cabo San Vicente (también propuesto por D’Asaro, 1988) es la reducción de vorticidad potencial de la contracorriente Mediterránea por fricción lateral con el talud continental en el Sur de Portugal. Sin embargo, la estructura del campo de velocidad asociado a los meddies parece extenderse verticalmente mucho más que el rango de profundidades en que se detecta la anomalía termohalina, y pueden

incluso llegar a alcanzar profundidades de hasta 3000 metros (Pringree, 1995; Oliveira et al., 2000).

Hay algunas evidencias de que la influencia dinámica de los meddies puede extenderse hasta la superficie (Stammer et al., 1991; Hinrichsen et al., 1993; Pringree y Cann, 1993). De hecho, el acoplamiento vertical entre los meddies y los fenómenos superficiales dejando una señal indirecta en superficie de temperatura, salinidad y densidad ya ha sido referido por Tychensky y Carton (1998) en la región de la corriente de Azores. La presencia de esta signatura térmica de los meddies en superficie es más esperable en regiones de fuerte acoplamiento entre las circulaciones profunda y superficial. Estas condiciones son más favorables en la Península Ibérica en invierno cuando prevalece la circulación superficial hacia el Norte de una corriente con aguas de origen Mediterráneo o subtropical.

Muchos meddies son transportados por las corrientes una vez pasado el Cabo San Vicente, desde donde algunos se dirigen hacia el Norte, otros hacia el Oeste y otros en dirección Sur o Suroeste. Viajan enormes distancias durante meses e incluso años, sin apenas mezclarse con las aguas de alrededor. El proceso de decaimiento de los meddies puede ser bien gradual por intrusión lateral de aguas adyacentes o procesos de doble difusión (Ruddick y Herbert, 1988; Ruddick, 1992), bien catastrófico por interacción con la topografía (Richardson et al., 1989). Estos meddies son, generalmente, detectados en la cuenca oriental del Atlántico Norte, especialmente frente a las costas Suroccidentales de la Península Ibérica y la región de la cuenca Canaria (Käse et al., 1989; Richardson et al., 1989; Käse y Zenk, 1996; Bower et al., 1997; Richardson et al., 2000;...). Sparrow et al. (2002) responsabilizan a los meddies de un 53% de la anomalía de salinidad relativa a 35,01 y Mazé et al. (1997) elevan este valor hasta casi el 100%.

1.5.4.- El Agua Mediterránea en el Atlántico Norte

Aproximadamente frente al Cabo San Vicente, la vena Mediterránea de alta salinidad se divide en dos núcleos básicos principales. El núcleo principal pasa entre el Cabo San Vicente y el banco Gettysburg (ver Figura 1.19 para ubicación) en dirección Noroeste, en acuerdo con los resultados de Zenk y Armi (1990). Un ramal de este

núcleo se dirige al Norte hacia la zona de la desembocadura del río Tajo (esta dirección es la señal más intensa del Agua Mediterránea, la que puede denominarse propiamente vena Mediterránea con un flujo medio bien definido) y el otro gira hacia el Oeste, bordeando la parte Norte de la cordillera Ashton (ver Figura 1.19) y dividiéndose en dos ramas: la primera en dirección Noroeste cruza la llanura abisal ibérica y su señal se reduce prácticamente a varios meddies de agua salina entre los paralelos de 41°N y 44°N. La segunda rama, en dirección Oeste bordea la cordillera Josephine (ver Figura 1.19) y gira hacia el Oeste – Suroeste, quedando también reducida a estructuras tipo meddie entre los paralelos de 36°N y 38°N.

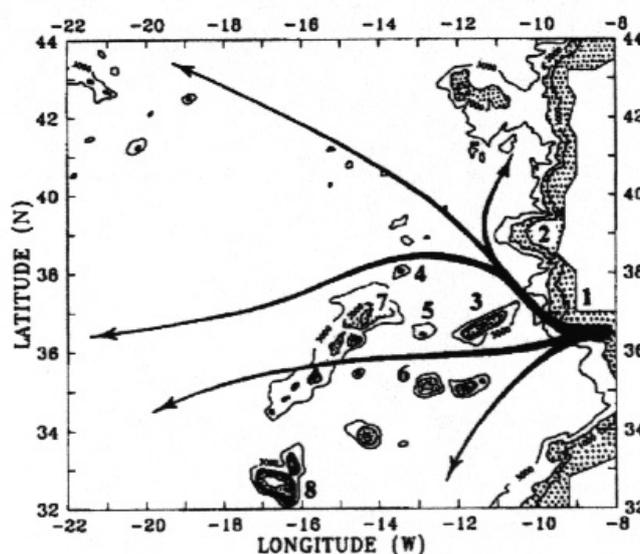


Figura 1.19: Trayectorias del Agua Mediterránea a su salida del Golfo de Cádiz. Tomada de Shapiro y Meschanov (1994). Leyenda: 1: Cabo San Vicente; 2: Desembocadura río Tajo; 3: Banco Gettysburg; 4: Cordillera de Ashton; 5: Cordillera de Hironnelle; 6: Cordillera de Ampere; 7: Cordillera de Josephine; 8: Islas Madeira.

La segunda de las ramas principales se dirige desde el Cabo San Vicente hacia el Suroeste a través del pasaje entre el banco Gettysburg y la cordillera Ampere. Bordea la periferia Sur de las cordilleras Hironnelle y Josephine y rápidamente se hace intermitente, por lo que su única contribución es a base de estructuras aisladas o meddies, sin tener una señal media bien definida. Algunos de los meddies formados en este ramal pueden dirigirse más al Sur hacia la cuenca Canaria, en lo que algunos autores (Shapiro y Meschanov, 1994) han denominado una nueva rama del núcleo secundario (ver Figura 1.19).

Una hipótesis para esta dualidad observada en la dirección Norte – Sur en la vena de Agua Mediterránea es apuntada por Sy (1988) y, más recientemente, por Sparrow et al. (2002), y sugiere que la corriente de Azores, entre los paralelos de 34°N y 36°N aproximadamente, actuaría como una barrera dinámica para la dispersión de la vena Mediterránea en dirección Sur de forma permanente. En contraste, los meddies, por sus altos valores de energía cinética, sí serían capaces de penetrar esta barrera y dirigirse hacia el Sur.

1.5.5.- Procesos de mezcla en el Golfo de Cádiz

Ambar y Howe (1979a) calcularon un transporte de 3 Sv en el Cabo San Vicente y, más recientemente, Ochoa y Bray (1991) estimaron un flujo neto en dirección Oeste de Agua Mediterránea de 2,2 Sv entre los meridianos de 7,5°W y 8°W. Rhein y Hinrichsenn (1993), usando un modelo de mezcla, concluyeron que el transporte del chorro Mediterráneo alcanza un máximo de 3,7 Sv cerca del meridiano de 8°W, si asumían un flujo de salida de 1 Sv en el Estrecho. Todos estos datos indican que el transporte de Agua Mediterránea más o menos mezclada se incrementa por un factor aproximado de 3 en algún lugar del Golfo de Cádiz. Baringer y Price (1997) analizan los datos tomados durante la campaña Gulf of Cadiz Expedition, 1988 (ver Figura 1.20) y localizan la región donde las mezclas son más intensas.

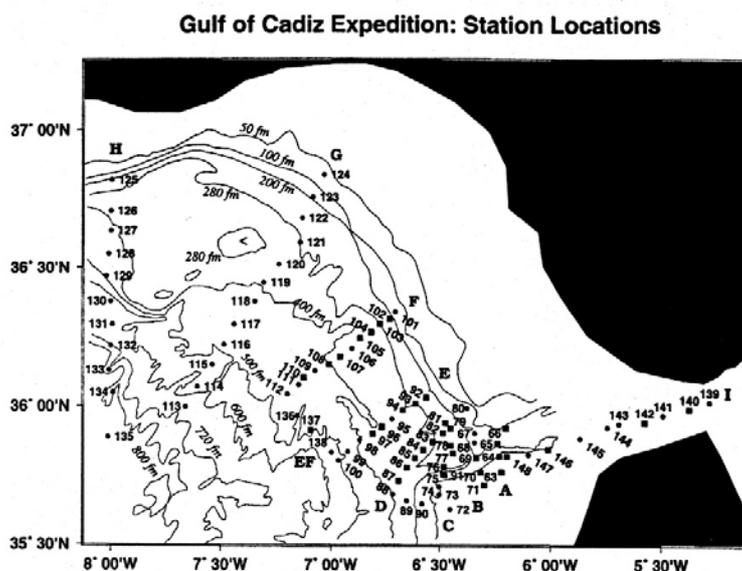


Figura 1.20: Extensión geográfica y estaciones de muestreo en la campaña Gulf of Cadiz Expedition, 1988. Tomada de Baringer y Price (1997).

El proceso de mezcla entre la vena Mediterránea de salida y el Agua Atlántica (NACW) se caracteriza (Baringer y Price, 1997) por el arrastre de Agua Atlántica, dado que el transporte hacia el Oeste de Agua Mediterránea mezclada aumenta más o menos en proporción al descenso en la salinidad. Los cálculos sobre los transectos anteriores revelan que los procesos de mezcla por entrada de Agua Atlántica son más intensos entre las secciones C y D (ver Figura 1.20) y también entre las secciones E y F

Los procesos de mezcla que modifican el Agua Mediterránea original pueden ser de dos tipos: un proceso de mezcla vertical que cambia la estratificación vertical dentro del propio chorro, sin apenas mezclas con el Agua Atlántica circundante (proceso de mezcla local), y un proceso de entrada de NACW que aumenta el transporte del chorro.

Procesos de mezcla Agua Atlántica-Agua Mediterránea

Los análisis de estabilidad muestran que, si la energía cinética disponible en la corriente es suficiente para vencer la estratificación, entonces la corriente puede desarrollar inestabilidades de tipo Kelvin-Helmholtz (Turner, 1973). Esta condición suele expresarse en términos de que el número de Richardson

$$Ri = \frac{N^2}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2} \quad [1.1]$$

(donde N es la frecuencia de Brunt-Väisälä, ver epígrafe 7.3 y Apéndice II) sea superior o inferior a un cierto valor crítico, que, en general, depende de la forma del perfil de densidad (ver Baringer y Price, 1997 para detalles). No obstante, la condición $Ri \geq 0,25$ suele ser una condición suficiente para que la corriente sea estable¹¹. Los cálculos del número de Richardson llevados a cabo en las distintas secciones muestran que éste toma valores inferiores a 0,25 en la sección C en una capa de unos 50 metros de espesor (Baringer y Price, 1997), sugiriendo que se han producido fuertes inestabilidades de tipo Kelvin-Helmholtz en una gran parte de la interfase. También en algunos perfiles de la sección F se encuentran valores reducidos del número de Richardson, pero sobre una extensión mucho menor que en el caso de la sección C. Estas observaciones indican que pueden haberse producido procesos de mezcla vertical asociados a inestabilidades de

¹¹ En el apéndice II se esboza un pequeño fundamento teórico de los cálculos de estabilidad.

tipo Kelvin-Helmholtz dentro de la capa de interfase entre las secciones A y F, especialmente a la altura de la sección C.

El equivalente al número de Richardson para los procesos de entrada de una capa sobre otra es el número de Froude:

$$Fr = \left(\frac{\rho_0 (\delta U)^2}{gH(\delta\rho)} \right)^{1/2} \quad [1.2]$$

donde δU y $\delta\rho$ es la diferencia de velocidad y densidad, respectivamente, entre las dos capas y H el espesor de la capa inferior. Experimentos llevados a cabo en laboratorios con corrientes de distinta densidad indican que, cuando este número es superior a la unidad, la corriente de fondo más densa puede empezar a asimilar parte de la corriente que fluye en sentido contrario por encima. Además, la tasa de entrada aumenta muy rápidamente con pequeños aumentos del número de Froude por encima de este valor crítico (Turner, 1973; Price, 1979). Los cálculos del número de Froude para las secciones del muestreo (Baringer y Price, 1997) indican que los lugares en que $Fr \geq 1$ coinciden, con bastante aproximación, con aquellos para los que se observa un mayor incremento en el transporte de arrastre, es decir, cerca de las secciones C y D y en el lado más costero de la sección E. Así pues, las regiones con fuertes mezclas verticales son también regiones con importantes aumentos en el flujo por arrastre de Agua Atlántica de capas superiores.

Los procesos de mezcla comentados, aunque válidos en líneas generales, son, en palabras de Mauritzen (Mauritzen et al., 2001), una visión simplificada de la realidad. Es necesario, según los anteriores autores, otro tipo de procesos que expliquen la permanente diferencia de salinidad entre las aguas del Atlántico oriental y occidental. Si, como proponen, esta diferencia tiene por causa última, al menos en parte, la influencia de las Aguas Mediterráneas a su salida del Estrecho, es necesario algún otro proceso de mezcla que permita el flujo de salinidad desde las Aguas Mediterráneas a las Aguas Atlánticas. Las Aguas Atlánticas están separadas de la vena Mediterránea en gran parte del Golfo de Cádiz por un mínimo de salinidad intermedio¹² que actúa como una barrera física que impide la influencia directa de las últimas sobre las primeras, por

¹² En el epígrafe 5.6.1 (ver también Figura 5.19) se realiza un estudio más detallado de la situación de este mínimo de salinidad durante la campaña GOLFO 2001.

lo que no es posible que las Aguas Atlánticas ganen salinidad por procesos de mezcla con las Aguas Mediterráneas mientras exista esta capa intermedia de separación. Es por esto que otros autores (Pollard y Pu, 1985, por ejemplo) han buscado otras explicaciones para las altas salinidades del Atlántico oriental.

Pero Mauritzen et al. (Mauritzen et al., 2001) sugieren que en las primeras evoluciones del chorro Mediterráneo en el Golfo de Cádiz, además de los procesos de mezcla estudiados anteriormente (Baringer y Price, 1997), existe un flujo diapirico de salinidad que transfiere esta propiedad del Agua Mediterránea al Agua Atlántica antes de la existencia del mínimo de salinidad entre ambas. Los autores denominan a este proceso de mezcla “detrainment” para distinguirlo del simple arrastre de Agua Atlántica en el flujo de salida, conocido por “entrainment”.

Para consolidar la hipótesis de la influencia del Agua Mediterránea en las aguas salinas del Atlántico oriental, los autores necesitan postular una recirculación del Agua Atlántica que ha ganado en salinidad. Este hecho se ha comentado con mayor extensión al hablar de la circulación superficial en el Golfo (ver epígrafe 1.4.4.c) y se justifica en que el transporte neto hacia el Este excede el necesario para alimentar el flujo a través del Estrecho más el volumen asimilado por el chorro Mediterráneo (Swallow, 1969; Ochoa y Bray, 1991; Rhein y Hinrichsenn, 1993; Baringer y Price, 1997; Mauritzen et al., 2001). Tanto los resultados basados en modelos numéricos inversos como las observaciones directas (campaña oceanográfica SEMANE95, ver Figura 1.21) de Mauritzen et al. (2001) sugieren la existencia de esta recirculación (sobre todo apreciable al Oeste de Cabo Santa María), que transmitiría a todo el Atlántico oriental la señal de salinidad adquirida en el Golfo de Cádiz. Al estudiar en el capítulo 7 la circulación en la plataforma se volverá sobre alguna de estas cuestiones. Pero, como adelanto, no parece que la contracorriente costera antes aludida (Relvas y Barton, 2002) contribuya, por su reducido volumen, a la expansión de la señal salina al Atlántico oriental. Además, esta contracorriente puede no estar presente en los meses de invierno y, en cualquier caso, sólo en contadas ocasiones durante la estación de afloramiento sobrepasa el Cabo de Santa María (bajo Levantes persistentes). Ni siquiera es un hecho evidente (ver capítulo 7) que la contracorriente costera sea más salina que las aguas circundantes. Las medidas de velocidad recogidas en la Figura 1.21 podrían corresponderse con el remolino ciclónico de San Vicente (ver capítulo 7 y epígrafe

5.4.1.b) y su papel en la expansión de una señal de alta salinidad al Atlántico oriental necesita una consideración más detallada.

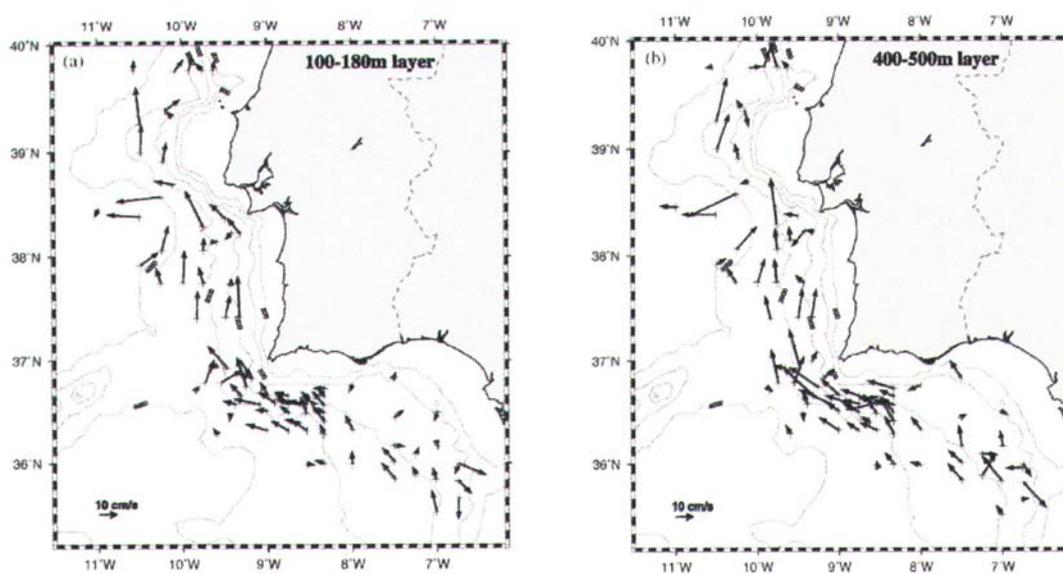


Figura 1.21: Medidas directas de velocidad durante la campaña SEMANE95 mostrando la recirculación en la zona Norte del Golfo de Cádiz. Tomada de Mauritzen et al. (2001).

CAPÍTULO SEGUNDO

ADQUISICIÓN Y PROCESADO DE LOS DATOS

2.1.- INTRODUCCIÓN

La campaña interdisciplinar GOLFO 2001 se desarrolló en aguas del Golfo de Cádiz entre los días 14 de Mayo y 3 de Junio de 2001 a bordo del Buque de Investigación Oceanográfica (BIO) Hespérides. Esta campaña ha sido la principal, que no la única, fuente de obtención de datos para el proyecto MAR99-0643 “Distribución y Dinámica del Plancton y Seston en el Golfo de Cádiz: Escalas de Variabilidad y Control por Procesos Físicos y Biológicos” y para la redacción de la presente memoria. El principal objetivo de la campaña y del proyecto en que se enmarca es conocer la variabilidad en la distribución de plancton y seston en el Golfo de Cádiz en relación con los procesos oceanográficos que afectan a la cuenca y realizar la primera descripción detallada desde un punto de vista interdisciplinar del acoplamiento entre los procesos físicos y biológicos en esta región.

El proyecto MAR99-0643 es un proyecto coordinado integrado por tres subproyectos diferentes. En particular, el subproyecto 1 se encarga de estudiar la circulación y distribución de las masas de agua y de los procesos físicos en esta región.

2.2.- ADQUISICIÓN DE LOS DATOS

La campaña interdisciplinar GOLFO 2001 se dividió en tres subcampañas, denominadas, por orden de realización: mesoescala 1, macroescala y mesoescala 2. Las campañas de mesoescala se concibieron para ser realizadas en poco tiempo y así poder considerar el muestreo casi sinóptico (es decir, como si se hubiera realizado en un océano que no ha cambiado). Para la mesoescala 1, esto es bastante más cierto que para la mesoescala 2, ya que el número de estaciones muestreadas es menor. Hay que decir también que para la mesoescala 1 se respetó el plan inicial de campaña, que contemplaba algunas estaciones en las que no se medía con CTD, sino con XBT, lo que supone una menor demora en el muestreo. Sin embargo, en la mesoescala 2, además de ser mayor en extensión geográfica y estaciones muestreadas, no se respetó completamente el plan inicial de campaña y en todas las estaciones se midió con CTD, lo que supuso un mayor tiempo, que repercutió en la naturaleza sinóptica del muestreo.

Se relatan a continuación los detalles de cada una de las tres subcampanas.

2.2.1.- Mesoescala 1

El día 14 de Mayo partió el buque desde el puerto de Cádiz en dirección al extremo más occidental de la primera mesoescala, donde comenzó el muestreo (estación 144 de la Figura 2.1). La primera mesoescala consistió en la realización de siete transectos a lo largo de meridianos, separados entre sí aproximadamente 10 millas y con estaciones CTD aproximadamente cada 9 millas. Finalizó en la estación 101 (ver Figura 2.1) el día 16 de Mayo. Los transectos se recorrieron alternativamente de Norte a Sur y de Sur a Norte (el transecto 1 de N a S; el 2, de S a N, etc.). Se decidió incluir una estación más en el muestreo coincidiendo con la posición geográfica de la boya instalada por Puertos del Estado en el Golfo de Cádiz dentro del sistema de Red de Aguas Profundas (RAP), cuya posición es $36^{\circ}28,62'N$ $06^{\circ}57,78'W$. A esta estación se le asignó el código 100.

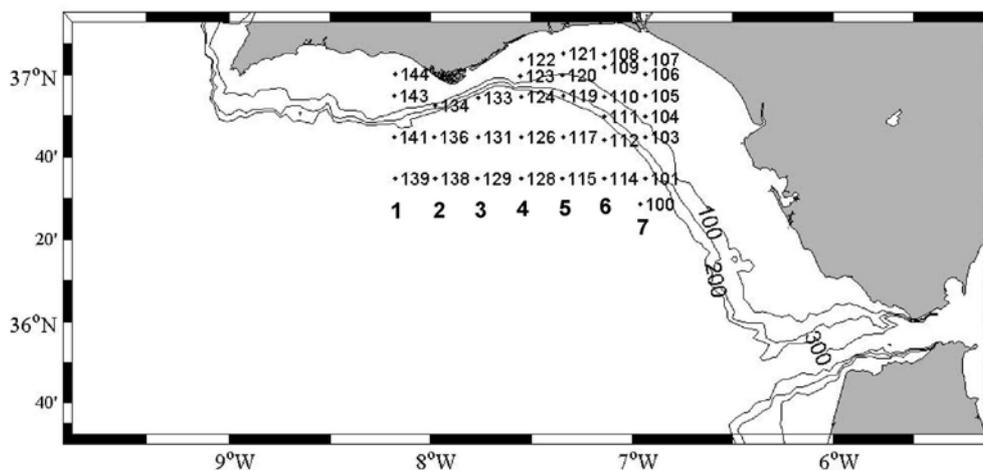


Figura 2.1: Situación geográfica y estaciones de muestreo en la mesoescala 1. Se indica también el número asignado a cada transecto y el código de cada estación.

Durante esta campaña, los registradores en continuo del BIO Hespérides (meteorología, propiedades superficiales de las masas de agua, ADCP y sondas acústicas) estuvieron registrando la información. Una descripción de las características técnicas de los equipos puede encontrarse en el epígrafe 2.3.

Dadas las características interdisciplinarias del proyecto, la adquisición de datos no se redujo al registro de propiedades físicas de las aguas. De acuerdo con un

meticuloso plan de campaña (ver para detalles Informe de Campaña GOLFO 2001), en las estaciones pertinentes se hicieron los oportunos registros de variables biológicas tales como nutrientes, clorofila total, fitoplancton, bacterias y flagelados, carbono orgánico disuelto, ...

2.2.2.- Macroescala

Esta fase del muestreo fue la más larga de la campaña, se extendió desde el 17 al 24 de Mayo de 2001. A diferencia de la anterior subcampaña, en este caso el rumbo seguido no es paralelo a los meridianos terrestres sino con un cierto ángulo de inclinación, en torno a los 15° respecto a los meridianos. El muestreo comenzó en la estación 201 y se extendió hasta la estación 255, a lo largo de doce transectos (ver Figura 2.2), de nuevo recorridos alternativamente de Norte a Sur y de Sur a Norte. Al igual que para la mesoescala 1, se realizaron los registros de variables físicas y biológicas en cada una de las estaciones especificadas en el plan de campaña (ver para detalles Informe de Campaña GOLFO 2001).

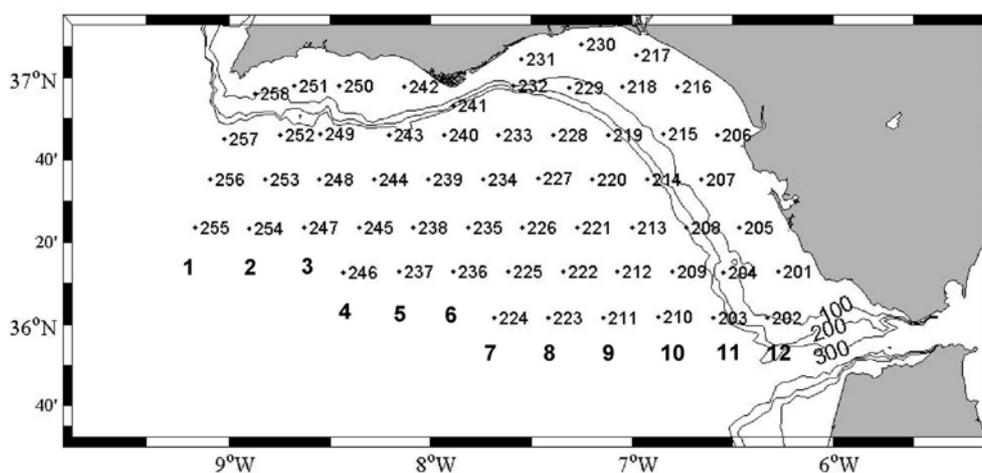


Figura 2.2: Situación geográfica y estaciones de muestreo en la macroescala. Se indica también el número asignado a cada transecto y el código de cada estación.

2.2.3.- Mesoescala 2

La segunda mesoescala, última de las subcampañas realizadas, abarca una extensión geográfica mayor que la primera. Se desarrolló entre los días 28 de Mayo y 2 de Junio, de nuevo siguiendo rumbos paralelos a los meridianos terrestres. El muestreo comenzó en la estación 356 y se extendió hasta la estación 372 a lo largo de once

transectos (ver Figura 2.3) con rumbos alternativos N-S, S-N, al estilo de los muestreos precedentes. Es importante notar que los transectos 3 a 9 de la mesoescala 2 se corresponden geográficamente con los transectos 1 a 7 de la mesoescala 1, respectivamente.

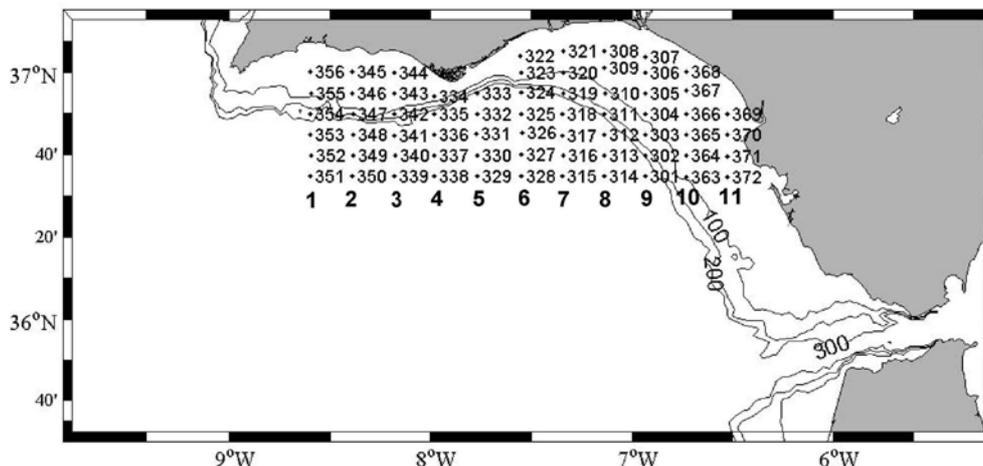


Figura 2.3: Situación geográfica y estaciones de muestreo en la mesoescala 2. Se indica también el número asignado a cada transecto y el código de cada estación.

2.3.- CARACTERÍSTICAS DE LOS EQUIPOS Y DATOS DISPONIBLES

No es el objeto de este escrito dar una descripción detallada de todas las características técnicas de los equipos de medida empleados. Ésta puede encontrarse bien en el anexo del informe de campaña (ver Informe de Campaña GOLFO 2001), incorporado por la Unidad de Tecnología Marina, bien en bibliografía especializada al respecto.

Aquí nos limitaremos a listar las características principales de dichos equipos, con especial detenimiento en el perfilador de corrientes por efecto Doppler (ADCP, acrónimo de Acoustic Doppler Current-meter Profiler), debido a que las dificultades para analizar los datos recopilados fueron mucho mayores.

2.3.1.- Equipos de Hidrología

Entre los equipos de hidrología, se citarán las características técnicas de la sonda CTD y del termosalinógrafo. Las características técnicas de la sonda CTD Idronaut MK

137 se relacionan en la Tabla 2.1. El equipo dispone, asimismo, de turbidímetro y fluorómetro SeaPoint. También se utilizó una *Rosseta General Oceanics 1015* de 24 botellas.

Sensor	Rango	Precisión	Resolución	Tiempo de respuesta
Presión	0-7000 dbar	0.05%	0.03%	15 ms
Temperatura	-3-33 °C	0.003 °C	0.0005 °C	50 ms
Conductividad	0-70 mS/cm	0.003 mS/cm	0.001 mS/cm	50 ms
Oxígeno	0-50 ppm	0.1 ppm	0.01 ppm	3 s
Oxígeno	0-500 %sat	1% sat	0.1% sat	3 s

Las características técnicas del termosalinógrafo SEABIRD SBE 21 se relacionan en la Tabla 2.2. Este equipo puede realizar también medidas en continuo de la fluorescencia mediante el *fluorómetro Turner Designs 10-005-R* incorporado.

Variable	Rango	Derivas	Precisión	Periodo muestreo
Temperatura	-5-35°C	0.01 °C (por 6 meses)	0.001 °C	5s – 18 h
Conductividad	0-6.5 S/m	0.0001 S/m (por mes)	0.0001 S/m	5 s-18 h

Tanto en el caso de la sonda CTD como en el del termosalinógrafo, la medida de la conductividad permite determinar la salinidad del agua (Emery y Thomson, 1998 o, para ver la ecuación de conversión, consultar el manual UNESCO, 1981). Por otro lado, conocida la temperatura y salinidad del agua, el software incorporado permite calcular la densidad mediante la ecuación de estado (Millero y Poisson, 1981).

2.3.2.- Correntímetro Doppler

2.3.2.a.- Descripción del correntímetro Doppler

Los datos de velocidad medidos por un ADCP suelen ser utilizados en la mayoría de los casos de forma cualitativa, es decir, se suele dar una estimación *a grosso modo* del módulo de velocidad y la dirección, promediados sobre anchos intervalos de tiempo para reducir errores observacionales. Sin embargo, en los últimos años, ha habido un esfuerzo considerable, tanto a nivel técnico como metodológico, para aumentar la precisión de este tipo de datos y poder hacer un uso cuantitativo de los mismos, lo cual pasa ineludiblemente por una reducción de los errores observacionales. Una buena descripción del funcionamiento de este equipo en el BIO Hespérides, así como otras referencias sobre perfiladores Doppler puede encontrarse en Ruiz Valero (2000).

El ADCP permite determinar las componentes de la velocidad en diferentes capas de la columna de agua. El sistema consta de un transductor que realiza las funciones de emisor y receptor, una unidad electrónica que genera los pulsos de emisión y amplifica y preprocesa las señales recibidas y un PC de control que adquiere los datos y los procesa. Utiliza el efecto Doppler transmitiendo sonido a una frecuencia fija y escuchando los ecos retornados por los reflectores en el agua. Estos reflectores son pequeñas partículas o plancton que reflejan el sonido hacia el ADCP. Dichos reflectores flotan en el agua y se mueven con la misma velocidad horizontal del agua. Cuando el sonido enviado por el ADCP llega a los reflectores, éste está desplazado a una frecuencia distinta debido al efecto Doppler. El desplazamiento frecuencial es proporcional a la velocidad relativa entre el ADCP y los reflectores. Parte de este sonido desplazado frecuencialmente es reflejado hacia el ADCP, donde se recibe desplazado una segunda vez. La expresión que relaciona la velocidad relativa V de los reflectores respecto al ADCP con la frecuencia es:

$$F_d = 2F_s \left(\frac{V}{c} \right) \quad [2.1]$$

donde:

- F_d es el desplazamiento Doppler en frecuencia.
- F_s es la frecuencia propia del emisor.
- V es la velocidad relativa (m/s).
- c es la velocidad del sonido (m/s).

y se ha supuesto $V \ll c$.

Para poder calcular los vectores tridimensionales de la corriente, es preciso tener tres haces de sonido apuntando en diferentes direcciones. El equipo instalado en el BIO Hespérides dispone de cuatro haces; un par produce una componente horizontal y una vertical, mientras que el otro par de haces producen una segunda componente horizontal perpendicular así como una segunda componente vertical de la velocidad. De esta forma, se dispone de dos velocidades horizontales y dos estimaciones de la velocidad vertical para las tres componentes del flujo. Con las dos estimaciones de la velocidad vertical se pueden detectar errores debidos a la inhomogeneidad del agua o a fallos del equipo.

El ADCP utilizado es el modelo RDI VM150 –NB, cuyas características técnicas se relacionan en la Tabla 2.3. La configuración utilizada en la presente campaña ha sido la que recoge la Tabla 2.4.

Tabla 2.3: Características técnicas del correntímetro Doppler	
Frecuencia	153,6 kHz.
Rango nominal	320 m
Ángulo de los haces	30°
Orientación	Cóncavo
Ángulo de montaje del haz 3	45° a estribor
Longitud de las celdas	8 m
Número de celdas	50
Pings por ensemble	4
Promediado	300 s

Parámetro	Valor
Tiempo entre disparos (pings)	0,64 s
Profundidad de las celdas	8 m
Longitud del pulso de transmisión	8 m
Blanking	4,0 m
Número de celdas	40
Número de disparos por ensemble	4 pings
Tiempo mínimo entre ensembles	3,55 s
Pings de perfil por pin de bottom tracking	1 ping

2.3.2.b.- Preprocesado de los datos de velocidad

El procesado de los datos de ADCP requiere una serie de pasos previos para poder utilizarlos. En primer lugar, es necesario rotar las medidas de velocidad desde el sistema del ADCP al sistema de coordenadas terrestres. Inicialmente, el ADCP mide velocidades de corriente con respecto a los ejes de los transductores. Normalmente, éstos coinciden con los ejes del barco popa/proa babor/estribor, o bien tienen un ángulo de instalación de 45°, como es el caso del BIO Hespérides. Ahora bien, para hacer correctamente esta rotación de velocidades, es preciso conocer la orientación horizontal del barco, denominada frecuentemente “heading” en la literatura. Los medios para conocer el “heading” son básicamente dos: utilizar los datos de la giroscópica del barco o bien los datos de GPS (para una descripción completa del funcionamiento de la giroscópica en el BIO Hespérides consultar Ruiz Valero, 2000).

En este caso concreto, se ha utilizado para la obtención de la orientación horizontal del barco los datos procedentes del GPS, con una pequeña corrección manual, que a continuación se explicará.

Una vez convenientemente rotadas las velocidades, hay que proceder a la sustracción de la velocidad del barco para obtener así la velocidad absoluta de corriente, puesto que la velocidad registrada por el ADCP corresponde a la medida de la corriente

más la velocidad del barco. El ADCP puede obtener la velocidad del barco por dos procedimientos distintos:

- referirla al fondo cuando éste es lo suficientemente somero como para poder ser detectado por el ADCP (este modo de funcionamiento es conocido como “bottom tracking”).
- calcular la velocidad a partir de las posiciones proporcionadas por el GPS, como se ha comentado con anterioridad (“modo navegación”).

Los datos de la campaña GOLFO 2001 fueron sometidos a un test de fiabilidad consistente en comparar las velocidades obtenidas mediante el modo navegación y los datos de GPS a las velocidades obtenidas para las mismas zonas mediante el modo “bottom tracking”. Concretamente, si definimos el funcional:

$$f(\alpha) = \sum_n V_{ADCP}(\alpha) - V_{barco} \quad [2.2]$$

donde la sumatoria se extiende a todas las estaciones muestreadas y la dependencia con α indica que se toma la velocidad medida por el ADCP girada el ángulo α (α será cero si tomamos directamente la velocidad que indica el ADCP) y hacemos mínima la expresión anterior en función de α :

$$\frac{\partial f(\alpha)}{\partial \alpha} = 0 \quad [2.3]$$

obtendremos el valor de la corrección que mejor ajusta los datos de navegación y de “bottom tracking”. En efecto, cuanto más pequeña sea la diferencia entre esas dos magnitudes, que son un orden de magnitud mayor que la velocidad de la corriente, mejor se estará extrayendo el valor de ésta.

El valor del parámetro α obtenido mediante el procedimiento descrito está en torno a los 2° (47° si medimos el ángulo respecto al eje popa-proa) por lo que la rotación de las velocidades desde los ejes de los transductores al sistema de coordenadas terrestres se vio corregida por ese factor. La correlación encontrada entre ambos conjuntos de velocidades fue entonces suficientemente buena como para unificar criterios y analizar en adelante los datos obtenidos exclusivamente en el modo navegación, aun en zonas donde el ADCP era capaz de ver fondo.

La Figura 2.4 representa los valores de la velocidad de la corriente tras la realización de este proceso a la profundidad de 16 metros.

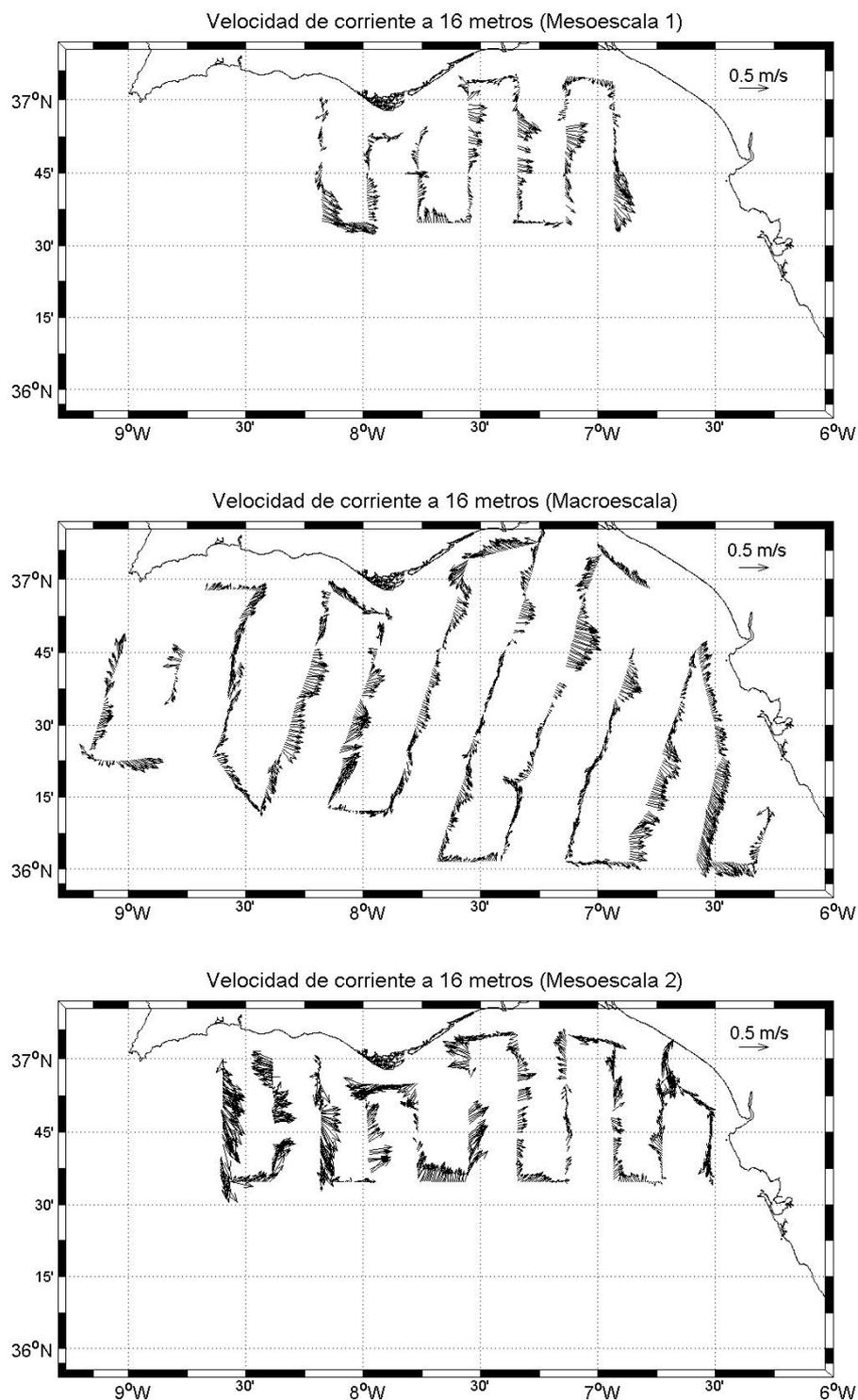


Figura 2.4: Velocidades de corriente medidas por ADCP a 16 metros para las distintas subcampanas.

No obstante lo anterior, debe hacerse hincapié en el hecho de que la velocidad de la corriente se expresa como diferencia de dos magnitudes (velocidad total medida por el ADCP y velocidad del barco) que son, al menos, un orden de magnitud mayor, por lo que pequeños errores en cualquiera de ellas pueden producir (y, de hecho, lo hacen) errores significativos en su diferencia.

Es también conveniente reseñar que la información inicial del ADCP estaba constituida por una cantidad ingente de datos a los que hubo que someter, mediante las aplicaciones informáticas oportunas, a unos procesos de filtrado y decimado previos para tomar sólo una fracción de los datos disponibles. Tras este proceso, la separación vertical entre los datos es siempre constante para cada transecto (igual a ocho metros). Pero no ocurre lo mismo con la separación entre datos a lo largo de la línea del transecto, cuyos valores oscilan entre los 400 y 500 metros, por lo que será necesario realizar un procesado posterior para obtener una muestra espacial regular (ver 2.4.1.c).

2.3.3.- Sistema de teledetección e imágenes satélite

El sistema Terascan permite la recepción y procesado de datos HRPT (High Resolution Picture Transmission) en tiempo real de los satélites de la serie NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). Dichos satélites de órbita polar NOAA tienen un periodo de 100 minutos y un radio aproximado de 850 km. La resolución temporal es inferior a un día y la cobertura espacial de 3000 x 7000 km² aproximadamente. Los datos HRPT enviados por los satélites NOAA a una velocidad de 665,4 Kbs mediante una señal de 5 W a 1700 MHz pueden ser recibidos mediante una pequeña antena que sigue al satélite. No obstante los datos anteriores, el desarrollo tecnológico permite que cada vez se pongan en órbita satélites más perfeccionados, por lo que las características técnicas antes descritas pueden sufrir modificaciones (para una información detallada sobre los satélites NOAA consultar la dirección electrónica <http://www.noaa.gov/satellites.html>). Los datos HRPT enviados por los NOAA son adquiridos por los sensores AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), que tienen una resolución espacial de 1,1 km en el nadir con cinco canales en el infrarrojo y el visible. Estos datos proporcionan tras su procesado información sobre la cobertura y tipo de nubes, estructuras térmicas y concentración de sedimentos.

La información procedente de las imágenes satélite tomadas durante la campaña GOLFO 2001 a bordo del BIO Hespérides pueden ser utilizadas para la visualización de las principales estructuras térmicas, concretamente en lo que a temperatura superficial del mar se refiere. Pero el hecho de que no exista una correspondencia unívoca entre el código de bits (de 0 a 255 valores, correspondiente a 8 bits) y la temperatura las hace poco aprovechables para un tratamiento matemático profundo. Para paliar este hándicap, se ha recurrido a la base de datos ISIS, del Centro de Datos de Sensores Remotos alemán (DLR), que procesan la información obtenida hasta hacerla matemáticamente aprovechable. En la base de datos se pueden encontrar imágenes de satélites promediadas diaria, semanal y mensualmente, producto de los múltiples pases de los satélites por la región de estudio. Las imágenes diarias se componen tomando la máxima temperatura diaria para cada píxel, mientras que las medias semanales y mensuales son, sencillamente, el resultado de promediar las imágenes diarias en el periodo temporal correspondiente. Las imágenes así generadas, que pueden bajarse libremente de la página de este centro (<http://www.isis.dlr.de>), tienen una correspondencia unívoca entre el código de bits y la temperatura superficial correspondiente y esta correspondencia se mantiene para todas las imágenes.

En la Figura 2.5 se muestra una imagen satélite del Golfo de Cádiz descargada de la base de datos ISIS. Los tonos rojos corresponden a temperaturas superficiales más cálidas y los azules a temperaturas más frías. Tal y como se muestra aquí, la imagen está codificada por bits (de 0 a 255 valores). Para el tratamiento sistemático es necesario realizar la decodificación para pasar a escalas de temperaturas reales, pero aquí no entraremos en detalles, mostrando sólo su aspecto cualitativo¹.

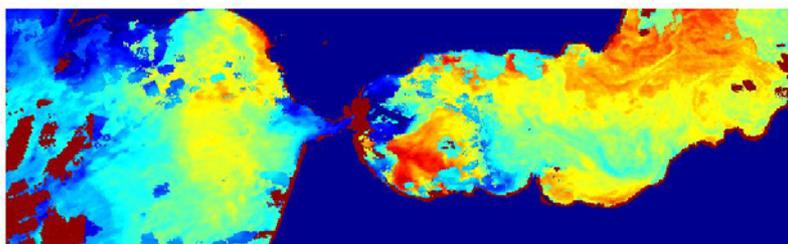


Figura 2.5: Imagen satélite del Golfo de Cádiz y Mar de Alborán descargada de la base de datos ISIS.

¹ En lo sucesivo se trabajará ya con las imágenes SST decodificadas a los valores reales de temperatura.

2.3.4.- Otros datos

Otro tipo de datos, tales como datos de Meteorología (campos de viento medidos por escaterómetro, datos meteorológicos de la estación meteorológica del BIO Hespérides, altura del nivel del mar según las predicciones del modelo NIVMAR de Puertos del Estado, registros de viento de la boya RAP,...) serán comentados en el capítulo tercero, destinado al estudio de la variabilidad en las condiciones meteorológicas durante la campaña GOLFO 2001.

2.4.- PROCESADO DE LA INFORMACIÓN

El tratamiento de la información ha consistido, básicamente, en un doble procesado: por un lado, un procesado sobre cortes verticales por transectos, es decir, por el conjunto de estaciones alineadas respecto a los meridianos terrestres (caso de las mesoescalas) o bien formando un cierto ángulo respecto a éstos –caso de la macroescala-, que permite detectar estructuras de menor coherencia espacial aprovechando la mayor definición espacial del ADCP y del termosalinógrafo; por otro lado, se ha llevado a cabo un procesado mediante técnicas de análisis objetivo, que proporcionan una visión global sobre cortes horizontales pero en los que pueden desaparecer estructuras de corta longitud de onda que sí se resolverían en el procesado por transectos.

2.4.1.- Procesado por transectos

2.4.1.a.- Definición de transectos, datos disponibles y alcance de los mismos

Como antes se ha comentado, los transectos son el conjunto de estaciones de muestreo que se alinean perpendicularmente a la línea de costa o bien formando un cierto ángulo respecto a ésta. La definición de los transectos muestreados en cada una de las subcampanas GOLFO 2001, así como el nombre que se adjudicó a cada uno de ellos pueden visualizarse en las Figuras 2.1-2.3.

En general, la calidad de los datos obtenidos durante la campaña GOLFO 2001 a bordo del BIO Hespérides es más que aceptable. En el caso de las estaciones muestreadas con la sonda CTD, se puede decir que la práctica totalidad de los datos tomados son válidos, al menos los relativos a las variables físicas². Si acaso, comentar que en algunas de las estaciones más profundas la toma de datos con el CTD se interrumpió antes de que éste llegase al fondo, lo que supone una pérdida de datos en profundidad.

En el caso de los datos tomados en continuo, ya sea con el perfilador de corrientes Doppler, ya sea con el termosalinógrafo, la calidad de los datos es algo menor. De hecho, se observan algunas lagunas en los registros de los aparatos de medida que, en ocasiones, podrán ser soslayadas mediante el proceso de filtrado (ver párrafos siguientes en este mismo epígrafe). Hay algunos casos en los que la laguna en los datos es tan amplia que no es posible recuperar la información y, sencillamente, no se dispone de datos. Este es el caso, por ejemplo, de los datos del transecto 2 de la macroescala en el que la información perdida es tan grande que se ha excluido este transecto en el estudio.

Hay que destacar, asimismo, que la profundidad máxima de registro del ADCP está en torno a los 350 metros. Por debajo de esta profundidad, el eco de la señal acústica es tan débil que el instrumento deja de ser operativo.

2.4.1.b.- Giro de las componentes de velocidad en la macroescala

Los transectos correspondientes a las mesoescalas 1 y 2 están alineados con los meridianos terrestres. No ocurre así con los transectos de la macroescala, que tienen, en general, un ángulo de inclinación respecto a éstos comprendido entre los 15° y 18°. Es conveniente referir las componentes horizontales según el eje x (u) y según el eje y (v) de la velocidad a la dirección del transecto, identificando esta dirección con el eje de ordenadas y . De este modo, el eje x será perpendicular a la dirección del transecto. Como las medidas que proporciona el ADCP están referidas a los ejes alineados con los paralelos terrestres, será necesario para nuestro propósito llevar a cabo una rotación de

² Los datos obtenidos con el fluorómetro incorporado al CTD en la mesoescala 2 son de dudosa validez.

las componentes de la velocidad del modo que se indica en la Figura 2.6. Esta rotación será utilizada en los resultados del capítulo 7, en el que las velocidades de la macroescala aparecen referidas a los nuevos ejes x e y .

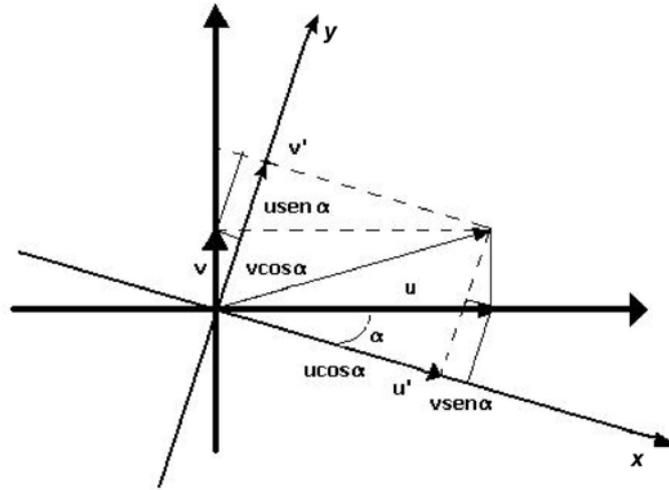


Figura 2.6: Rotación de las componentes de la velocidad en la macroescala

Efectivamente, se tiene:

$$\begin{aligned} u' &= u \cos \alpha + v \operatorname{sen} \alpha \\ v' &= -u \operatorname{sen} \alpha + v \cos \alpha \end{aligned} \quad [2.4]$$

donde el ángulo α será positivo si el giro se realiza en sentido antihorario (sentido positivo en la circunferencia trigonométrica) y negativo en caso contrario.

Escribiendo las componentes de la velocidad en forma compleja:

$$U = u + iv \quad [2.5]$$

Si denotamos ahora:

$$e^{i\alpha'} = \cos \alpha' + i \operatorname{sen} \alpha' \quad [2.6]$$

con $\alpha' = -\alpha$, se tendrá:

$$\begin{aligned} Ue^{i\alpha'} &= (u + iv)(\cos \alpha' + i \operatorname{sen} \alpha') = (u \cos \alpha' - v \operatorname{sen} \alpha') + i(u \operatorname{sen} \alpha' + v \cos \alpha') \\ &= (u \cos \alpha + v \operatorname{sen} \alpha) + i(-u \operatorname{sen} \alpha + v \cos \alpha) = u' + iv' \end{aligned} \quad [2.7]$$

con lo que se concluye que el efecto neto del cambio de coordenadas es el producto de las velocidades por el operador $e^{i\alpha'}$.

2.4.1.c.- Proceso de filtrado. Suavizado exponencial

Justificación del filtrado

Como se explicó en el epígrafe 2.3.2.b, la distribución de los datos del ADCP tras el preprocesado previo es regular en la vertical (un dato cada 8 metros), pero irregular en la horizontal, porque el espaciado entre valores no es homogéneo. Una distribución tan irregular en la malla de datos es poco deseable para ciertos tratamientos matemáticos de los mismos, por lo que se ha realizado un filtrado adicional (concretamente un suavizado exponencial) para homogeneizar la matriz de datos y eliminar estructuras espúreas.

Elección del filtrado

Es deseable que el valor filtrado de una variable en un determinado punto de malla dependa de los valores de esa misma variable en los puntos de observación adyacentes, cada una de estas observaciones pesadas con un coeficiente que sea función inversa de la distancia de cada uno al punto central.

$$\begin{pmatrix} V_{11}, P_{11} & V_{12}, P_{12} & \dots & \dots & V_{1n}, P_{1n} \\ \dots & \dots & y_C, z_C & \dots & \dots \\ V_{m1}, P_{m1} & V_{m2}, P_{m2} & \dots & \dots & V_{mn}, P_{mn} \end{pmatrix} \quad [2.8]$$

Matemáticamente, si V_{ij}, P_{ij} son, respectivamente, los valores de la variable que se desea filtrar y los pesos de las observaciones en el punto cercano (i,j) , se tendrá:

$$V(y_C, z_C) = f(V_{ij}, P_{ij}) \quad [2.9]$$

para todos los valores de i,j que se decida que pesen sobre el punto central (y_C, z_C) .

El filtrado que se ha realizado es un suavizado exponencial de los datos, pesando las observaciones por un factor de e^{-ar^2} normalizado, donde r es la distancia del punto de observación al punto central de malla debidamente normalizado, como a continuación se explicará, y a es un parámetro del filtro que en este caso se ha tomado igual a 0,5 (ver más adelante para detalles sobre este parámetro).

Asimetría de escalas. Constantes de normalización y parámetros del filtro

En el párrafo anterior se ha comentado que r debe estar adecuadamente normalizado. Puesto que r es la distancia del punto de observación al punto central de malla, se tendrá:

$$r_{ij} = \sqrt{\left(\frac{y_{ij} - y_C}{Y_{norm}}\right)^2 + \left(\frac{z_{ij} - z_C}{Z_{norm}}\right)^2} \quad [2.10]$$

donde r_{ij} es la distancia del punto (i,j) al punto central (y_C, z_C) y Y_{norm} , Z_{norm} las constantes de normalización en los ejes y (a lo largo del transecto) y z (en la vertical).

La normalización es necesaria porque, de no hacerse, las observaciones en la horizontal serían siempre mucho más determinantes que en la vertical. De hecho, la correlación existente entre observaciones en la horizontal y en la vertical indican que una observación situada a unos 2000 metros en la horizontal debe pesar lo mismo que una observación alejada 30 metros en la vertical.

Para llegar a estos valores, se ha procedido de la siguiente manera: dado un vector \vec{V}_i compuesto por los valores de una variable (la velocidad ADCP, en este caso concreto) en un punto i del transecto que se considere en todos los niveles de profundidad disponibles, se han calculado las correlaciones

$$cor(\vec{V}_i, \vec{V}_{i+1}); cor(\vec{V}_i, \vec{V}_{i-1}); cor(\vec{V}_i, \vec{V}_{i+2}); cor(\vec{V}_i, \vec{V}_{i-2}); \dots cor(\vec{V}_i, \vec{V}_{i+N}); cor(\vec{V}_i, \vec{V}_{i-N}) \quad [2.11]$$

entre los valores en \vec{V}_i y los valores en los puntos adyacentes, tanto en un sentido como en otro ($i \pm 1, i \pm 2, \dots, i \pm N$) hasta una separación de $N=5$ km del punto i . Como los datos de velocidad suelen tener una separación horizontal de 400-500 metros, el segundo punto estará situado a unos 800-1000 metros del punto central y así sucesivamente hasta una distancia de 5 km en cada uno de los sentidos. Se obtiene así una representación de la dependencia del coeficiente de correlación con la distancia (Figura 2.7).

Para que los resultados no dependan de la elección de un punto u otro como punto central, se ha realizado este mismo cálculo tomando como punto central varios

puntos distintos de un mismo transecto (tantos como líneas aparecen en las representaciones de la Figura 2.7). Por último, para que los resultados no dependan de la situación concreta de un transecto, el mismo análisis se ha repetido para distintos transectos (en la Figura 2.7 sólo se presenta uno significativo de cada subcampaña). Dado que el resultado que finalmente se obtenga como valor de normalización de las distancias en la horizontal y la vertical se mantendrá para todos los datos de la campaña, es preciso también considerar las posibles diferencias entre subcampañas. Esto se ha tenido en cuenta tomando transectos de todas las subcampañas para este análisis preliminar. Para poder trabajar convenientemente con las correlaciones obtenidas y extraer un valor numérico de las mismas, se ha realizado la media de cada una de ellas.

En la Figura 2.7 se representan los resultados obtenidos para un transecto de la mesoescala 1 (concretamente el transecto 2), donde la correlación media aparece señalada en rojo. El mismo tratamiento se presenta para el transecto 7 de la macroescala y para el transecto 7, en este caso de la mesoescala 2.

Para estudiar la correlación existente entre los valores verticales se ha seguido un proceso completamente análogo al explicado para la correlación horizontal, y, en este caso, las correlaciones calculadas han sido:

$$cor(\vec{V}_j, \vec{V}_{j+1}); cor(\vec{V}_j, \vec{V}_{j-1}); cor(\vec{V}_j, \vec{V}_{j+2}); cor(\vec{V}_j, \vec{V}_{j-2}); \dots cor(\vec{V}_j, \vec{V}_{j+M}); cor(\vec{V}_j, \vec{V}_{j-M})$$

[2.12]

donde \vec{V}_j es un vector compuesto por todos los valores de la variable (velocidad ADCP) a lo largo del transecto a la profundidad j y se ha correlacionado con los vectores homólogos en los puntos $(j \pm 1, j \pm 2, \dots, j \pm M)$ hasta una separación vertical de $M=40$ m en ambos sentidos. Las gráficas que dan los coeficientes de correlación en función de la separación en profundidad aparecen en la Figura 2.8.

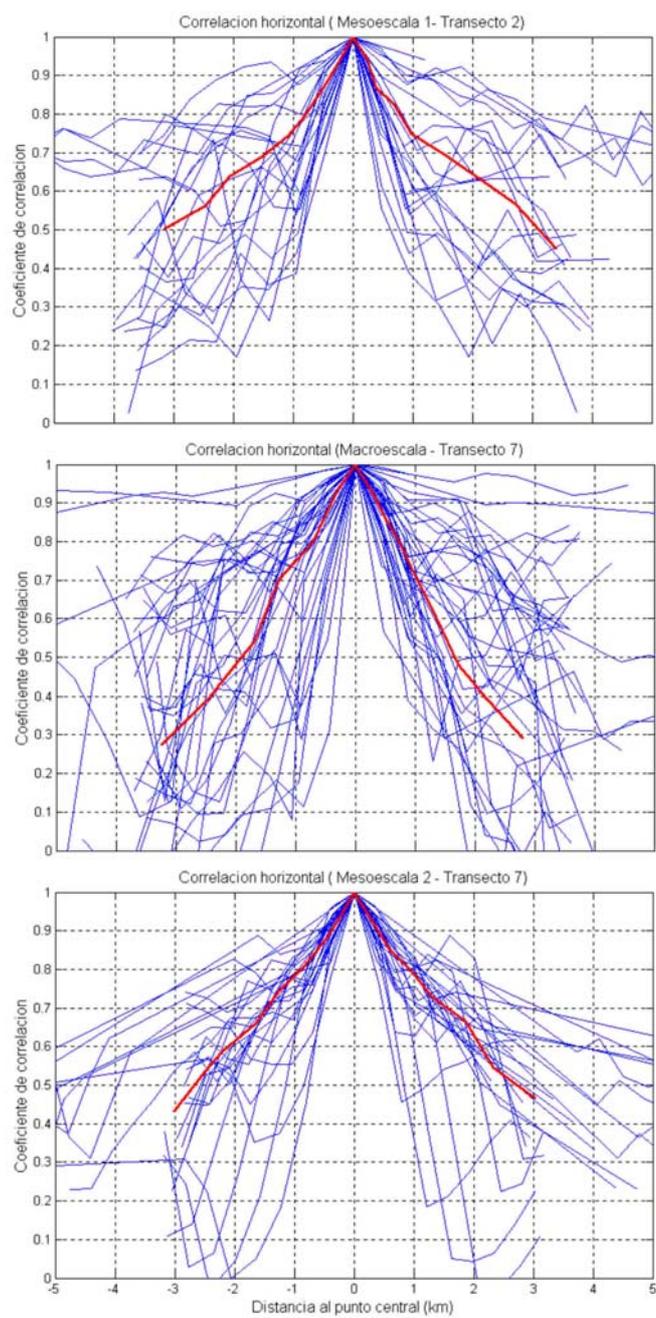


Figura 2.7: Correlación horizontal de los datos de velocidad para las distintas subcampañas.

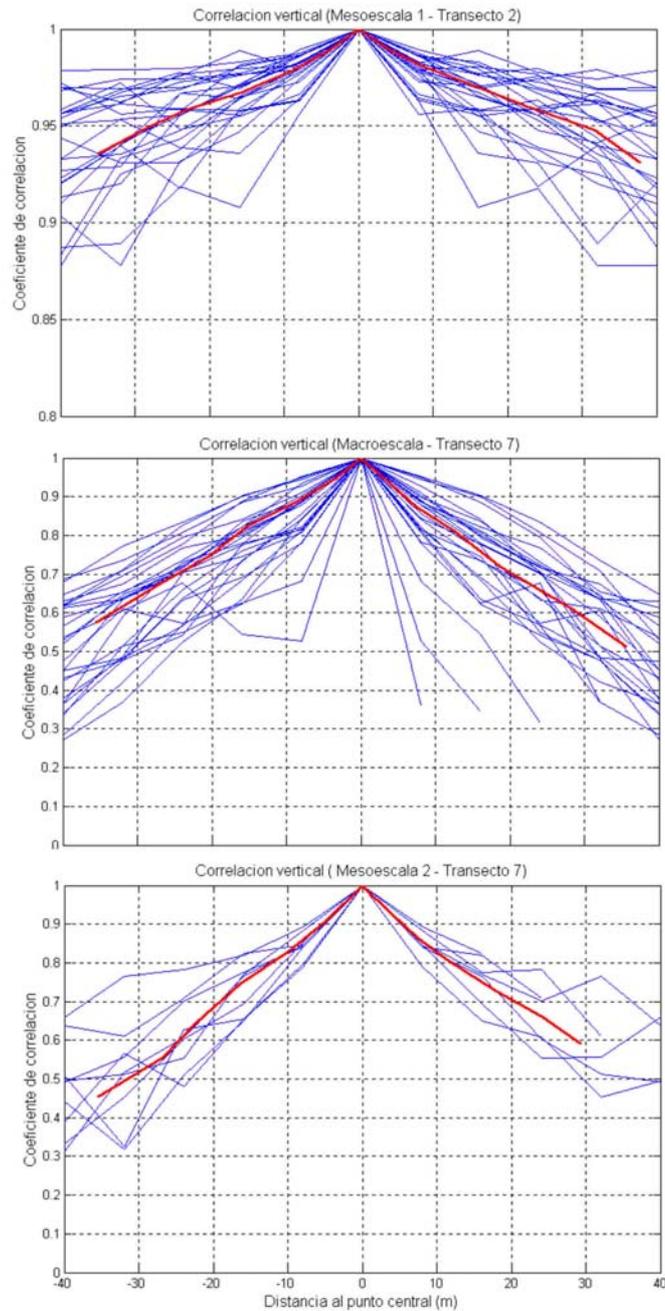


Figura 2.8: Correlación vertical de los datos de velocidad para las distintas subcampañas.

Para establecer la comparación entre las escalas horizontales y verticales, tomamos un valor arbitrario del coeficiente de correlación; en este caso, se ha considerado el valor de 0,6 porque por debajo del mismo empieza a haber gran disparidad entre las curvas de correlación. Tampoco conviene elegir un valor demasiado alto del mismo, porque las curvas de correlación están tan juntas unas a otras que los errores cometidos pueden ser mayores. En definitiva, el valor de 0,6 es un compromiso razonable. De la observación de la Figura 2.7 se desprende que dicha correlación de 0,6

se presenta en promedio a distancias comprendidas entre los 1500 y 2500 metros, aproximadamente.

Respecto a las correlaciones verticales, lo primero que se aprecia es la alta correlación en la vertical para el transecto 2 de la mesoescala 1. Este hecho, que se repite para otros transectos de la misma subcampana, puede ser debido a la homogeneidad de las velocidades en la zona elegida (por ejemplo, si coincide con un chorro de corriente) amparada por el hecho de que se trata de una región bastante reducida (la mesoescala 1 es la de menor extensión geográfica).

Respecto a la separación en la dirección vertical, el coeficiente de correlación toma el valor de 0,6 entre los 25-35 metros en la mesoescala 2 y en la macroescala (Figura 2.8). Parece, por consiguiente, razonable tomar como constantes de normalización los valores de 2000 metros para la escala horizontal y 30 metros para la escala vertical, aun cuando este último valor sería algo mayor para algunos transectos concretos de la mesoescala 1. Como más adelante se comentará, el proceso de filtrado es bastante robusto frente a posibles cambios razonables en los parámetros del mismo, por lo que tampoco debemos preocuparnos en exceso de afinar hasta el extremo sus valores.

Otro de los parámetros del proceso de filtrado es la “anchura de la caja” del filtro, es decir, el desplazamiento tanto horizontal como vertical respecto al punto central de malla. Este valor determina el número de puntos próximos que “pesan” sobre un determinado punto central. Podría parecer lógico tomar para este parámetro los valores anteriores (2000 metros en cada dirección horizontal y 30 metros en cada dirección vertical), significando esto que los puntos más extremos estarían correlacionados aproximadamente un 60% con el punto central, pero esta elección nos haría perder casi toda la información de las capas más superficiales (hasta que no estuviéramos a unos 50 metros de profundidad, no tendríamos una caja completa, puesto que el primer dato de velocidad de que se dispone es a 16 metros). Para paliar este efecto, sin romper la proporción entre el escalado horizontal y vertical, se ha optado por considerar los datos comprendidos entre los 1000 metros en la horizontal y 16

metros en la vertical en cada dirección o, equivalentemente, una caja total de 2000 x 32 metros.

Es importante resaltar en este punto que, cuando, debido a errores en la toma de datos por parte del ADCP del buque, no se encontró ningún dato válido en la caja inicial (2000 x 32 m), se permitió una expansión de la misma en dos etapas, primeramente hasta el doble del tamaño inicial y, caso de no encontrar tampoco datos, hasta el triple del tamaño inicial. Más allá de este tamaño, si no se encontraba ningún dato y el resto del transecto era aprovechable, se dejaba la correspondiente laguna en el mismo. Este hecho no es, afortunadamente, muy frecuente: de hecho, sólo sucede en el transecto 6 de la mesoescala 2 y en el transecto 2 de la macroescala. En el transecto de la mesoescala 2, dado que el número de datos en el mismo era suficiente como para hacerlo aprovechable, se mantuvo la laguna en las posiciones sin datos. Pero en el transecto de la macroescala, las posiciones con datos eran tan escasas que su análisis no permitiría el establecimiento de ninguna conclusión con un mínimo de garantías, por lo que se optó por la supresión del mismo en el estudio.

Respecto al valor del parámetro a que interviene en el peso de las observaciones, su valor se ha ajustado representando las distintas curvas de e^{-ar^2} frente a r (Figura 2.9).

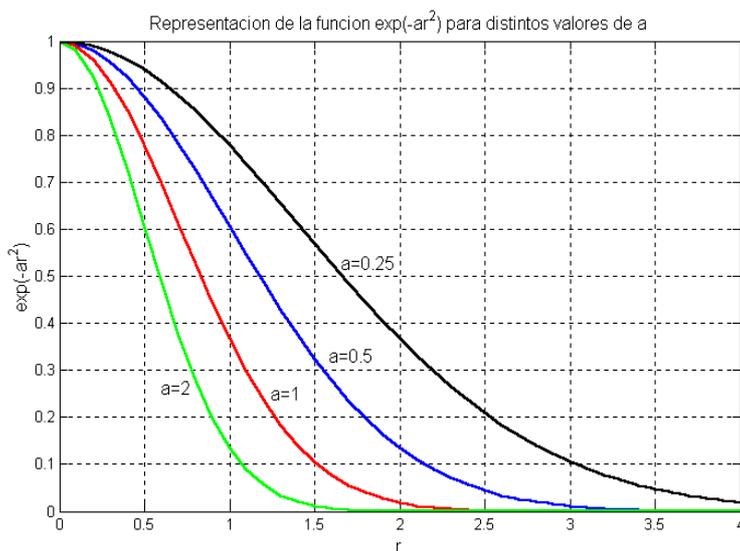


Figura 2.9: Representación de e^{-ar^2} frente a r para distintos valores de a

Puede observarse que para $a=0,5$ las observaciones situadas a una distancia normalizada unitaria tendrán un peso de 0,6. Este valor resulta coherente con la discusión anterior para la elección de las constantes de normalización, por lo que se ha optado por escoger $a=0,5$. De nuevo aquí merece la pena comentar que una elección razonable de este parámetro apenas altera las estructuras resultantes del filtrado (ver más adelante) por lo que no merece detenerse mucho más en afinar su valor.

Un último parámetro del proceso de filtrado es el paso del filtro, o la separación tanto en la dirección horizontal (eje y) como en la vertical (eje z) entre dos puntos centrales consecutivos. Puesto que las observaciones en el eje y están separadas por término medio unos 400-500 m y en el eje z la distancia es siempre constante e igual a 8 metros, se ha optado por escoger un paso horizontal de 500 metros y un paso vertical de 8 metros. Estos valores determinan, simplemente, el número total de puntos en los que se dispondrá de valores de la variable al final del filtrado.

Formulación matemática del método

Conocidos los parámetros del filtro, falta por determinar el comportamiento de la función f de la expresión [2.9]. En primer lugar, a partir de la determinación de cada punto central y del tamaño del filtro, se construye una matriz de distancias normalizadas de la forma:

$$\begin{pmatrix} r_{11} & r_{12} & \dots & \dots & r_{1n} \\ \dots & \dots & y_C, z_C & \dots & \dots \\ r_{m1} & r_{m2} & \dots & \dots & r_{mn} \end{pmatrix} \quad [2.13]$$

donde r_{ij} es la distancia normalizada de cada punto de observación al punto central, dado por [2.10]. A continuación, se calcula la matriz de pesos normalizados que, puesto que éstos son de la forma e^{-ar^2} , se determinará como:

$$\begin{pmatrix} P_{11} & P_{12} & \dots & \dots & P_{1n} \\ \dots & \dots & y_C, z_C & \dots & \dots \\ P_{m1} & P_{m2} & \dots & \dots & P_{mn} \end{pmatrix} \quad [2.14]$$

con

$$P_{ij} = \frac{\exp(-ar_{ij}^2)}{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m \exp(-ar_{ij}^2)} \quad [2.15]$$

como condición de normalización, cumpliéndose, por tanto:

$$\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m P_{ij} = 1 \quad [2.16]$$

La normalización de los pesos garantiza que se mantenga la magnitud de las variables filtradas con relación a las observaciones. Concretamente, esta condición conserva la media de los valores de la malla de observaciones. El último paso del proceso consiste en obtener el valor en cada punto central $V(y_C, z_C)$ según:

$$V(y_C, z_C) = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m V_{ij} \cdot P_{ij} \quad [2.17]$$

donde, como previamente se ha definido, V_{ij} y P_{ij} son, respectivamente, los valores de la variable y los pesos en cada uno de los puntos de observación interiores al filtro.

Pruebas de sensibilidad del proceso de filtrado

El proceso de filtrado que se ha diseñado es bastante robusto frente a cambios dentro de un orden en los parámetros que lo modelan. Para ilustrar este hecho se presentan a continuación diversas gráficas de la componente u de la velocidad horizontal filtrada para un transecto concreto, de forma que sean comparables los resultados. El transecto elegido es el transecto 7 de la macroescala, uno de los de mayor longitud de toda la campaña. En primer lugar, se presenta el efecto del proceso de filtrado con los parámetros convencionales, es decir los que han resultado de todo el análisis precedente y que ahora resumimos:

$$\begin{aligned} Y_{norm} &= 2000 \text{ m} \\ Z_{norm} &= 30 \text{ m} \\ \text{Extensión del filtro} &= 2000 \times 32 \\ a &= 0,5 \end{aligned} \quad [2.18]$$

Para visualizar el efecto del proceso de filtrado se representa (Figura 2.10) la componente u de la velocidad horizontal antes y después del filtrado.

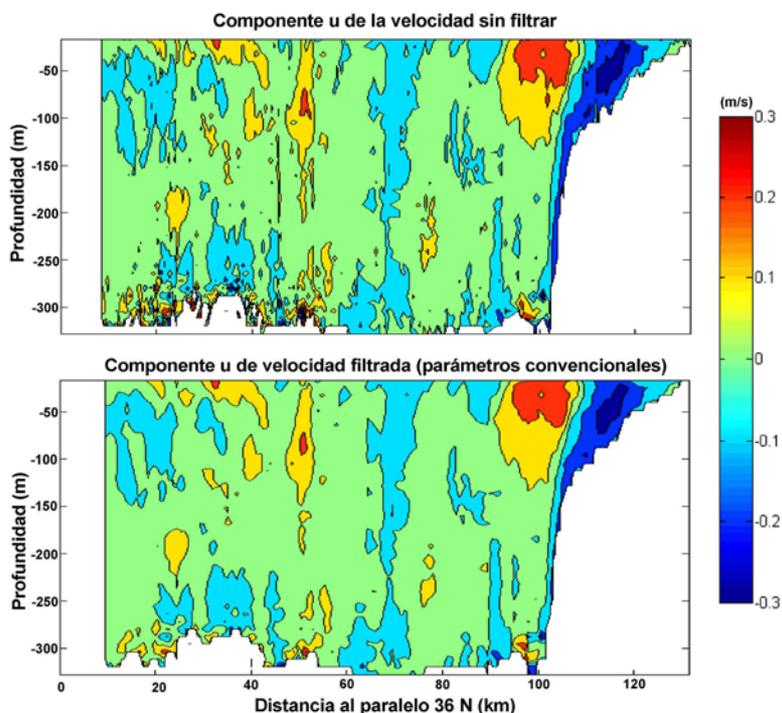


Figura 2.10: Efecto del filtrado con los parámetros convencionales reflejados en [2.18].

Como puede verse, el proceso de filtrado, además de devolvernos una matriz de datos homogénea, disponiendo así de valores de velocidad equiespaciados, a la postre más fácilmente tratables, elimina estructuras de pequeña escala, que no son relevantes para un estudio de mesoescala como el que nos ocupa.

Para comprobar el efecto de la elección de uno u otro valor en el parámetro a del filtro se presenta la Figura 2.11, en la que se han tomado diferentes valores del mismo. Para evaluar el efecto respecto al valor convencional, esta figura debe compararse con la Figura 2.10 panel inferior. Cuanto mayor es el valor de a , el filtro reproduce estructuras de menor escala; en el otro extremo, un valor de a pequeño supone suavizar más las estructuras. No obstante, como puede apreciarse y se comentó anteriormente, el proceso de filtrado es robusto frente a cambio de los parámetros dentro de unos límites. En esta y en las sucesivas consideraciones, cuando se pretenda estudiar el efecto de un parámetro, se mantendrán el resto constantes e iguales a los valores convencionales.

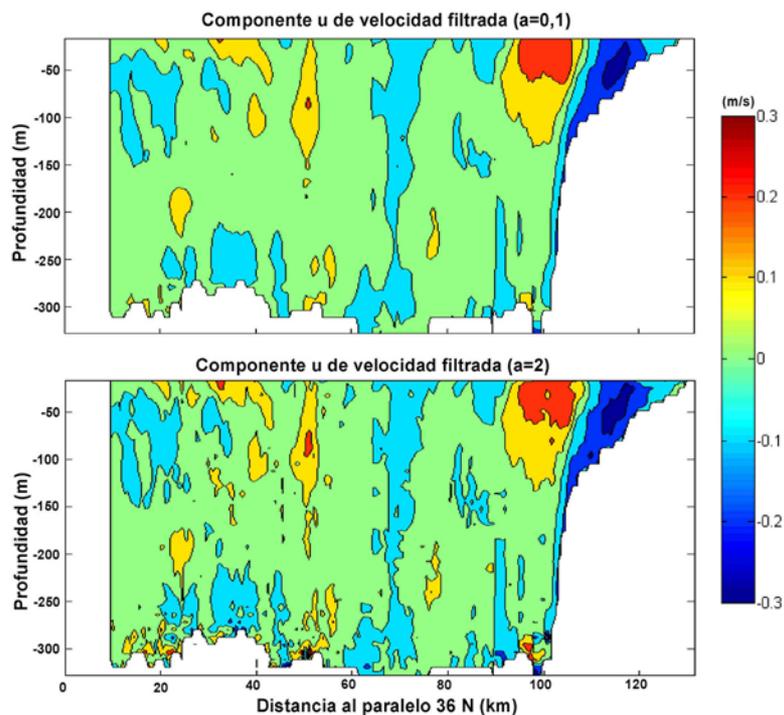


Figura 2.11: Efecto del parámetro a sobre el proceso de filtrado

La Figura 2.12 permite comprobar el efecto de la elección de unas u otras constantes de normalización y extensión del filtro. En el panel superior se han tomado unas constantes de normalización de 1000 metros para la escala horizontal y 16 metros para la escala vertical, la mitad de los deducidos mediante el razonamiento precedente. Como puede verse el efecto sobre el resultado es casi inapreciable.

El panel inferior considera una extensión del filtro mayor, concretamente 4000 x 60 metros. Puede verse cómo, aunque las estructuras dominantes aún se mantienen, se ha producido un excesivo suavizado de las mismas. Además, se ha perdido bastante de la información que se disponía en las capas más superficiales y en los lugares próximos a huecos en los datos como consecuencia de la expansión de dichos huecos.

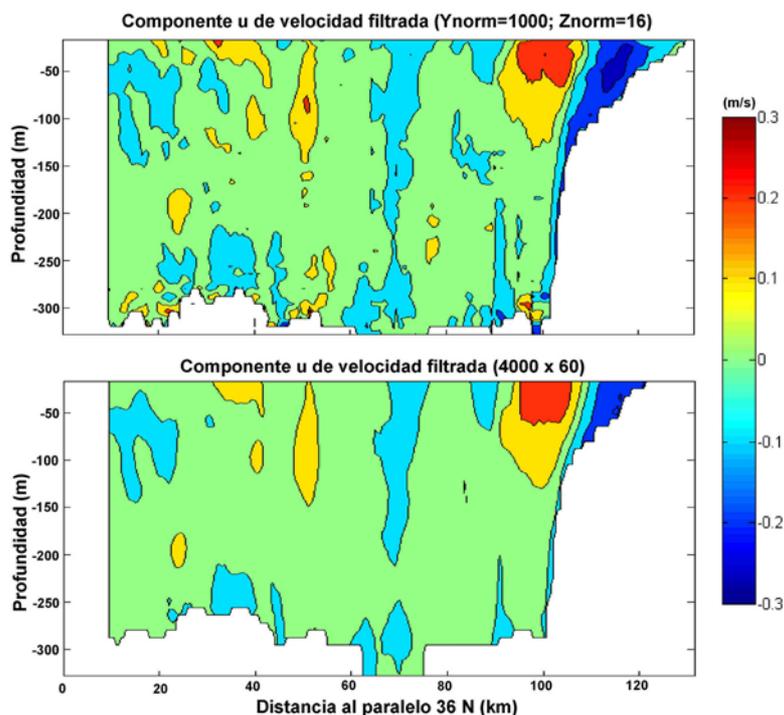


Figura 2.12: Efecto de las constantes de normalización (superior) y la extensión del filtro (inferior) sobre el proceso de filtrado.

Aplicación del filtrado a los datos del termosalinógrafo (continuo)

El termosalinógrafo incorporado en el BIO Hespérides permite obtener información en continuo de las variables temperatura, salinidad, densidad y fluorescencia (ver epígrafe 2.3.1 para detalles), entre otras.

Para ajustar de nuevo los valores disponibles a la malla de trabajo, se ha procedido a un filtrado de los mismos siguiendo la misma técnica que en el caso de los datos de ADCP, adaptada al caso unidimensional. Es decir, un punto de malla sólo recibe información de los puntos de malla próximos (en la distancia definida por la extensión del filtro, ver descripción anterior para detalles) a lo largo del mismo transecto. Como es lógico, al no haber datos en profundidad y ser todos superficiales, el proceso de filtrado es unidimensional.

El equipo de medida presentó algunos fallos durante el funcionamiento en la campaña, lo que ha motivado que existan partes de transectos en los que no se dispone de información. Cuando estas lagunas coincidían con el principio o el final de los transectos, simplemente se empezó o dio por terminado el proceso de interpolación en el

primer o último dato disponible y, cuando las lagunas correspondían a datos intermedios, se permitió aumentar el umbral del filtro hasta un nuevo valor de corte (siempre que esta expansión fuera menor que un valor límite, ver detalles del proceso de filtrado). Por último, en el caso más desfavorable de encontrar lagunas grandes en medio de los transectos, se dejaron esas lagunas.

Adaptación de los datos de CTD a la malla del filtro

Resulta asimismo interesante para realizar el estudio de las masas de agua en la región del Golfo de Cádiz, disponer de información de las variables medidas con la sonda CTD. Concretamente, se dispone de datos muestreados de temperatura, salinidad, densidad y fluorescencia en las estaciones CTD que contemplaba el plan de campaña (ver figuras del epígrafe 2.2). Con objeto de disponer de datos de estas variables en las mismas posiciones en las que se dispone de datos de ADCP, se ha realizado una interpolación a partir de los datos de cada estación y un posterior filtrado con el mismo método que el descrito para las velocidades ADCP.

Si bien la distancia entre datos en el caso del CTD es mucho mayor que la correspondiente al ADCP, no es menos cierto que la calidad de los primeros es igualmente mayor que la de los segundos, de tal forma que la representación de los perfiles que se obtienen es suficientemente suave como para dar por buenos los resultados así obtenidos.

Respecto a posibles lagunas en los datos de CTD, éstas, caso de existir, no han sido lo suficientemente grandes como para no poder recuperar la información, ya sea en forma de interpolación lineal (caso de ausencia de datos en una sola profundidad, por ejemplo), ya sea dejando que el programa de interpolación obtuviera los valores a partir de puntos de malla cercanos.

2.4.1.d.- Ejemplos gráficos de representación conjunta de la información

Con objeto de visualizar de forma rápida y conjunta toda la información disponible, se ha desarrollado un entorno gráfico en MATLAB que genera las

representaciones de cada transecto de forma automática a voluntad del usuario. El entorno lee la información de una base de datos, previamente creada con los valores de las variables filtradas, y extrae la correspondiente al transecto que el usuario le solicita por pantalla. En el Apéndice I se da una explicación algo más extensa del funcionamiento de este entorno gráfico y se muestran algunos ejemplos de representación de la información.

2.4.2. Procesado sobre cortes horizontales.

Como complemento al tratamiento de la información mediante el estudio de los cortes verticales, que permite detectar estructuras de menor coherencia espacial aprovechando la mayor definición del ADCP y del termosalinógrafo, se ha llevado a cabo un procesado mediante técnicas de análisis objetivo, que proporcionan una visión global sobre cortes horizontales pero en los que pueden desaparecer estructuras de corta longitud de onda, que sí se resolverían en el procesado por transectos.

2.4.2.a.- Introducción al Análisis Objetivo

Definido un dominio y un conjunto finito de observaciones de una variable en su interior, se entiende por análisis objetivo la estimación de dicha variable mediante un algoritmo numérico en cualquier punto del dominio a partir de las observaciones disponibles.

Cuando se comenzaron a realizar las primeras investigaciones de variables meteorológicas, hacia mitad del siglo XIX, tanto los cálculos de las variables analizadas como las isóneas de los mapas que se representaban se hacían a mano y, por tanto, los resultados estaban sujetos al criterio subjetivo de la persona que representaba el mapa. Por esta razón, las técnicas recibían el nombre de análisis subjetivo. Actualmente, con el gran desarrollo informático, los métodos de interpolación y visualización de variables están automatizados. Un mismo análisis se puede reproducir cuantas veces se desee, obteniendo en todos los casos el mismo resultado (supuestos fijos los parámetros que controlan el análisis). Es por esto que los esquemas de análisis automatizados reciben el nombre de análisis objetivo.

Siguiendo con los adjetivos del análisis, éste es univariante si la estimación del campo de la variable analizada se hace únicamente a partir de las observaciones de dicha variable. Sin embargo, si en un mismo análisis se utilizan observaciones de distintas variables que están ligadas entre sí por relaciones físicas, se considera que la estimación de las variables se obtiene mediante un análisis multivariante.

La técnica de análisis objetivo no es una contribución nueva de este trabajo, por lo que solamente se hará aquí una breve descripción de los fundamentos matemáticos de la misma y de los parámetros que la controlan. Mucho más en profundidad se aborda esta técnica en Thiébaux y Pedder (1987), Ruiz Valero (2000), Gomis et al. (2001), por citar algunos ejemplos. Para un seguimiento de la evolución histórica que han tenido las distintas técnicas de interpolación y su aplicación a variables geofísicas, pueden consultarse los trabajos pioneros de Bjerknes (1911), Panofsky (1949), Gilchrist y Cressman (1954), Bergthorsson y Doos (1955) o más concretamente para la técnica de interpolación óptima, que ha sido la que se ha llevado a cabo aquí, Gandin (1963).

2.4.2.b.- Formulación matemática

El método que se ha utilizado para el tratamiento de la información es el de Interpolación Óptima en su versión univariante, merced al software difundido por la Universitat de l'Illes Balears (UIB) y el Instituto Mediterráneo de Estudios Avanzados (IMEDEA) mediante la Acción Especial CICYT, REN2000-2599-E. Lo que distingue al método de Interpolación Óptima respecto de otros que también operan con funciones peso es que éstas no se determinan empíricamente, sino que su determinación está basada en la condición de que estadísticamente minimicen las diferencias entre los valores reales de los campos y los predichos por el método. Algunos autores se refieren también al método de interpolación óptima con el nombre de interpolación estadística y, en el contexto de la Oceanografía, puede encontrarse en la literatura como método de Gauss-Markov.

En primer lugar, el método asume que la serie finita de observaciones disponibles para realizar el análisis (el campo de observaciones en estaciones) es una muestra representativa de la serie real que se va a analizar, y se asume que tiene

promedio nulo³. El algoritmo para determinar el valor del campo en un punto g del dominio viene dado por la expresión:

$$f_g^e = \sum_{k=1}^N W_{gk} f_k^o \quad [2.19]$$

donde f es la variable analizada; el superíndice e representa el valor estimado, y o , el valor observado. El subíndice $g(x,y)$ indica punto de malla y k es el número de estación. Aunque en la notación se escribe f_k^o , en realidad el valor que se analiza es el incremento de la variable $f_k^o - f_k^b$ donde f_k^b es el valor del campo inicial (sobre este aspecto se vuelve un poco más adelante). De esta forma, se asegura la propiedad de promedio nulo de la variable a interpolar. Por último, W_{gk} representa los pesos atribuidos a las observaciones. La relación entre el valor observado y el valor real viene dada por:

$$f_k^o = f_k^r + E_k \quad [2.20]$$

donde E_k es el error observacional que se considera aleatorio.

El algoritmo de interpolación se basa en encontrar los pesos que minimizan la diferencia estadística entre el valor real y el valor estimado. La expresión a minimizar es, por tanto:

$$\frac{\partial}{\partial W_{gk}} \overline{[f_g^r - f_g^e]^2} = 0 \quad [2.21]$$

donde la barra indica el promedio estadístico sobre infinitas realizaciones independientes. Si en [2.21] se sustituye f_g^e por su valor [2.19] se encuentra:

$$\frac{\partial}{\partial W_{gk}} \overline{\left[f_g^r - \sum_{k=1}^N W_{gk} f_k^o \right]^2} = 0 \quad [2.22]$$

Desarrollando el término que se pretende minimizar en [2.22]

$$\overline{f_g^r f_g^r} - 2 \sum_{k=1}^N W_{gk} \overline{f_g^r f_k^o} + \sum_{k=1}^N \sum_{j=1}^N W_{gk} W_{gj} \overline{f_k^o f_j^o} \quad [2.23]$$

y derivando, se obtiene:

³ Véase a este respecto el epígrafe 2.4.2.c (punto 1) sobre los parámetros del método.

$$\sum_{k=1}^N \sum_{j=01}^N W_{gk} W_{gj} \overline{f_k^o f_j^o} = \sum_{k=1}^N f_g^r f_k^o \quad [2.24]$$

donde todos los elementos han sido ya definidos.

En relación con el error observacional, además de ser de promedio estadístico nulo, se asume también varianza homogénea (dado que se utiliza el mismo instrumento para todas las observaciones) y la inexistencia de correlación entre los errores de diferentes observaciones:

$$\begin{aligned} \overline{E_k} &= 0 \\ \sigma_e^2 &= cte \text{ (espacialmente)} \\ \overline{E_k E_l} &= 0 \quad k \neq l \end{aligned} \quad [2.25]$$

La relación [2.24] muestra que los valores de los coeficientes que se buscan se pueden obtener conociendo el vector de covarianzas \mathcal{G} entre el punto de malla y las estaciones y la matriz de covarianzas de las estaciones (C). Teniendo en cuenta las anteriores consideraciones sobre el error observacional, se tiene una expresión para los pesos a partir de [2.24]:

$$W_{gj} = \sum_{k=1}^N \mathcal{G}_{gk} C_{kj}^{o-1} \quad [2.26]$$

donde:

$$\begin{aligned} \mathcal{G}_{gk} &= f_g^r f_k^o \\ C_{kj}^o &= \overline{f_k^o f_j^o} \quad k \neq j \\ \sigma^2 + \sigma_e^2 &= \overline{f_k^o f_j^o} \quad k = j \end{aligned} \quad [2.27]$$

y σ^2 es la varianza de la variable analizada y σ_e^2 es la varianza del error de dicha variable.

Finalmente, sustituyendo [2.26] en la expresión inicial [2.19] el valor estimado en un punto de malla viene dado por la expresión:

$$f_g^e = \sum_{K=1}^N \mathcal{G}_{gk} \sum_{j=1}^N C_{kj}^{o-1} f_k^o \quad [2.28]$$

2.4.2.c.- Determinación de los parámetros del método

El método de Interpolación Óptima descrito tiene unos parámetros asociados que deben definirse adecuadamente para cada proceso de interpolación. En el software utilizado, dichos parámetros se solicitan como una entrada adicional, pero es conveniente explicitar, aunque sea de forma breve, su significado para poder predecir el efecto que ejercen sobre el resultado del proceso.

1) Orden del polinomio

Una de las hipótesis más importantes que se asume en el método de interpolación óptima es que los datos que se analizan tienen promedio estadístico nulo. Lo más correcto sería quizás interpolar las diferencias entre el valor del campo observado y el valor del campo climatológico en el mismo dominio. Este campo climatológico se debería obtener a partir de una base histórica de datos o bien utilizar la salida de un modelo de predicción. En la región del Golfo de Cádiz, el volumen de las bases de datos existentes es aún insuficiente, por lo que debe pensarse alguna alternativa.

La solución que se propone es la de quitar la tendencia calculada a partir de las propias observaciones de forma que los residuos o incrementos sean siempre de promedio nulo. Esto se lleva a cabo ajustando un polinomio de grado n (ver Thiebaut y Pedder (1987) para detalles) que, después del proceso de interpolación de los incrementos, se sumará a éstos para recuperar el campo total. Es recomendable utilizar un grado bajo para este polinomio (entre 0 y 2) pues, de lo contrario, podría darse el caso de que una parte muy significativa del campo observado quedara en la tendencia y no en los incrementos, con lo que el análisis sería más por ajuste polinómico que por Interpolación Óptima. No obstante, dentro de los márgenes recomendados, el resultado final no dependerá en gran medida del grado elegido, siendo esto más cierto cuanto mejor esté cubierta de datos la zona.

Después de algunas pruebas, se decidió tomar el valor $n=2$ para el orden del polinomio.

2) Escala de correlación espacial

Al igual que sucedía con el parámetro anterior, la escala de correlación debería obtenerse a partir de una base de datos históricos. En su defecto, es de uso común ajustar una función analítica a las correlaciones obtenidas directamente de los datos de la campaña, al estilo de lo que se hizo con el filtrado de los datos de ADCP. En este caso, se ha usado un modelo sencillo de función gaussiana que únicamente depende de la distancia entre estaciones (se asume por tanto homogeneidad e isotropía, para más información sobre otras posibles funciones puede consultarse Daley, 1991). Lo que entonces debe determinarse es exclusivamente la pendiente de la gaussiana. Los valores más comunes oscilan entre los 15 y 30 km cuando la dinámica viene dominada por estructuras de mesoescala y de hasta 100 km para giros mayores.

Su efecto sobre el análisis será un suavizado tanto mayor cuanto mayor sea el valor de ese parámetro. Suele suceder, sin embargo, que, dentro de los límites comentados, los análisis suelen ser bastante robustos frente al valor escogido.

Con el fin de tomar el mismo valor del parámetro para cada una de las subcampañas, se ha preferido adoptar un criterio conservador escogiendo el valor de 20 km para el mismo.

3) Parámetro Ruido-Señal

Este parámetro permite introducir en el análisis una estimación del error observacional de los datos que se analizan. El parámetro se define como el cociente entre la varianza del error y la varianza del campo real. Una forma de obtener una estimación de este parámetro es mediante la técnica de validación cruzada, que no se ha incluido en el análisis (ver para una discusión completa Ruiz Valero, 2000, por ejemplo).

En el caso de no disponer de una estimación precisa, suelen dar buen resultado valores del orden de 0,001 para datos provenientes de CTD y del orden de 0,01 para datos provenientes de ADCP. El efecto sobre el análisis es un suavizado tanto mayor

cuanto mayor sea el valor de este parámetro. De nuevo, es frecuente que, dentro de los valores recomendados, el análisis sea robusto frente a este parámetro.

Siguiendo las recomendaciones anteriores, y después de comprobar la robustez del método frente a cambios razonables de este parámetro, se ha optado por tomar los valores recomendados de 0,001 para los datos de CTD y de 0,01 para los datos de ADCP.

4) Longitud de onda de filtrado

La distribución espacial de las observaciones condiciona la escala espacial mínima resoluble, que viene determinada por la longitud de onda de Nyquist (2 veces la separación media entre estaciones). Las estructuras de tamaño inferior a dicha longitud de onda se intentan filtrar para evitar que se contaminen las estructuras de mayor tamaño. Las ventajas que ofrece contemplar de forma explícita este parámetro son múltiples pues, por un lado, su determinación es sencilla, dependiendo sólo de la separación entre estaciones y, por otro, suele ser el más decisivo a la hora de suavizar el campo, con lo que quita sensibilidad a los dos anteriores en favor de éste, que es más fácil de determinar que aquéllos.

Puesto que entendíamos que los datos estaban ya suficientemente filtrados, por proceder del filtrado exponencial previamente comentado (ver epígrafe 2.4.1) los de ADCP, y, dada la suavidad de los contornos obtenidos con el CTD, se declinó hacer un nuevo filtrado escogiendo sencillamente el valor de cero para este parámetro.

5) Elección de la malla de interpolación

Para la elección del tamaño del brazo de la malla de análisis se han de tener en cuenta principalmente dos factores: por un lado, la malla ha de resolver correctamente las escalas de las estructuras capturadas por el muestreo (para lo cual podría pensarse en la conveniencia de una malla densa); pero, por otro lado, se debe considerar que el error observacional se amplifica al hacer derivadas espaciales sobre una malla muy densa, por

lo que se ha de llegar a un compromiso entre ambos factores, que puede venir dado por la condición:

$$\frac{1}{4} \overline{d_{ki}} < \Delta x < \frac{1}{2} \overline{d_{ki}} \quad [2.29]$$

donde $\overline{d_{ki}}$ es la distancia promedio entre estaciones. En este caso concreto, se ha elegido el mismo brazo de malla para cada una de las tres subcampañas, siendo los valores elegidos de $0,1^\circ$ ($\cong 8,92$ km) en la coordenada x (longitud) y $0,0548^\circ$ ($\cong 6,08$ km) en la coordenada y (latitud). La diferencia entre las subcampañas estriba entonces en el origen del mallado y , consecuentemente, en el número de puntos de malla. Así, para la mesoescala 1, la esquina inferior izquierda de la malla tiene por coordenadas ($8,3^\circ\text{W}$, $36,54^\circ\text{N}$) y el número resultante de puntos de malla es de 12×15 . En la macroescala, la esquina inferior izquierda tiene por coordenadas ($9,2^\circ\text{W}$, $36,0^\circ\text{N}$) y el número total de puntos es 22×31 . Por último, la mesoescala 2 tiene el origen en las coordenadas ($8,7^\circ\text{W}$, $36,54^\circ\text{N}$) y los puntos de malla son 12×23^4 .

2.4.2.d.- Ejemplos de representación de la información

Por último, se presentan a continuación (Figura 2.13) algunos ejemplos de representación de la información sobre cortes horizontales para cada una de las subcampañas. En la Figura 2.13a se representa la temperatura a 16 metros para la mesoescala 1, superpuesta a la ubicación de las estaciones de la misma. En la Figura 2.13b se representa la velocidad geostrofica respecto a 300 db también a 16 metros para la macroescala. Se ha omitido toda la información de los datos que se encuentran a una profundidad inferior a 300 metros así como de la región inferior izquierda, donde, al no haber estaciones, los resultados corresponden a extrapolaciones. En este caso, no se han indicado las estaciones para una mayor claridad. En la Figura 2.13c se representa la salinidad a 50 metros para la mesoescala 2. La región en blanco se corresponde con profundidades más someras y sólo se han indicado las estaciones con profundidad mayor que 50 m. Por último, en la Figura 2.13d se representa la velocidad ADCP a 16 metros para la mesoescala 1. Todos los datos han sido obtenidos mediante el algoritmo de interpolación óptima, previamente comentado.

⁴ El primer valor representa el número de puntos en latitud, mientras que el segundo se identifica con el número de puntos de malla en longitud.

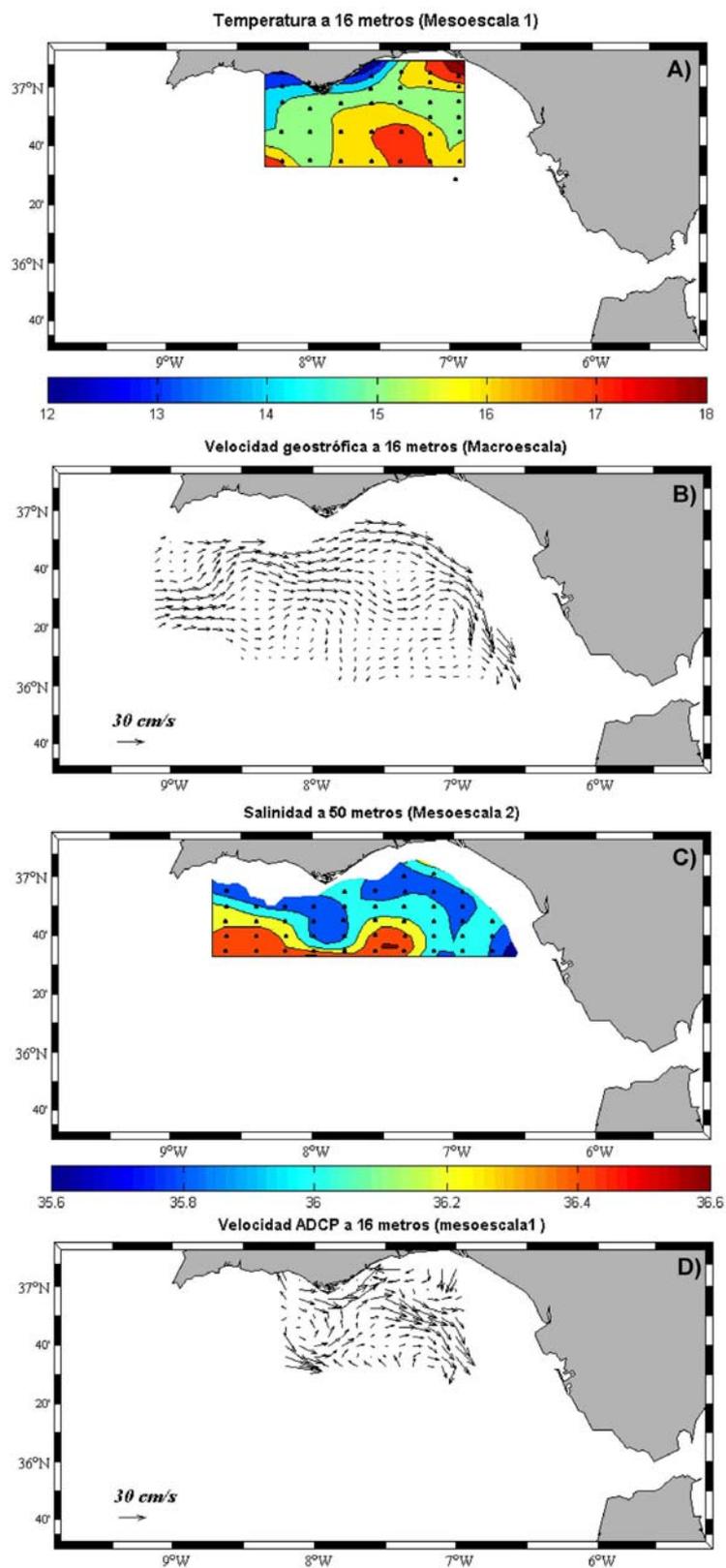


Figura 2.13: a) Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) a 16 m en la mesoescala 1. b) Velocidad geostrofica a 16 m en la macroescala. c) Salinidad a 50 m en la mesoescala 2. d) Velocidad ADCP a 16 m en la mesoescala 1. Todos los datos han sido obtenidos mediante interpolación óptima.

CAPÍTULO TERCERO

CONDICIONES METEOROLÓGICAS DURANTE LA CAMPAÑA GOLFO 2001

3.1.- INTRODUCCIÓN

El objetivo de este capítulo es mostrar las condiciones meteorológicas y su variación en los días de la campaña GOLFO 2001. Esta variación induce cambios en la circulación y en los patrones termohalinos del Golfo de Cádiz, que más adelante serán referidos. Se ha desarrollado un enfoque múltiple, analizando el campo de vientos medidos por el escaterómetro Quikscat, así como los vientos registrados por la estación meteorológica a bordo del B.I.O. Hespérides, en el que se desarrolló la campaña y por la boya Red de Aguas Profundas (RAP) de Puertos del Estado. Asimismo, se han obtenido las predicciones para la altura del nivel del mar proporcionadas por el modelo HAMSON integrado en el sistema NIVMAR de Puertos del Estado, forzado por las condiciones meteorológicas (campos de vientos y presiones). Por último, se analizan las predicciones del análisis EOF a la señal de temperatura superficial del mar.

3.2.- DATOS DE VIENTO

3.2.1.- Estación meteorológica del Hespérides

Los datos de Meteorología se adquieren en el B.I.O. Hespérides mediante una estación meteorológica **Aanderaa Scanning Unit 3010**, que recoge los datos de velocidad y dirección del viento, temperatura del aire, humedad relativa, radiación solar y presión atmosférica en intervalos de muestreo de un minuto. Los intervalos de medida de cada magnitud así como su precisión se detallan en la Tabla 3.1.

Tabla 3.1: Intervalos de medida y precisión de las variables registradas por la estación meteorológica del Hespérides.		
	Intervalo de medida	Precisión
Velocidad del viento	0 a 76 m/s	0.2 m/s
Dirección del viento	0 a 360°	5°
Temperatura del aire	-43 a +48 °C	0.1°C
Humedad relativa	0 a 100%	0.3%
Radiación solar	0 a 2000 W/m ²	20 W/m ²
Presión atmosférica	920 a 1080 mb	0.2 mb

Este conjunto de datos es enviado por la estación, a través de una línea serie, a un ordenador donde se convierten los valores de tensión en unidades físicas y se graban en disco.

En la parte izquierda de la Figura 3.1 se puede ver la unidad de adquisición de la estación meteorológica, que comprende un módulo de adquisición y distribución por línea serie (izquierda) y otro módulo de visualización (derecha). Debajo de estos módulos están la impresora y la pantalla del receptor de imágenes satélite Terascan TS300, junto a ellos se ubica el receptor GPS (arriba en la foto) y el ordenador (abajo del receptor) con el que se adquiere el tiempo y se distribuye por toda la red con el protocolo NTP (ver <http://www.utm.csic.es/Hesperides/equipamiento>, para detalles).



Figura 3.1: Detalle de la estación meteorológica del BIO Hespérides.

En la Figura 3.2 se muestra el diagrama de sticks de los vientos registrados por la estación meteorológica del buque en los días de la campaña. Como el acuerdo con los datos registrados por la boya RAP (ver epígrafe 3.2.2 y Figura 3.4) es más que aceptable y los datos de esta última son horarios, y además en una posición fija (la de la boya RAP), representativa del Golfo de Cádiz, se estima más conveniente la utilización de estos últimos para conocer la situación promedio. Además, mediante los datos de la boya RAP se dispone de registros de viento los días anteriores y posteriores a la campaña, lo que permite cubrir un mayor horizonte temporal.

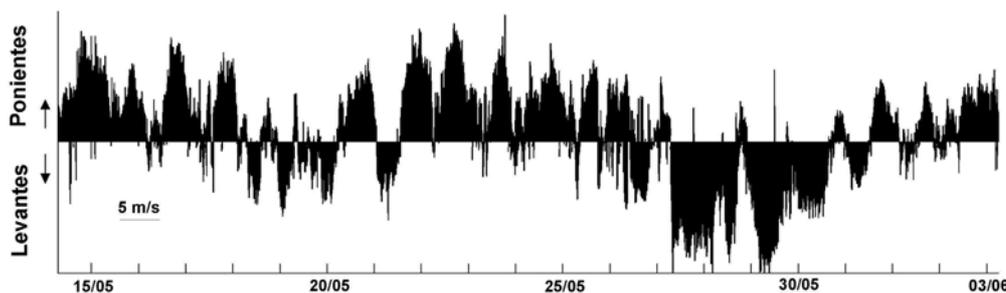


Figura 3.2: Diagrama de sticks de los vientos registrados durante la campaña por la estación meteorológica del Hespérides.

3.2.2.- Datos de la boya Red de Aguas Profundas (RAP)

La Red de Aguas Profundas (RAP) de Puertos del Estado está formada por nueve boyas Seawatch y 3 boyas Wavescan, ubicadas en los puntos que muestra la Figura 3.3.



Figura 3.3: Localización geográfica de las boyas RAP de Puertos del Estado.

Las boyas miden una serie de parámetros oceanográficos y meteorológicos y transmiten los datos cada hora vía satélite. Dichos datos se encuentran disponibles en: <http://www.puertos.es/index.jsp>. Aquí se han utilizado los datos de viento de la boya situada en el Golfo de Cádiz, concretamente en el punto de coordenadas 36°28,62'N 06°57,78'W, en las fechas de la campaña, que son los que se representan mediante un diagrama de sticks en la Figura 3.4. Como puede verse en dicha figura, durante la mesoescala 1 y macroescala, el viento predominante es de Poniente, y en la mesoescala 2, de Levante, si bien, en la primera parte de la macroescala, se registraron vientos de Levante durante un par de días. Esta diferencia tan significativa entre los fuertes Levantes de la mesoescala 2 y los Ponientes de las anteriores subcampañas será el

origen de la variabilidad encontrada en algunas estructuras, como se irá detallando en los capítulos sucesivos de esta memoria.

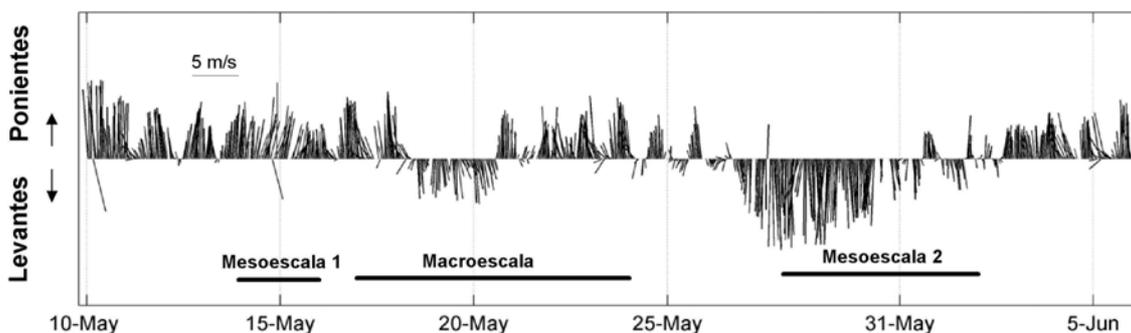


Figura 3.4: Diagramas de sticks de los datos de viento medidos en la boya RAP del Golfo de Cádiz. Se indica también el periodo correspondiente a cada subcampana.

3.2.3.- Datos de escaterómetro

Quick Scat es el nombre del proyecto que reemplazó al antiguo escaterómetro de la NASA adosado al satélite japonés Midori (proyecto NSCAT), que tuvo un fallo en el suministro de energía 9 meses después de su lanzamiento ocurrido en Septiembre de 1997. El Quick Scat fue construido en 12 meses, siendo lanzado el 19 de Junio de 1999. Es un satélite de órbita polar, es decir, gira sobre la Tierra entre -70°S y 70°N a 800 km de altura, cruzando el Ecuador cada 2 horas aproximadamente. A medida que se desplaza, el instrumento muestrea una banda de unos 600 km de ancho bajo el satélite. En promedio, un punto sobre los océanos es muestreado cada 24 horas. La resolución para la región del Golfo de Cádiz es aproximadamente de $0,25^{\circ}$.

El instrumento adosado al satélite QuickScat es el escaterómetro llamado "Seawinds". Consiste en un aparato generador de ondas de alta radiofrecuencia adosado a un satélite. El instrumento envía esta señal en forma de pulsos electromagnéticos a la superficie del océano. Las olas producidas por el viento sobre la superficie del océano generan rugosidad que dispersa la energía transmitida por el aparato; si el océano está en calma, la mayor parte de la energía es absorbida. Si el océano está ondulado, una porción de la energía enviada retorna al instrumento y es convertida en datos digitales que, posteriormente, son transformados en la magnitud y dirección del viento (ver

<http://winds.jpl.nasa.gov/missions/quikscat/quikindex.html> o bien Verschell et al., 1998; Bentamy et al., 2001; Sánchez et al., 2003; Navarro, 2004 para detalles).

3.3.- ALTURA DEL NIVEL DEL MAR

Para describir los patrones de circulación en una determinada región, es conveniente caracterizar la elevación de la superficie libre del mar. Esta variable es igualmente un indicador de fenómenos físicos tales como afloramientos. En las operaciones diarias en los puertos, el conocimiento del nivel del mar es crítico (por ejemplo, en operaciones de dragado). Todos estos condicionantes impulsaron a Puertos del Estado a desarrollar un sistema de predicción del nivel del mar, denominado NIVMAR, capaz de estudiar y predecir la evolución del nivel del mar.

En la predicción del nivel del mar, el sistema NIVMAR incorpora las contribuciones al nivel del mar correspondientes a la marea astronómica, la marea meteorológica, así como otros términos de menor magnitud (Álvarez-Fanjul et al., 1998a, 2001; Ray, 1999). De todas ellas, la mayor fuente de errores es la marea meteorológica, forzada por las condiciones meteorológicas, tales como los campos de presiones y vientos. Para la predicción de este término, el sistema NIVMAR utiliza los resultados del modelo HAMSON (HAMBurg Shelf OceaN model), que, a su vez, se nutre del modelo HIRLAM para la predicción de las condiciones meteorológicas. Para el funcionamiento del modelo es necesario igualmente una descripción de la batimetría del fondo (Álvarez-Fanjul et al., 1999a, b; Álvarez-Fanjul et al., 2001), que se obtiene en este caso del conjunto de datos DTM5 procedentes de GETECH (1995).

El modelo HAMSON (Backhaus, 1983, 1985; Rodríguez y Álvarez-Fanjul, 1991; Rodríguez, 1996; Álvarez-Fanjul et al., 1999a; ...) es un modelo baroclínico tridimensional en diferencias finitas desarrollado para el estudio de la circulación marina a diferentes escalas. El código actual, fruto de años de experimentación y mejora por parte del Institute für Meereskunde y del Departamento de Clima Marítimo de Puertos del Estado, está siendo utilizado en diferentes institutos de todo el mundo. Entre los trabajos realizados con este código se pueden citar, a modo de ejemplo, el estudio del afloramiento en la costa sahariana, la descripción de la circulación inducida por el

viento en las aguas atlánticas españolas o el estudio de la circulación estuárica en la ría de Vigo (Álvarez-Fanjul et al., 1995, 1998a, b).

El modelo HAMSON asume para su funcionamiento las siguientes hipótesis:

- Se considera el agua del mar como un fluido incompresible.
- La ecuación de momento en el eje vertical se reduce a la ecuación hidrostática (la aceleración vertical es despreciable). La aplicación del modelo queda restringida por tanto a ondas largas (en las que su longitud es muy superior a la profundidad del agua: ondas de marea, tsunamis,...).
- Se acepta la hipótesis de Boussinesq, es decir, si las variaciones de densidad son pequeñas, se puede despreciar su efecto en la masa (la inercia) del fluido, pero no en su peso. Dicho con otras palabras, las variaciones de densidad deben ser tenidas en cuenta a la hora de considerar sus efectos sobre la flotabilidad, pero no necesariamente sobre los cambios en la aceleración horizontal debidos a las variaciones de masa con la densidad.

Estas simplificaciones no impiden que HAMSON pueda ser considerado como un modelo sumamente versátil, con aplicaciones que van desde la circulación a gran escala a los fenómenos costeros. Además, la segunda de las hipótesis permite trabajar con las ecuaciones de aguas poco profundas verticalmente integradas, reduciendo el coste computacional del proceso (versión barotrópica del modelo), en cuyo caso la tercera de las hipótesis anteriores es irrelevante. Matemáticamente, esta versión barotrópica puede ser escrita como:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - fv + g \frac{\partial \eta}{\partial x} = \frac{\tau_w^{(x)}}{\rho H} - \frac{\tau_b^{(x)}}{\rho H} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial (P_A)}{\partial x} + A_H \nabla_h^2 u \quad [3.1]$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + fv + g \frac{\partial \eta}{\partial y} = \frac{\tau_w^{(y)}}{\rho H} - \frac{\tau_b^{(y)}}{\rho H} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial (P_A)}{\partial y} + A_H \nabla_h^2 v \quad [3.2]$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial (Hu)}{\partial x} + \frac{\partial (Hv)}{\partial y} = 0 \quad [3.3]$$

donde (u,v) son las componentes de la velocidad media verticalmente integradas, $H = h + \eta$ es la profundidad total, η es la elevación de la superficie relativa a la profundidad

del agua sin perturbar h , f es el parámetro de Coriolis, g la aceleración de la gravedad, ρ la densidad del agua, $\tau_w^{(x,y)}$ son las componentes horizontales del estrés del viento, $\tau_b^{(x,y)}$ las componentes horizontales del estrés del fondo, P_A la presión atmosférica, A_H el coeficiente de viscosidad turbulento y ∇_h representa el gradiente horizontal. Por otro lado, el estrés con el fondo se parametriza por medio de una ley cuadrática en términos de la velocidad de corriente.

$$\vec{\tau}_b = C_b |\vec{u}| \vec{u} \quad [3.4]$$

donde C_b es un coeficiente adimensional cuyo valor está en el rango de 0,5 a $5 \cdot 10^{-3}$, siendo un valor típico $1,5 \cdot 10^{-3}$.

El modelo HAMSON se escribe en coordenadas cartesianas y, para tener en cuenta la convergencia de los meridianos, todas las distancias en el eje horizontal se computan como una función de la latitud de modo que la celda de volumen se distorsiona convenientemente.

El sistema NIVMAR y el modelo HAMSON pueden operar tanto en la faceta de predicción (referido a eventos futuros con un horizonte temporal definido) como en la determinación de valores pasados. En este caso, se recogen los resultados que arroja el modelo para la “marea meteorológica” o residuo meteorológico del nivel del mar durante las fechas de las campañas GOLFO 2001. Con ellos se pretende en los próximos epígrafes establecer el patrón del nivel (y su variación) que permita, a su vez, buscar conexiones con la variabilidad oceanográfica identificada durante las campañas. Como el término meteorológico está determinado, como se ha dicho, por los campos de vientos y presiones, es de esperar que las variaciones en el nivel del mar reflejen variaciones en las condiciones meteorológicas.

Para la validación del sistema NIVMAR se tomaron datos de la red mareográfica de Puertos del Estado en diversas localidades de la Península Ibérica (ver Álvarez-Fanjul et al., 2001) obteniéndose unos resultados muy favorables, sobre todo en las costas atlánticas, con coeficientes de correlación superiores a 0,8 en todo el dominio y a 0,9 en la vertiente atlántica.

El dominio original del modelo cubre un área que se extiende desde 20°N hasta 48°N en latitud y desde 34°W hasta 30°E en longitud. En las representaciones que se van a mostrar a continuación se ha tomado un subconjunto de la malla inicial de puntos que cubre el Golfo de Cádiz y sus alrededores. Concretamente, se extiende en longitud desde 12°W hasta 5,5°W y en latitud desde 32°N hasta 40°N aproximadamente, con un intervalo de malla de 0,166° en latitud ($\cong 18,41$ km) y de 0,25° ($\cong 22,29$ km) en longitud en la región reseñada.

El sistema NIVMAR está programado para producir resultados con un intervalo temporal de una hora. En las representaciones que siguen se ha realizado la media diaria para cada punto de malla, filtrando así oscilaciones de alta frecuencia.

3.4.- RESULTADOS

En la Figura 3.5 se muestra la representación combinada de los datos de vientos medidos por escaterómetro y de las predicciones del modelo anterior para la altura del nivel del mar.

Respecto a los datos de viento, se encuentra buen acuerdo entre los datos de escaterómetro y los registros de la boya RAP de Puertos del Estado. El primer día que se dispone de registros combinados vientos-alturas del modelo es el 15 de Mayo¹, iniciada ya la mesoescala 1, aunque la ausencia de datos puede paliarse con los medidos por la estación meteorológica del Hespérides y por la boya RAP. En todo caso, durante los dos primeros submuestreos, se observan en el Golfo vientos predominantemente de Poniente o del Noroeste. A partir del 26 de Mayo se aprecia una inversión en el patrón de vientos, pasando a ser de Levante en el Golfo. La intensidad de los mismos es considerable, como puede apreciarse en la Figura 3.5 (ver, por ejemplo, la imagen del 27 ó 28 de Mayo). Esta situación tiende a remitir en los primeros días del mes de Junio, casi al final de la campaña, volviendo a soplar Ponientes. Los datos de la boya RAP confirman esta evolución temporal.

¹ Las medidas del escaterómetro correspondientes al día 14 de Mayo son defectuosas.

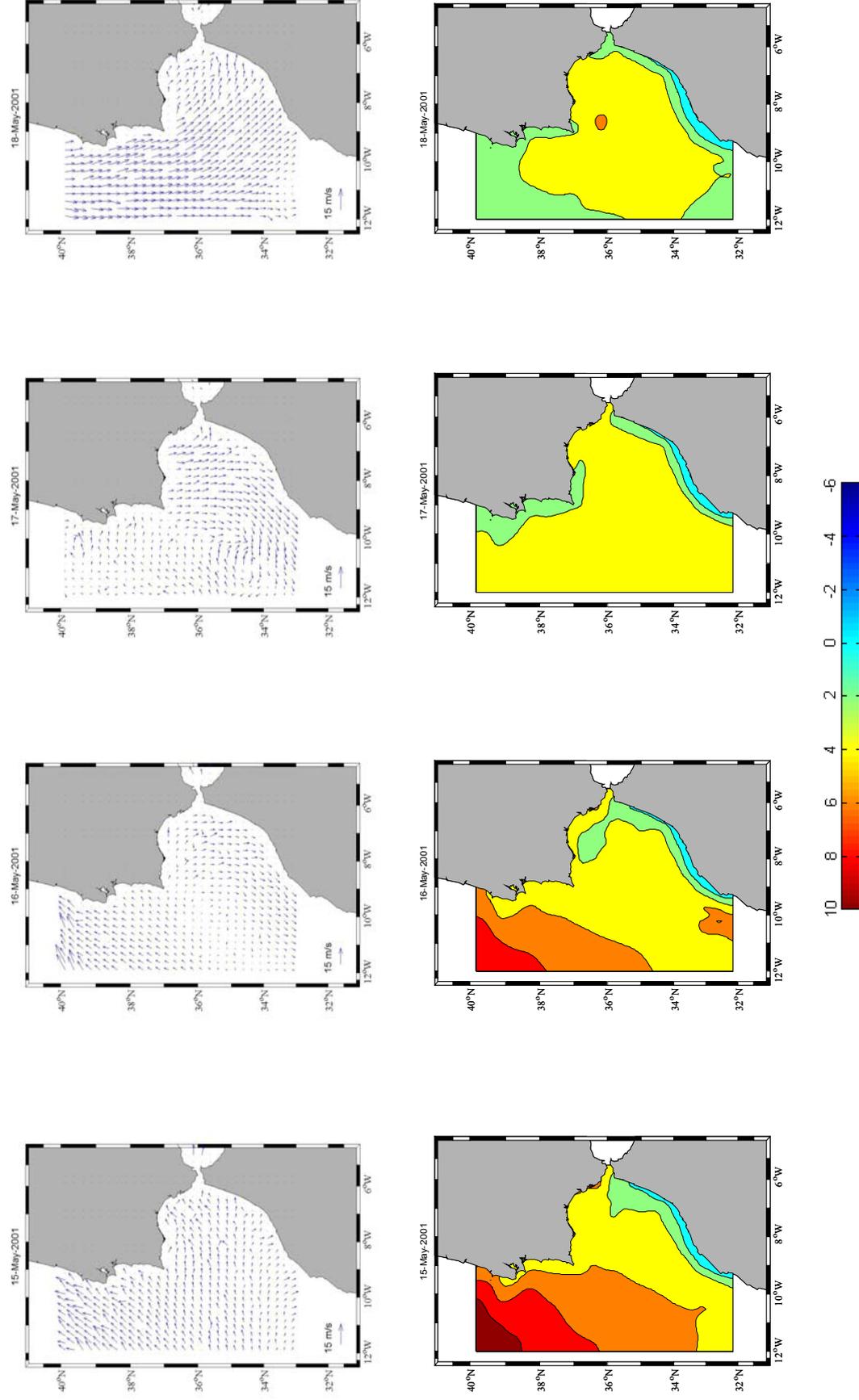


Figura 3.5: Mapas de viento (medido por el escaterómetro Quikscat) y alturas del nivel del mar (modelo HAMSON) para la campaña GOLFO 2001.

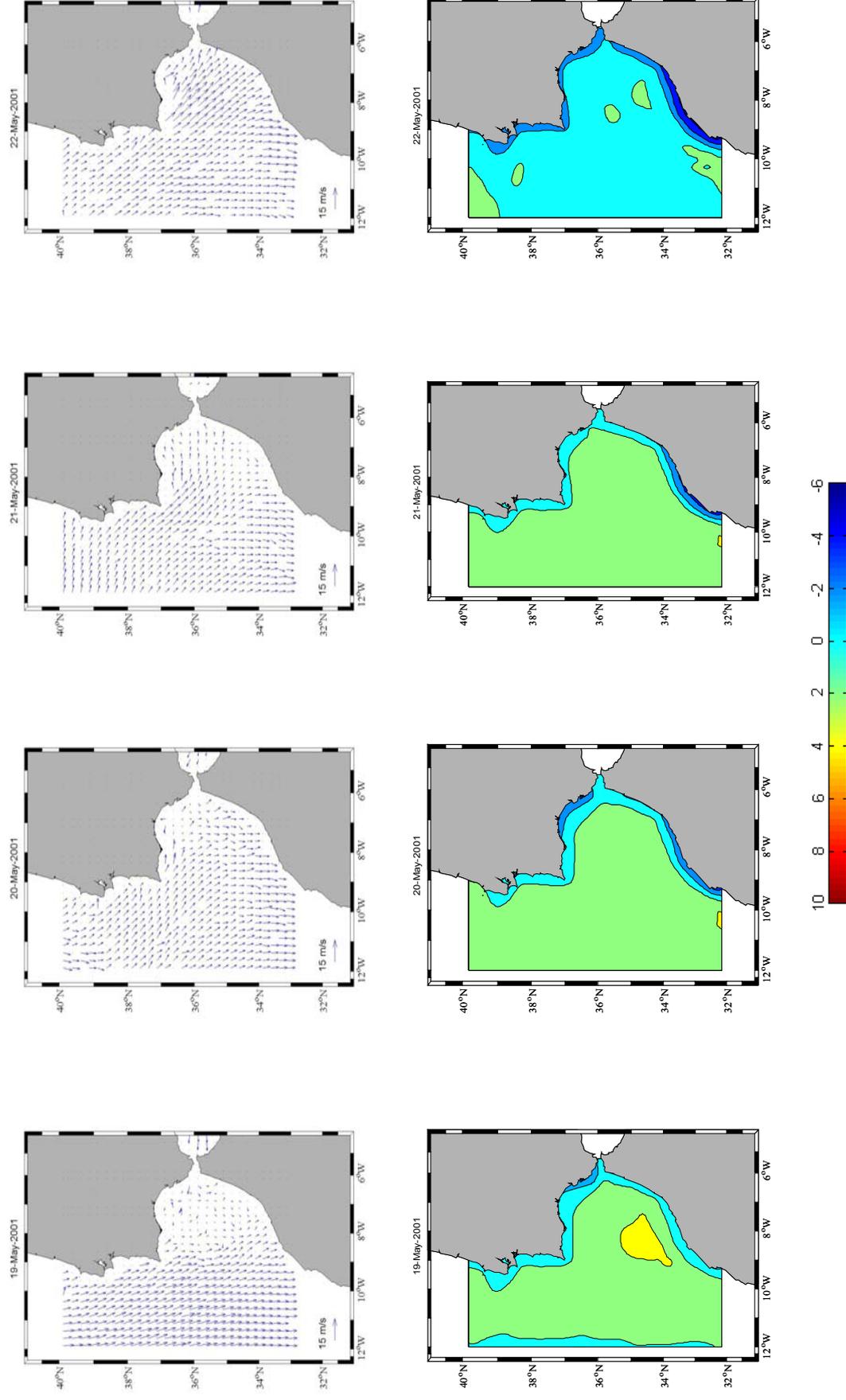


Figura 3.5: (Continuación)

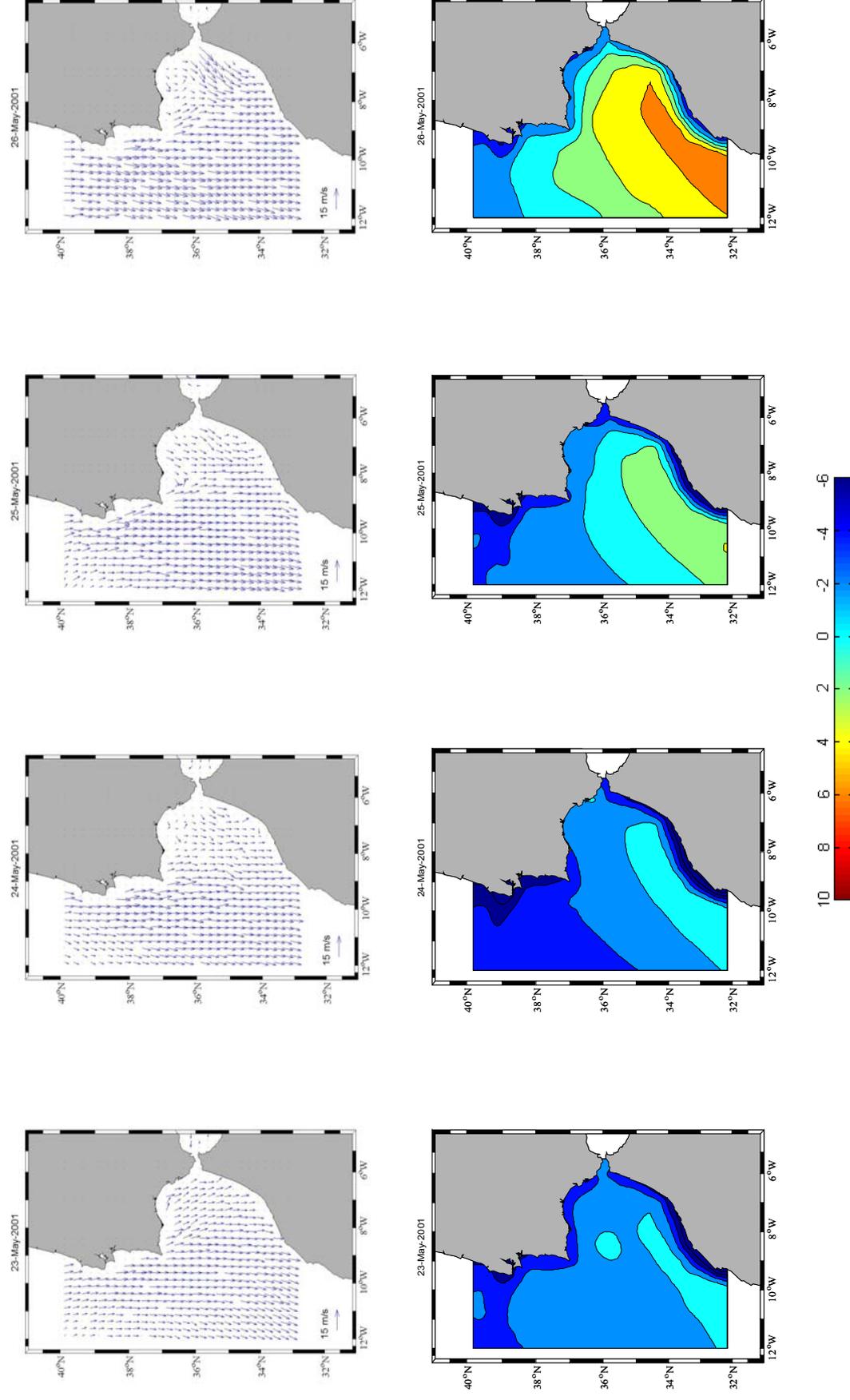


Figura 3.5: (Continuación)

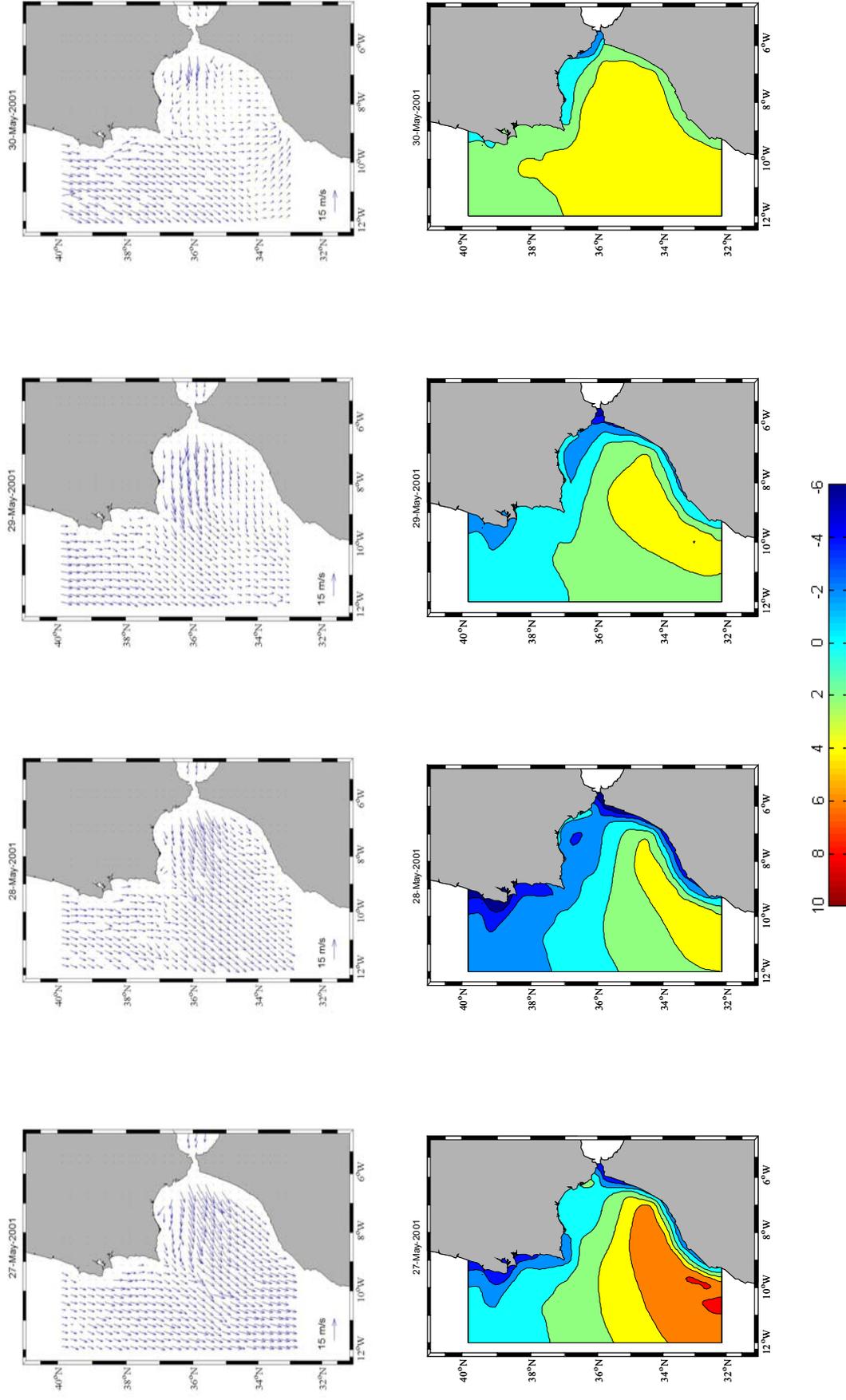


Figura 3.5: (Continuación)

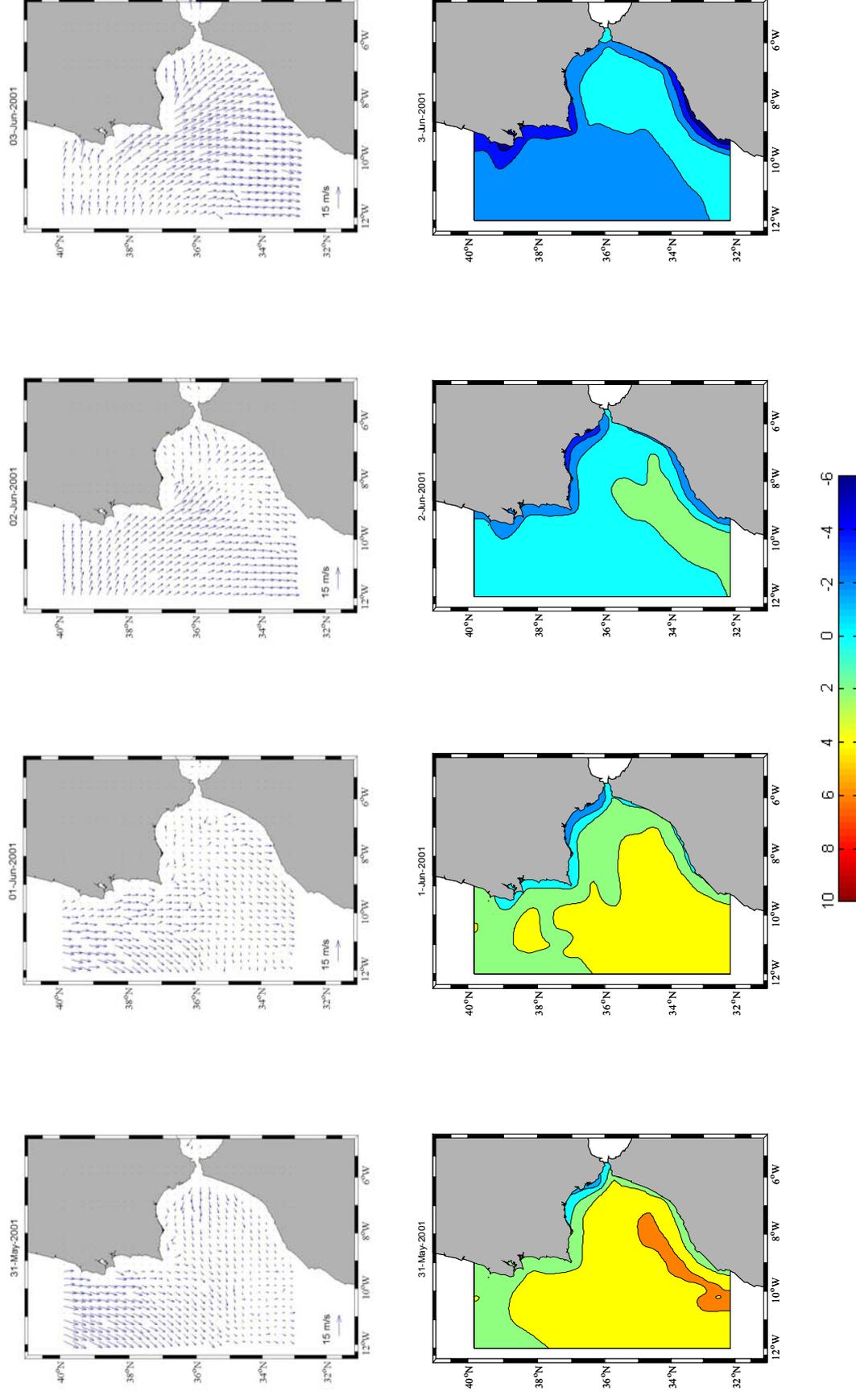


Figura 3.5: (Continuación)

En cuanto a la interpretación conjunta de los datos de vientos y alturas del mar, hay que decir lo siguiente: en primer lugar, los resultados del modelo en las costas africanas muestran sistemáticamente una región de hundimiento de la superficie del mar próxima a la costa. Este comportamiento podría deberse a un desajuste de las condiciones de contorno del modelo y no representar el comportamiento real, por lo que no ha sido tenido en cuenta. Por otro lado, los comportamientos a gran escala de los campos de vientos y alturas del nivel del mar están dominados por el campo de presiones a nivel de superficie. El levantamiento de la superficie los días 15 y 16 de Mayo hacia el Noroeste así como los vientos de componente Sur o Suroeste en las costas portuguesas están motivados por un centro de bajas presiones en latitudes más al Norte y al Oeste (ver Figura 3.6). Esta situación cambia los días siguientes y los vientos soplan del Norte o Noroeste, mientras que el nivel del mar es prácticamente uniforme. El régimen de vientos se corresponde con una situación típica de afloramiento en las costa suroccidentales de la península Ibérica (Fiúza et al., 1982; Fiúza, 1983; Folkard et al., 1997; Vargas et al., 2003;...), que se asocia con un hundimiento de la superficie del mar en esa región (ver por ejemplo, las imágenes del 19 al 23 de Mayo de la Figura 3.5).

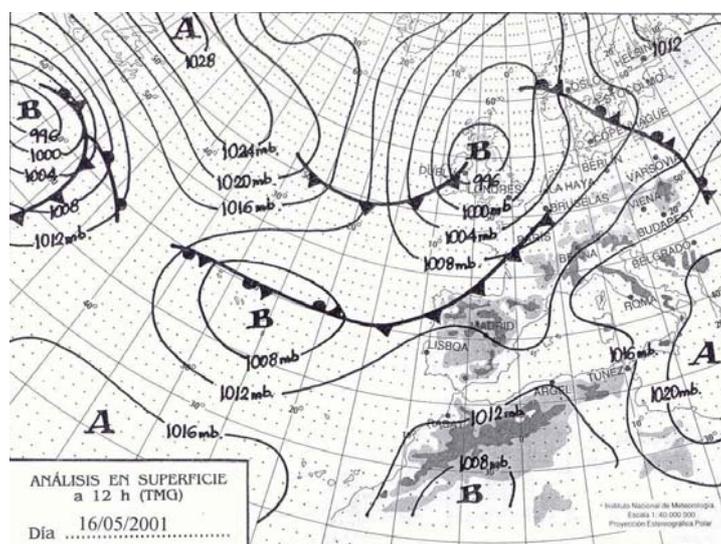


Figura 3.6: Presión atmosférica a nivel de superficie a las 12 h del 16/05/2001. Cortesía del Instituto Meteorológico Nacional (IMN).

En cuanto a la situación barométrica, la uniformidad de la superficie libre se relaciona con la presencia de un anticiclón, que al ser una estructura de mayor escala espacial que la borrasca, proporciona una mayor homogeneidad. El centro de altas presiones está situado al Sur de las Islas Británicas el 19 de Mayo (ver Figura 3.7,

izquierda) y se desplaza hacia el Sur, situándose al Norte de las Islas Canarias el 22 de Mayo (ver Figura 3.7, derecha).

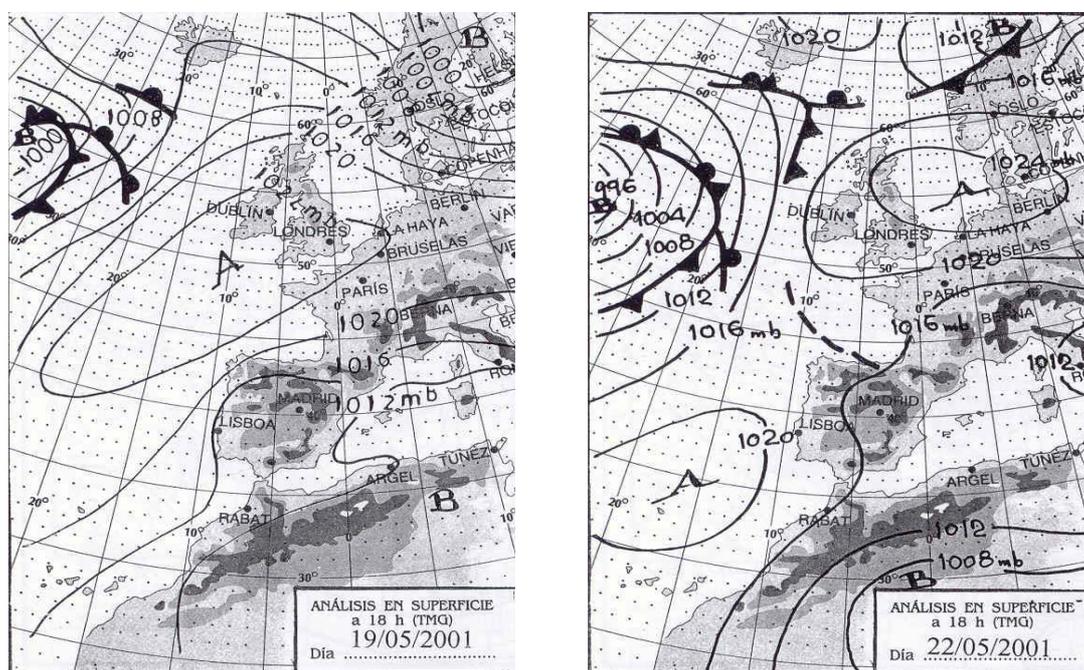


Figura 3.7: Izquierda: Presión atmosférica a nivel de superficie a las 18 h del 19/05/2001; Derecha: Ídem para el día 22/05/2001. Cortesía IMN.

A partir del 23 ó 24 de Mayo la homogeneidad a gran escala en el nivel del mar se empieza a perder, apareciendo una tendencia a acumularse agua en dirección Sureste hacia las costas africanas (obviando como antes se ha dicho, la franja costera de comportamiento anómalo). Este hecho estaría motivado por la presencia de un nuevo centro de bajas presiones, esta vez al Sur del Golfo de Cádiz, que es, además, el que promueve la aparición de Levantes en el Golfo. Esta situación tiene su máximo apogeo hacia el día 27 de Mayo (ver Figura 3.5 para ese día y Figura 3.8, panel izquierdo sobre la situación atmosférica) y se va debilitando paulatinamente, volviéndose a recuperar una situación de inicio de afloramiento hacia el final de la campaña, donde los vientos empiezan a soplar de nuevo del Norte o Noroeste y la superficie del mar se homogeniza conforme las bajas presiones desaparecen (ver Figura 3.8, derecha), al tiempo que en la costa Suroccidental Ibérica se registra un descenso del nivel.

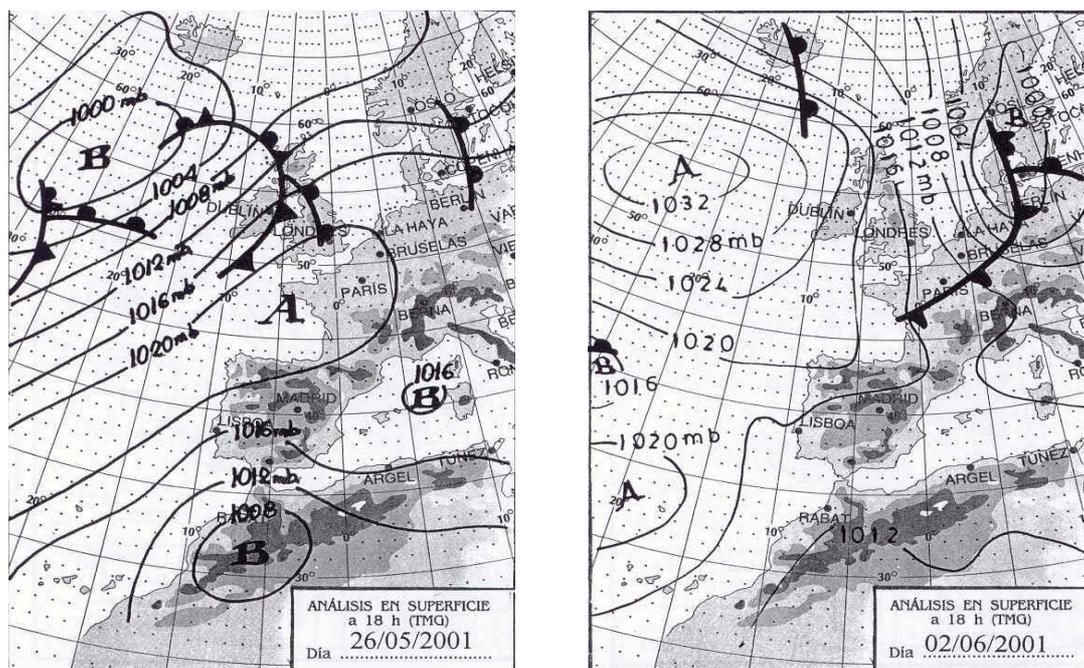


Figura 3.8: Izquierda: Presión atmosférica a nivel de superficie a las 18 h del 26/05/2001; Derecha: Ídem para el día 02/06/2001. Cortesía IMN.

El viento puede, en ocasiones, contribuir decisivamente a la elevación o descenso de la superficie libre. Tal es el caso del transporte Ekman de aguas hacia costa, que puede apreciarse en algunos paneles de la Figura 3.5. Por ejemplo, para las imágenes del 15 y 16 de Mayo, la pequeña región elevada en la costa de Cádiz puede atribuirse a este efecto. También se aprecia muy claramente en los días de Levantes cuando el transporte Ekman produce una acumulación de aguas frente a las costas Ibéricas del Golfo (ver imágenes para el 27, 28 y 29 de Mayo de la Figura 3.5, por ejemplo).

Para eliminar los efectos de la presión y considerar, principalmente, el efecto del viento en la circulación costera se ha representado (Figura 3.9, panel b) la diferencia entre los valores de altura de la superficie según las predicciones del modelo en las inmediaciones de Cádiz (C) y en las inmediaciones de Cabo Santa María (CSM), según se aprecia en la Figura 3.9 (panel a).

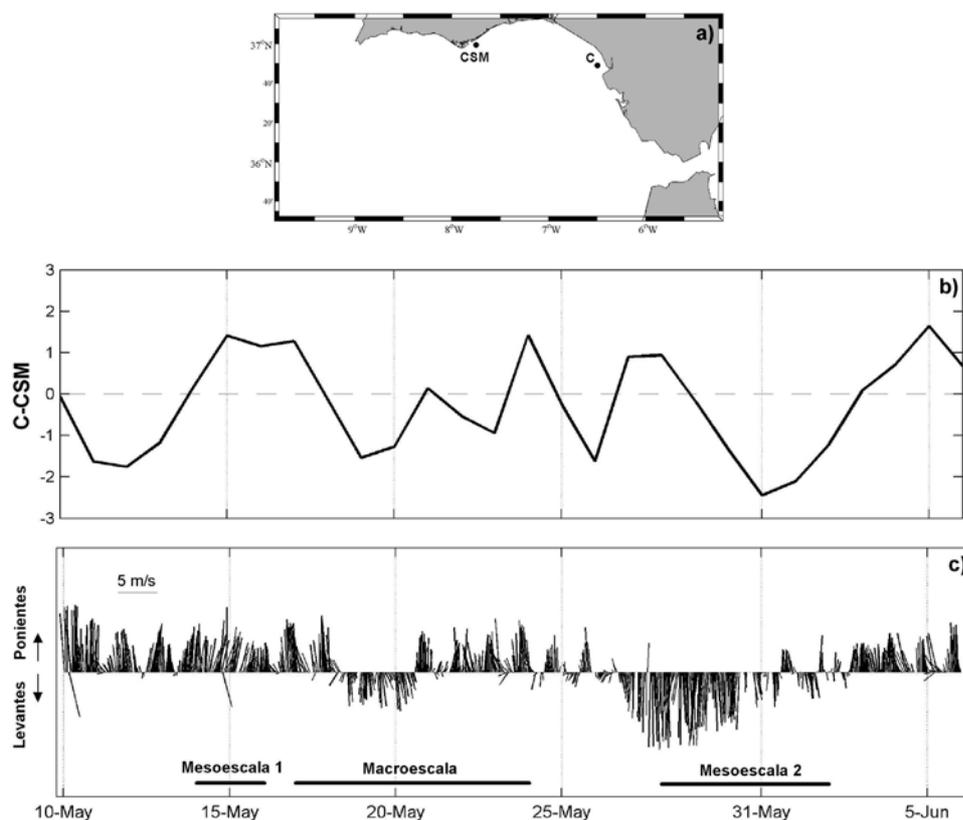


Figura 3.9: a) Localización geográfica de los puntos C (Cádiz) y CSM (Cabo Santa María) para los que se presenta la salida del modelo. b) Diferencia de altura entre los puntos C y CSM. c) Diagrama de sticks de los vientos registrados por la boya RAP del Golfo de Cádiz.

Se aprecia que durante la mesoescala 1 la diferencia entre los niveles en Cádiz y en Cabo Santa María (C-CSM) es positiva, es decir, tiende a acumularse más agua en Cádiz. Esto es compatible con la dirección predominante del viento de Poniente en esas fechas y en los días previos a la mesoescala 1² (ver Figura 3.9 panel c). Del otro lado, para la mesoescala 2, se aprecia una inversión de signo en el valor de C-CSM, siendo ahora la zona de Cabo Santa María la que tiene una mayor elevación de la superficie libre. Esta situación es compatible claramente con un régimen de Levantes y, de hecho, esta predicción del modelo apoya y es apoyada por cambios en la circulación costera que se deducen de la comparación de los datos recogidos en las mesoescalas 1 y 2³.

² Lógicamente, la respuesta del nivel del mar lleva un cierto retraso respecto al cambio en el régimen de vientos.

³ Este argumento se explota con más detalle en el capítulo 7 de la presente memoria, al estudiar el posible mecanismo de forzamiento de la contracorriente costera.

3.5.- PREDICCIONES MEDIANTE ANÁLISIS EOF

El análisis EOF descrito en el epígrafe 1.4.4.d permite reconstruir la variabilidad estacional a partir de los modos principales. Esto es lo que se recoge en Vargas et al. (2003) utilizando la información contenida en los dos primeros modos. Hay dos situaciones principales durante el año. La primera domina en invierno y se caracteriza por la presencia de un extenso núcleo de aguas cálidas que ocupa la mitad Sur de la cuenca. Al Norte, junto a las costas Ibéricas, existe una región de aguas frías afloradas que se extiende desde Cabo San Vicente hasta el Estrecho de Gibraltar (ver, por ejemplo, el mapa de Enero en la Figura 3.10).

La segunda situación, que domina en verano, se caracteriza por una deformación del núcleo cálido, que tiende a estrecharse en dirección meridional (ver, por ejemplo, el mapa de Julio en la Figura 3.10). Este estrechamiento permite a las aguas cálidas alcanzar la zona costera entre Cabo Santa María y la desembocadura del Guadalquivir. De igual forma, el afloramiento de Cabo San Vicente se extiende hacia el Sur, al Oeste del giro cálido. Finalmente, se observa una pequeña acumulación de aguas cálidas alrededor de la desembocadura del Guadalquivir, que parece más bien estar relacionado con algún proceso fluvial o costero más que con el núcleo de aguas cálidas⁴. La evolución anual de los patrones SST puede entenderse entonces como la transición entre estas dos situaciones extremas (Vargas et al., 2003.).

Todo lo anterior se relaciona con una variabilidad de baja frecuencia de tipo estacional y no incluye la importante variabilidad de mesoescala que induce el viento.

⁴ Ver epígrafe 7.6 para detalles.

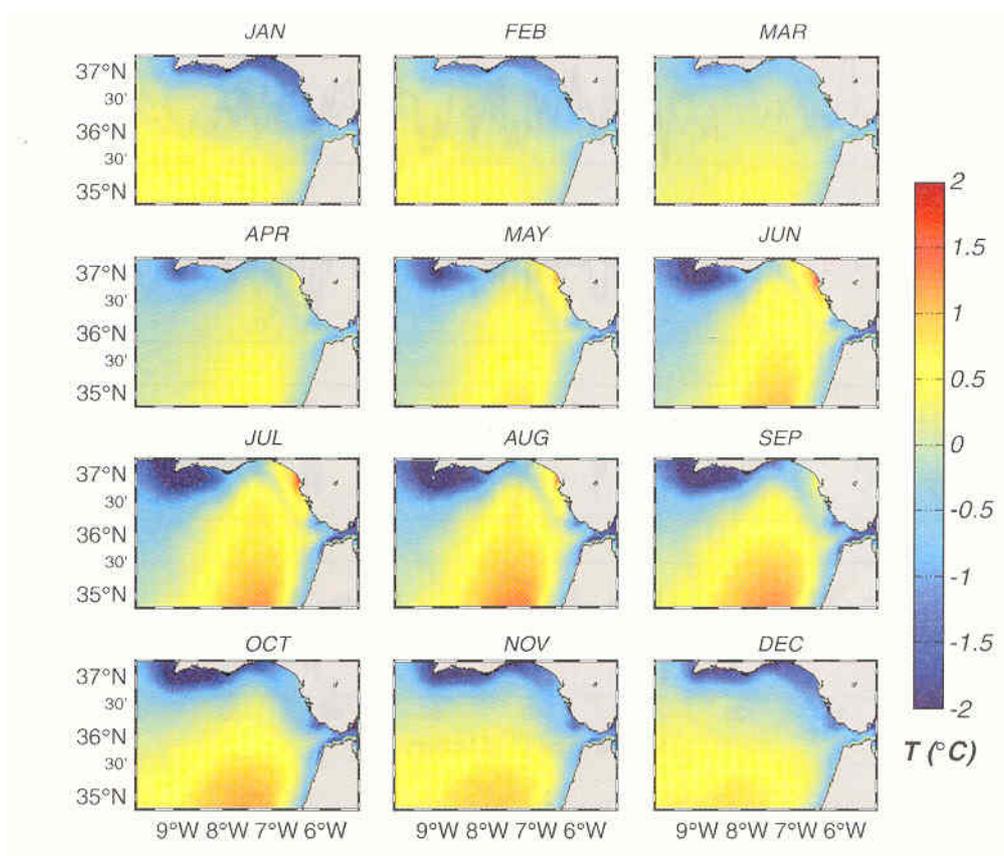


Figura 3.10: Reconstrucción de los mapas mensuales SST utilizando los dos primeros modos. Tomada de Vargas et al. (2003).

El efecto del viento queda reflejado en el tercer modo, como indica la correlación entre los coeficientes temporales y el estrés del viento explicada en la sección 1.4.4.d (ver Figura 1.16). Además, es posible visualizar este efecto de forma más clara reconstruyendo los mapas espaciales y añadiendo el efecto del tercer modo a los promedios (en este caso se han realizado promedios estacionales en lugar de mensuales). Esto es lo que se presenta en la Figura 3.11: en el panel central aparecen las situaciones promedio de los dos primeros modos y en los paneles laterales se modela el efecto de los Levantes y Ponientes (de intensidad moderada) añadiendo y sustrayendo el mapa espacial del tercer modo a cada uno de ellos.

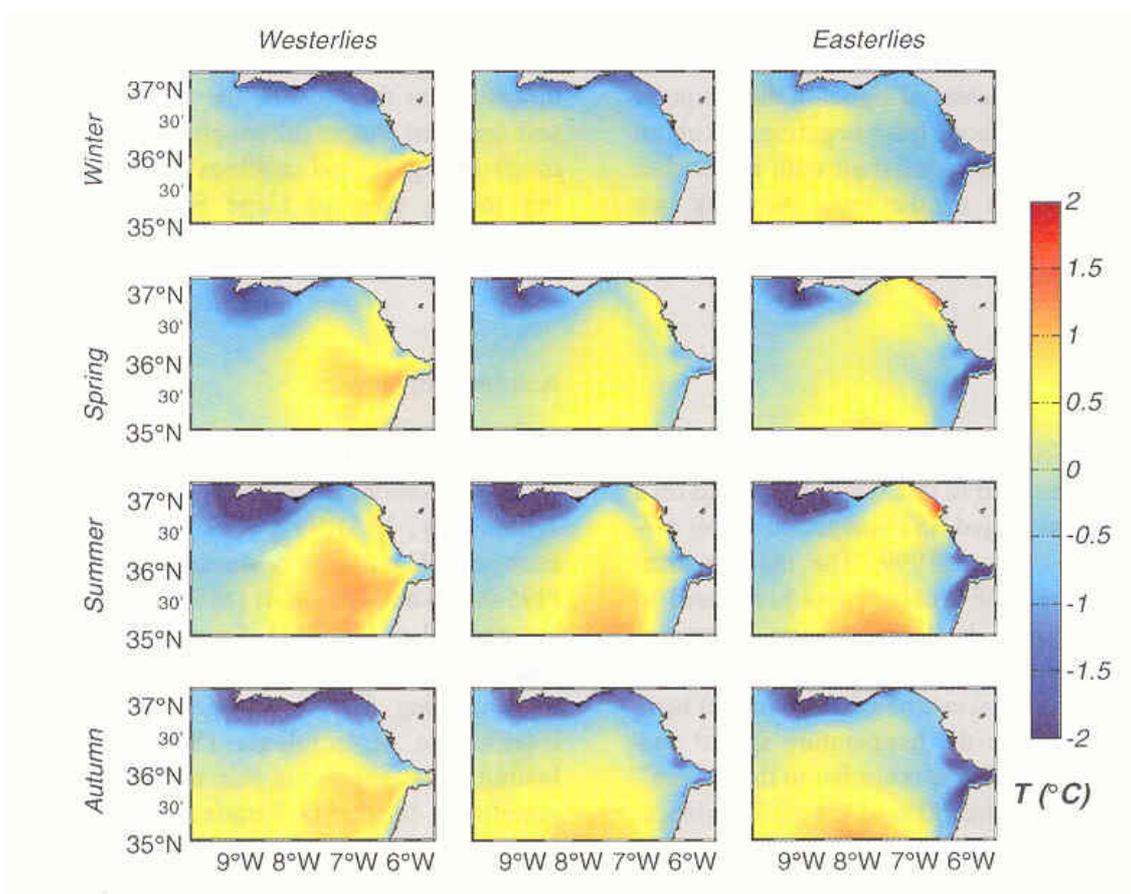


Figura 3.11: Reconstrucción de los mapas espaciales SST para distintos regímenes de viento utilizando los tres primeros modos. Tomada de Vargas et al. (2003).

Como era de esperar, los mapas muestran modificaciones similares en los patrones de temperatura bajo las mismas condiciones de viento y diferentes épocas del año. Los principales efectos de los Ponientes son: un aumento de la señal cálida de las aguas que entran al Estrecho de Gibraltar, una extensión del afloramiento de San Vicente hasta el Este de Cabo Santa María y un incremento de la región de aguas cálidas en la desembocadura del Guadalquivir y en las costas gaditanas en primavera y verano, que se extiende como un filamento de aguas cálidas que se une a la lengua de entrada en el Estrecho.

Por el contrario, los Levantes producen un fuerte afloramiento en la región al Oeste del Estrecho de Gibraltar y un calentamiento de las aguas de plataforma al Norte de Cádiz para todas las estaciones. De igual forma, el afloramiento de San Vicente está menos extendido hacia el Este y la estructura cálida central (previsiblemente, una circulación anticiclónica) es empujada hacia el Oeste, al tiempo que tiende a

desprenderse un pequeño remolino de su extremo Norte, en buen acuerdo con lo observado en las imágenes de Folkard et al., 1997 (ver también epígrafe 1.4.4.b).

El modelo anterior permite, con algunas precauciones, obtener las predicciones para un día concreto del año. Esto es lo que se ha hecho para las dos situaciones más representativas de la campaña (que corresponden con los muestreos de la mesoescala 1 y 2). Como los coeficientes temporales de los dos primeros modos presenta una señal estacional, puede encontrarse el valor concreto del coeficiente temporal de los mismos para el día que se desee (en concreto, se ha tomado el 13 de Mayo como día representativo de la mesoescala 1⁵ y el 29 de Mayo como día representativo de la mesoescala 2). Respecto al coeficiente temporal del tercer modo, el análisis de Vargas et al. (2003) sólo alcanza hasta el año 1999, pero para evaluar su efecto se ha tomado un valor representativo del mismo durante el periodo 1993-1999 (años que sí analiza el trabajo anterior) tanto para situaciones de Ponientes (mesoescala 1) como de Levantes (mesoescala 2). Como puede verse (Figura 3.12), el acuerdo entre las predicciones del modelo y las imágenes satélite es más que satisfactorio⁶.

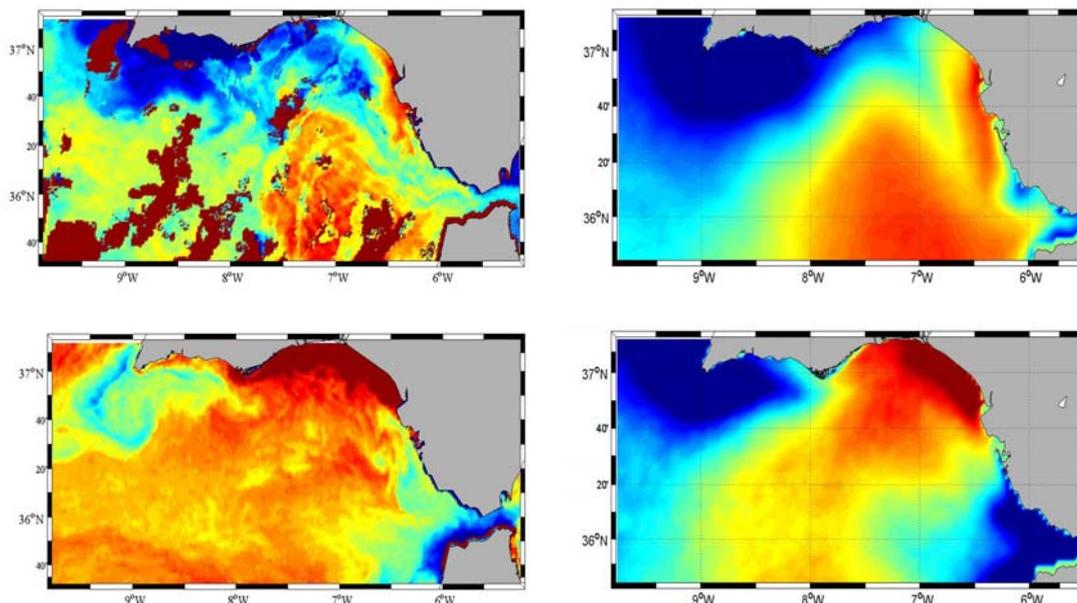


Figura 3.12: Comparación entre los mapas espaciales SST del análisis EOF (derecha) y las imágenes satélite (izquierda) para los días 13 de Mayo (mesoescala 1, arriba) y 29 de Mayo (mesoescala 2, abajo).

⁵ Aunque la mesoescala 1 comenzó al día siguiente, el régimen de vientos no sufrió cambios significativos (ver Figura 3.4).

⁶ La comparación, en primera instancia, tiene que ser sólo cualitativa puesto que los mapas espaciales representan las anomalías de temperatura. Por esta razón se han omitido las escalas en la Figura 3.12.

CAPÍTULO CUARTO

LA SUPERFICIE DE REFERENCIA GEOSTRÓFICA: DETERMINACIÓN Y ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD

4.1.- INTRODUCCIÓN

Desde los orígenes de la aplicación de la aproximación geostrófica, existe disparidad de criterios sobre la localización de la superficie de no movimiento. Esta disparidad afecta también al Golfo de Cádiz. Por ejemplo, en el trabajo de García, C.M. et al. (2002) para la región del Golfo de Cádiz, se estiman las corrientes superficiales tomando el nivel de referencia tanto en 100 como en 200 db. Aunque el acuerdo existente entre ambas se da por bueno, la diferencia encontrada entre ellas tiene un error del orden del 15%, que puede invitar a una revisión de los criterios que llevan a adoptar una u otra superficie de referencia. En el trabajo de Ambar et al. (2002), que recoge los resultados del proyecto CANIGO y que muestrea estaciones muy profundas, se adopta como superficie de no movimiento la de 2000 db. Por otro lado, en la región del mar de Alborán, el nivel referencia se elige de forma casi unánime en la literatura a la profundidad de 200 db (ver, por ejemplo, Viúdez et al., 1996; Cano et al., 1997 o Vargas-Yáñez et al., 2002).

Para los estudios de mesoescala objeto del proyecto GOLFO 2001, no es posible adoptar como superficie de referencia los 2000 db porque, en el caso más favorable de la subcampaña de macroescala, tan sólo dos estaciones tienen profundidades superiores a los 2000 m. En el estudio sobre intercambio de masas de agua en el Golfo de Cádiz de Ochoa y Bray (1991), se postula como superficie de no movimiento la interfase entre el Agua Mediterránea y el Agua Atlántica, que presenta ventajas en el cálculo de algunos transportes, pero tiene inconvenientes en los casos en que esta superficie interseca el fondo y, por tanto, no está definida. Es por tanto conveniente, antes de seguir adelante con cálculos que impliquen el conocimiento de corrientes geostróficas, cuestionar la validez de la elección de una u otra profundidad de referencia, así como evaluar la influencia que la vena de Agua Mediterránea tiene sobre el movimiento de las capas a las distintas profundidades.

Como se ha comentado en los epígrafes 1.2 y 1.5, las capas intermedias del Atlántico Nororiental están influidas por la presencia de una masa de agua originada en el Mar Mediterráneo, que tiene una señal muy marcada tanto en salinidad como en temperatura y que se ubica en profundidades comprendidas entre los 500 y los 1300 db (Ambar et al., 2002). La presencia de esta vena Mediterránea puede hacer que, al tomar

la superficie de no movimiento en los 200 ó 300 db, se introduzcan errores importantes en la determinación de las velocidades geostróficas, puesto que en esas capas puede existir un movimiento relativo considerable fruto del arrastre provocado por el Agua Mediterránea. Este capítulo se dedica a investigar la sensibilidad de los cálculos geostróficos a la superficie de referencia (Z_{ref} en adelante) y al establecimiento de Z_{ref} para el Golfo de Cádiz.

4.2.- LA HIPÓTESIS GEOSTRÓFICA

A continuación se revisa de forma breve la hipótesis geostrófica. Un estudio más completo al respecto puede encontrarse, por ejemplo, en el texto de Pond y Pickard (1983).

La ecuación conservación de la cantidad de movimiento se expresa mediante la ecuación:

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = -\alpha\nabla p - 2\vec{\Omega} \wedge \vec{V} + \vec{g} + \vec{F} \quad [4.1]$$

donde el término de la izquierda expresa la variación de la velocidad con el tiempo (este término es, en realidad, una derivada total, también llamada sustancial, que tiene un término de aceleración local, $\partial\vec{V}/\partial t$ y tres términos advectivos o de transporte de aceleración, $\vec{V} \cdot \nabla\vec{V}$). Los términos de la derecha representan, respectivamente, la fuerza de presión por unidad de masa ($\alpha = 1/\rho$ es el volumen específico), la fuerza de Coriolis, también referida a la unidad de masa ($\vec{\Omega}$ es la velocidad angular de rotación de la Tierra), la fuerza gravitatoria por unidad de masa y un último término genérico que engloba otras fuerzas por unidad de masa (fuerzas de fricción, de marea,...).

En el océano abierto, el balance primero de fuerzas es entre los términos $\alpha\nabla p$ y $2\vec{\Omega} \wedge \vec{V}$, que es el conocido balance geostrófico. Implica que la importancia relativa de los términos inerciales (términos a la izquierda de la ecuación, que introducen no linealidades y complican su resolución) es despreciable frente a la aceleración de Coriolis. Esta condición puede parametrizarse en función del número de Rossby como:

$$Ro = \frac{U}{fL} \ll 1 \quad [4.2]$$

donde U y L son una velocidad y una longitud características y $f = 2\Omega \sin\phi$, el denominado parámetro de Coriolis.

El balance geostrófico asume también que los términos de fuerzas genéricas por unidad de masa (agrupadas en \vec{F}) son poco relevantes. Las ecuaciones resultantes de ese balance entre las fuerzas de presión y las fuerzas de Coriolis (también llamada fuerza geostrófica, es decir, debida al movimiento de la Tierra) son:

$$fv = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad [4.3]$$

$$fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad [4.4]$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad [4.5]$$

Una primera estimación del número de Rossby en el Golfo de Cádiz puede hacerse tomando $U \sim 0,5$ m/s (datos de ADCP) y $L \sim 100$ km en la zona de océano abierto (tamaño de las estructuras discernibles en imágenes satélite como, por ejemplo, la de la Figura 2.5 o la de la Figura 3.10). Con estos valores, $Ro=0,058^1 \ll 1$, lo que justifica el empleo de la aproximación geostrófica.

En la práctica, las velocidades geostróficas pueden calcularse algorítmicamente a partir de algunas manipulaciones de las ecuaciones anteriores, y sólo se necesitan para ello los campos de temperatura, salinidad y presión. El método práctico de computación (método dinámico) es estándar en Oceanografía (ver Pond y Pickard, 1983, por ejemplo) y parte de las denominadas ecuaciones del viento térmico, que a continuación se deducen. Derivando respecto a z las ecuaciones [4.3] y [4.4] se llega a

$$\begin{aligned} f \frac{\partial(\rho v)}{\partial z} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial p}{\partial x} \right) \\ f \frac{\partial(\rho u)}{\partial z} &= -\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial p}{\partial y} \right) \end{aligned} \quad [4.6]$$

Pero, por ejemplo,

¹ Se ha tomado $f = 8,675 \cdot 10^{-5} s^{-1}$, correspondiente a la latitud media del Golfo de Cádiz.

$$\frac{\partial(\rho v)}{\partial z} = \rho \frac{\partial v}{\partial z} + v \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad [4.7]$$

Ahora bien, la densidad del agua del mar es del orden de 10^3 kg m^{-3} . Suponiendo que el gradiente vertical de velocidad horizontal puede ser escalado por un cambio de $0,1 \text{ m s}^{-1}$ en 100 m, y que, en ese mismo intervalo de profundidad, la densidad no llega a cambiar en más de 1 kg m^{-3} (valores bastante razonables en el océano real), el primero de los sumandos en [4.7] es del orden de $1 \text{ kg m}^{-3} \text{ s}^{-1}$ en tanto que el segundo es del orden de $10^{-4} \text{ kg m}^{-3} \text{ s}^{-1}$. Esto permite asumir, con muy buena aproximación, que los términos de la izquierda en [4.6] pueden ser aproximados por $f\rho(\partial v/\partial z)$ y $f\rho(\partial u/\partial z)$ respectivamente.

Por otro lado, el orden de derivación en los términos de la derecha de [4.6] puede ser intercambiado, apareciendo así en ambas expresiones la derivada $(\partial p/\partial z)$, que puede ser sustituida por $-\rho g$ en virtud de la aproximación hidrostática [4.5]. Con esto, las ecuaciones [4.6] se escribirán:

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial z} &= -\frac{g}{\rho f} \frac{\partial \rho}{\partial x} \\ \frac{\partial u}{\partial z} &= \frac{g}{\rho f} \frac{\partial \rho}{\partial y} \end{aligned} \quad [4.8]$$

que son conocidas como ecuaciones del viento térmico.

Puede comprobarse que, en una situación en la que no exista cizalla vertical de velocidades horizontales ($\partial u/\partial z = \partial v/\partial z = 0$), los términos de la derecha en [4.8] son también nulos. En otras palabras, el método dinámico sólo predice la componente baroclina de la velocidad geostrófica, dejando indeterminada la componente barotrópica, por lo que se hace necesario establecer una profundidad de no movimiento a la que referir todas las velocidades calculadas (éste es precisamente el objeto de los siguientes epígrafes). Por otro lado, debe hacerse notar que las ecuaciones geostróficas, al ser independientes del tiempo, no pueden predecir ninguna evolución temporal, por lo que la validez de las mismas está supeditada a que el muestreo sea lo suficientemente sinóptico como para que las variables no sufran cambios apreciables durante la

realización del mismo. Esta condición se verifica aceptablemente bien para la mesoescala 1 y algo menos para la mesoescala 2 y macroescala.

4.3.- PRIMERA TENTATIVA DE ELECCIÓN DE SUPERFICIE DE REFERENCIA

La presencia de la vena de Agua Mediterránea a profundidades intermedias en el Golfo de Cádiz rompe con la suposición, no escrita pero aceptada, de que la velocidad decrece con la profundidad. Pero, lejos de suponer un inconveniente, puede utilizarse este hecho para la elección de una profundidad de referencia adecuada. En efecto, la vena de Agua Mediterránea ha sido objeto de numerosos estudios (Ambar y Howe, 1979; Baringer y Price, 1989; Ambar et al., 1999; Ambar et al., 2002;...) y se conoce con bastante precisión su velocidad. Además, como se aprecia en la Figura 4.1, es fácilmente identificable por su señal TS, puesto que se corresponde con aguas algo más cálidas y mucho más salinas.

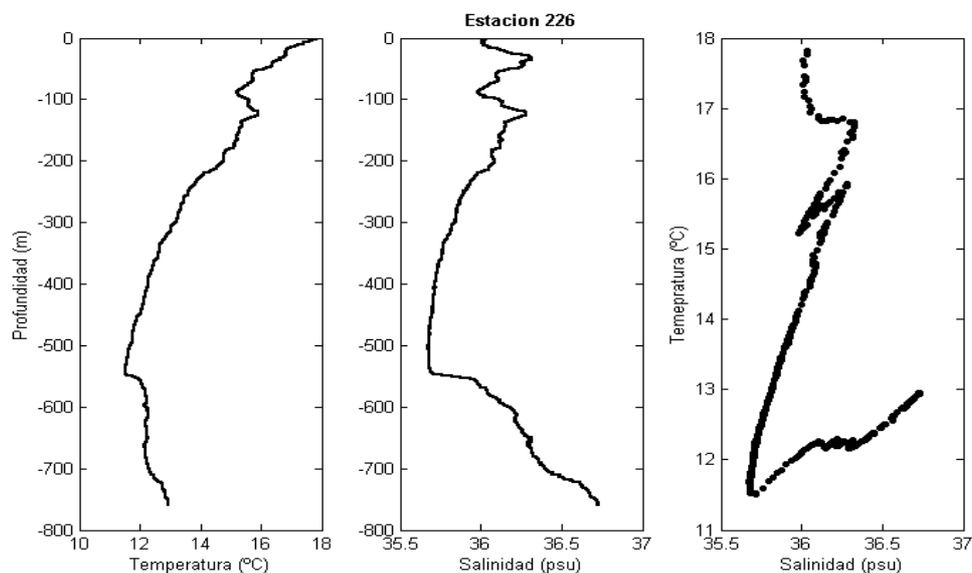


Figura 4.1: Perfiles de temperatura (izquierda), salinidad (central) y diagrama TS (derecha) de la estación 226 de la macroescala.

Este comportamiento del Agua Mediterránea permite definir un método preliminar para determinar la superficie de referencia, consistente en elegir una profundidad arbitraria y estudiar las velocidades predichas para la región del Agua

Mediterránea. Si se ajustan a los valores de la literatura, la elección puede ser buena². De lo contrario, habrá de elegirse un nuevo valor de referencia. A continuación se realiza un estudio basado en este criterio, tanto para cortes horizontales (profundidad constante) como para cortes verticales a lo largo de un transecto concreto.

4.3.1.- Test 1: Estudio sobre cortes horizontales

Para esta primera prueba, se ha tomado como ejemplo la estación 226 (correspondiente al transecto 7 de la macroescala, ver Figura 4.2 para ubicación). En esta estación, el Agua Mediterránea es fácilmente identificable en el diagrama TS por su señal en temperatura y salinidad y se localiza sobre los 700 db (ver Figura 4.1).

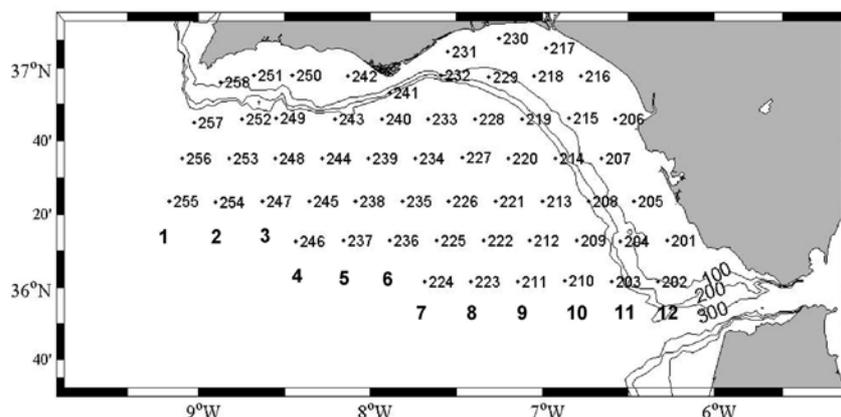


Figura 4.2: Situación geográfica de las estaciones muestreadas en la macroescala y denominación de los distintos transectos. Esta figura es repetición de la Figura 2.2 y se incluye aquí por comodidad.

A continuación se ha representado la velocidad geostrofica a 700 db con relación a los 300 db utilizando el método dinámico con los campos de temperatura y salinidad obtenidas mediante las técnicas de análisis objetivo descritas en el epígrafe 2.4.2. (Figura 4.3). El objetivo es comparar los valores de velocidad que se obtienen con los referidos en la literatura previa en la zona y, para ello, se ha marcado la situación geográfica de la estación de referencia, 226. Aunque la elección de la referencia de 300 db se ha hecho de forma un poco arbitraria, se irá viendo a lo largo de este capítulo que supone una buena elección. Asimismo, se han eliminado los valores de velocidad para aquellas estaciones cuya profundidad es inferior a los 700 m, puesto que, caso de

² Esta elección se someterá más adelante a un criterio más riguroso.

dejarlos, corresponderían a extrapolaciones del software de análisis objetivo y, seguramente, llevarían a confusión.

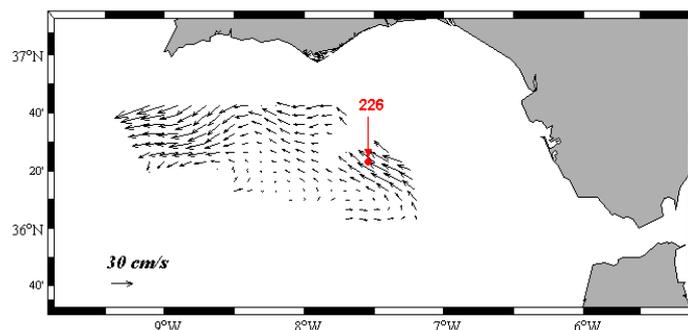


Figura 4.3: Velocidad geostrofica a 700 db relativa a 300 db para la macroescala.

En esta representación se aprecia cómo las velocidades estimadas para la profundidad de 700 db relativas a los 300 db, en torno a los 25 cm/s para la estación 226, están en acuerdo razonable con los valores referidos en la literatura (véase, por ejemplo, Ambar et al., 2002). Es interesante, además, notar que esta elección reproduce de forma adecuada la corriente Mediterránea (ver Figura 4.3 y Figura 4.4 más adelante) dirigiéndose de Este a Oeste con velocidades comprendidas entre los 20 y 30 cm/s.

Esta misma prueba se ha repetido para otras estaciones y otras profundidades en las que también se detecta la vena de Agua Mediterránea con claridad. Por ejemplo, se presentan a continuación (Figura 4.4) los resultados de las estaciones 236, 237 y 245 para los que, a la vista de los diagramas TS correspondientes (ver Informe de Campaña Golfo 2001. Anexo I: Estaciones CTD –las figuras son análogas a las mostradas en la Figura 4.1 y se han omitido aquí para no ser reiterativos-) se detecta Agua Mediterránea a partir de los 700-800 db y se ha tomado como profundidad de prueba los 1000 db.

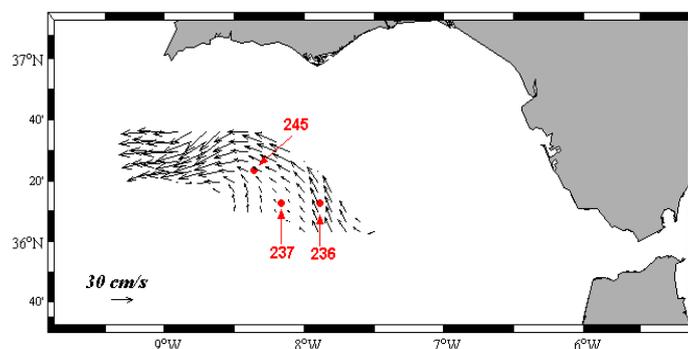


Figura 4.4: Velocidad geostrofica a 1000 db relativa a 300 db para la macroescala.

De nuevo, el acuerdo encontrado entre las velocidades geostróficas previstas y las referidas en la literatura son buenas en general (por encima de 20 cm/s en la estación 236, del orden de 15 cm/s en la 245 y valores algo inferiores en la 237), por lo que el resultado de esta primera prueba es satisfactorio y avala la idea de que adoptar los 300 db como superficie de referencia puede ser adecuado para los cálculos posteriores que se harán con las velocidades geostróficas (este criterio será refinado en los siguientes epígrafes del presente capítulo).

4.3.2.-Test 2: Estudio sobre cortes verticales

Para reforzar el estudio anterior, se ha realizado a continuación un análisis de las velocidades geostróficas sobre cortes verticales, es decir, a lo largo de los diferentes transectos correspondientes, de nuevo, a la macroescala. Se pretende ver si, al igual que en el caso anterior, tomando la referencia de velocidad nula a los 300 db, los contornos de velocidad predichos para la vena de Agua Mediterránea están en buen acuerdo con los valores antes referidos.

En primer lugar, se muestra (Figura 4.5) el estudio correspondiente al transecto 8 (ver Figura 4.2 para ubicación) donde, para identificar el Agua Mediterránea con claridad, se han representado los contornos de salinidad según un código de colores. En esta misma figura, se muestran sobreimpresionados los valores de velocidad geostrófica, calculada aplicando el método dinámico entre las estaciones 221, 222 y 223 y tomando como referencia 300db. Sólo se han tomado estas tres estaciones, las más exteriores del transecto, puesto que son en las que el Agua Mediterránea se aprecia de forma más clara. Puede verse cómo el Agua Mediterránea aparece como una corriente de fondo fácilmente distinguible por su elevada salinidad con relación al Agua Atlántica (NACW) y cómo las velocidades de la corriente están en el orden de los valores esperados, de acuerdo con las referencias bibliográficas antes reseñadas (véase, por ejemplo, Ambar et al., 2002).

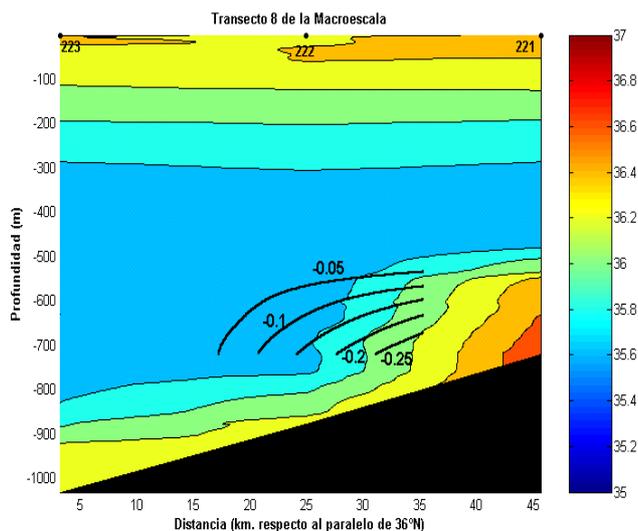


Figura 4.5: Salinidad (colores) y velocidad geostrófica (respecto a 300 db) para el transecto 8 de la macroescala.

Se presenta también el mismo estudio para las tres estaciones más exteriores del transecto 5 (Figura 4.6) y para las dos estaciones más externas del transecto 4 de la campaña de macroescala (Figura 4.7). La ubicación de los mismos puede verse en la Figura 4.2. En este último transecto sólo se han tomado dos estaciones para poder estimar velocidades hasta los 1500 db (que es la profundidad de la estación 248). Con dos estaciones, sólo se puede representar la velocidad frente a la profundidad, y no los contornos de velocidad.

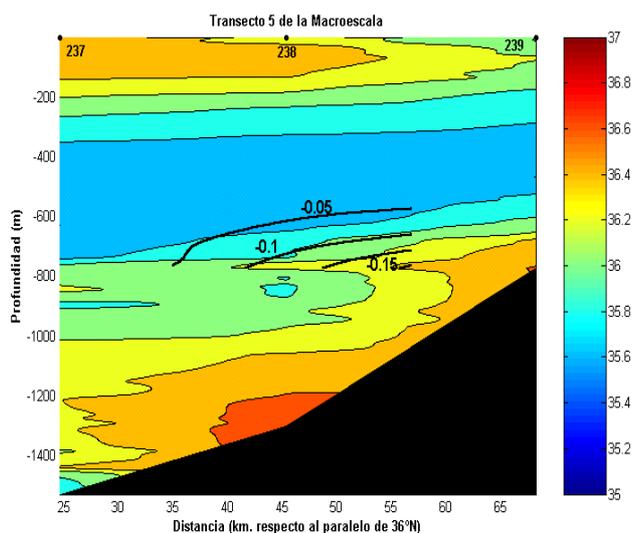


Figura 4.6: Velocidad geostrófica respecto a 300 db en el transecto 5 de la macroescala.

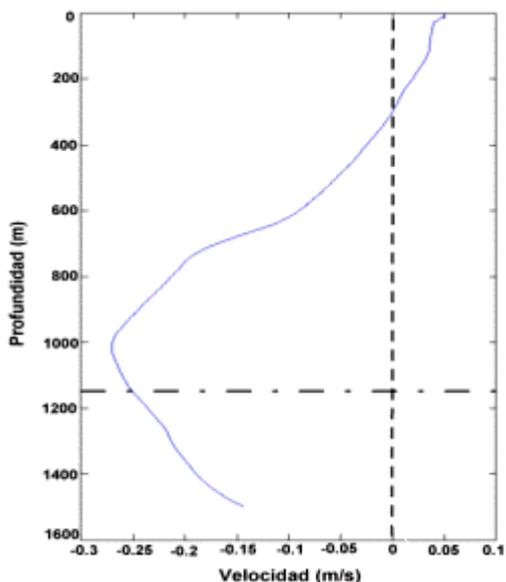


Figura 4.7: Velocidad geostrofica respecto a 300 db frente a la profundidad en el transecto 3 de la macroescala. La línea horizontal representa el máximo de salinidad en la sección (1150 m).

Es importante señalar que, tomando otras profundidades de referencia, por ejemplo los 200 db, el resultado no cambia apreciablemente (véase la Figura 4.8 en comparación con la Figura 4.6 y con la Figura 4.5).

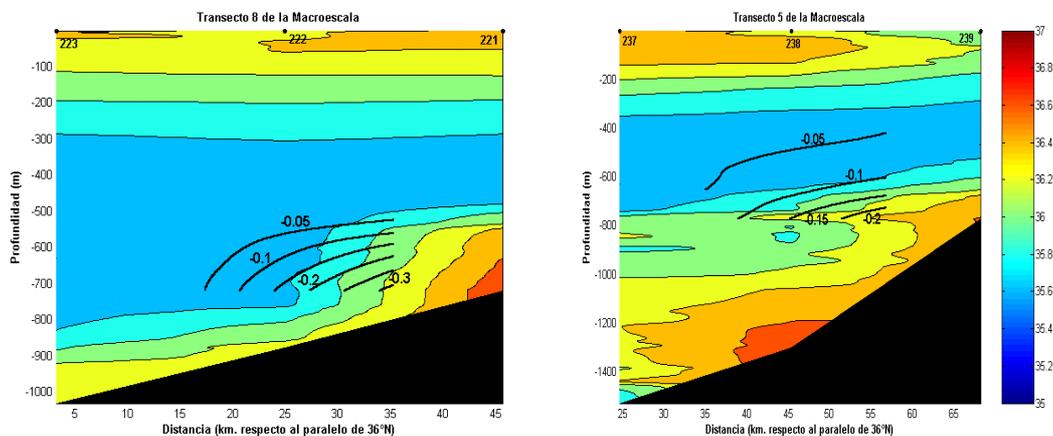


Figura 4.8: Salinidad y velocidad geostrofica (respecto a 200 db) para los transectos 8 (izquierda) y 5 (derecha) de la macroescala.

El hecho de que las velocidades obtenidas para el Agua Mediterránea tomando una u otra Z_{ref} estén en el intervalo (20-30 cm/s), que es el históricamente referido para esta vena de agua, dejan una clara incertidumbre sobre cuál es la mejor opción y motivan la búsqueda de un criterio algo más fidedigno, que reproduzca no sólo la

dinámica del Agua Mediterránea sino otras variables características de la cuenca. A este propósito se dedican los siguientes epígrafes.

4.4.- SENSIBILIDAD DE LOS CÁLCULOS GEOSTRÓFICOS A LA SUPERFICIE DE NO MOVIMIENTO

Si bien se ha visto en el epígrafe anterior que las velocidades encontradas para el Agua Mediterránea no varían en exceso si se toma la superficie de referencia en los 200 ó en los 300 db, otras características de la cuenca son más sensibles a la elección. En esta sección se muestra el efecto que tiene considerar la superficie de referencia a distintas profundidades sobre las corrientes y los transportes geostroficados.

4.4.1.- Sensibilidad de las corrientes superficiales geostroficadas

En la Figura 4.9 (A) se representan superpuestas las velocidades geostroficadas en superficie respecto a 300 db (en negro) y 200 db (en azul) para la macroescala³. Puede observarse que, mientras que el acuerdo en la dirección de las velocidades es bastante aceptable, el módulo de las mismas presenta algunas diferencias. Estas discrepancias son más evidentes en las regiones en que la corriente es más intensa, hacia la zona Norte del Golfo, donde las velocidades calculadas respecto a 300 db son mayores que las calculadas respecto a los 200 db. La diferencia relativa puede observarse en el panel B de la Figura 4.9, donde se ha representado el vector $\vec{v}_{g300} - \vec{v}_{g200}$ (que no es otra cosa que la velocidad a 200 db relativa a 300 db). Para tener una idea del orden de magnitud de estas diferencias y su distribución, se representa el escalar $|\vec{v}_{g300} - \vec{v}_{g200}|$ (Figura 4.9C), que muestra que en la zona Norte del Golfo, donde la corriente es más intensa y la discrepancia mayor, la diferencia $|\vec{v}_{g300} - \vec{v}_{g200}|$ puede ser de hasta 15 cm/s, lo que supone hasta un 50% de error relativo. Existe también una región de diferencias moderadas, entre 5 y 10 cm/s, en la zona próxima a Cabo San Vicente. En una extensa región central, las discrepancias son reducidas (< 5 cm/s).

³ Éste será, dada su mayor extensión, el muestreo que se tome como base mientras no se indique lo contrario.

Si se calcula el promedio del escalar $\left| \vec{v}_{g300} - \vec{v}_{g200} \right|$ para toda la región de estudio y se compara con el valor medio de $\left| \vec{v}_{g300} \right|$ se encuentra un 25% de variación relativa promedio, valor que se puede adoptar como índice de la sensibilidad de elegir Z_{ref} en 200 db en lugar de en 300 db para calcular las corrientes superficiales geostróficas. La Figura 4.9D representa los contornos del error relativo $\left| \vec{v}_{g300} - \vec{v}_{g200} \right| / \left| \vec{v}_{g300} \right|$ solamente para la región Norte del Golfo. El resto de la cuenca se ha blanqueado para obviar errores relativos muy grandes cuando las velocidades son pequeñas. Con estas limitaciones, se aprecia cómo, en buena medida, se reproduce el patrón del panel B de esta misma figura, con unos errores relativos máximos del orden de 50%.

En la Figura 4.10 se ha realizado la misma representación pero comparando en este caso las profundidades de 300 y 400 db tanto conjuntamente (panel A, en negro las velocidades respecto a 300 db y en azul respecto a 400 db) como en su diferencia relativa $\vec{v}_{g300} - \vec{v}_{g400}$ (panel B). Lo más llamativo es que el acuerdo es prácticamente total en gran parte del dominio; pero en la zona más oriental, tanto la dirección como el módulo de la velocidad sufren importantes variaciones según se considere una u otra referencia. En la representación del escalar $\left| \vec{v}_{g300} - \vec{v}_{g400} \right|$ (panel C de la Figura 4.10) se aprecia cómo las diferencias son inferiores a los 5 cm/s en toda la cuenca excepto en la parte oriental, en la que las discrepancias son superiores a los 15 cm/s. Si se repite el cálculo anterior, promediando el escalar $\left| \vec{v}_{g300} - \vec{v}_{g400} \right|$ para toda la región de estudio y se compara con el valor medio de $\left| \vec{v}_{g300} \right|$ se encuentra un 15% de variación relativa promedio (índice de la sensibilidad de elegir Z_{ref} en 400 db en lugar de en 300 db para calcular las corrientes superficiales geostróficas). En este caso, se representa el error relativo $\left| \vec{v}_{g300} - \vec{v}_{g400} \right| / \left| \vec{v}_{g300} \right|$ en contornos (panel D de la Figura 4.10) para la zona Nororiental del Golfo, donde las discrepancias son altas. Los errores relativos máximos en esta ocasión superan el 70%, aunque en una región muy restringida.

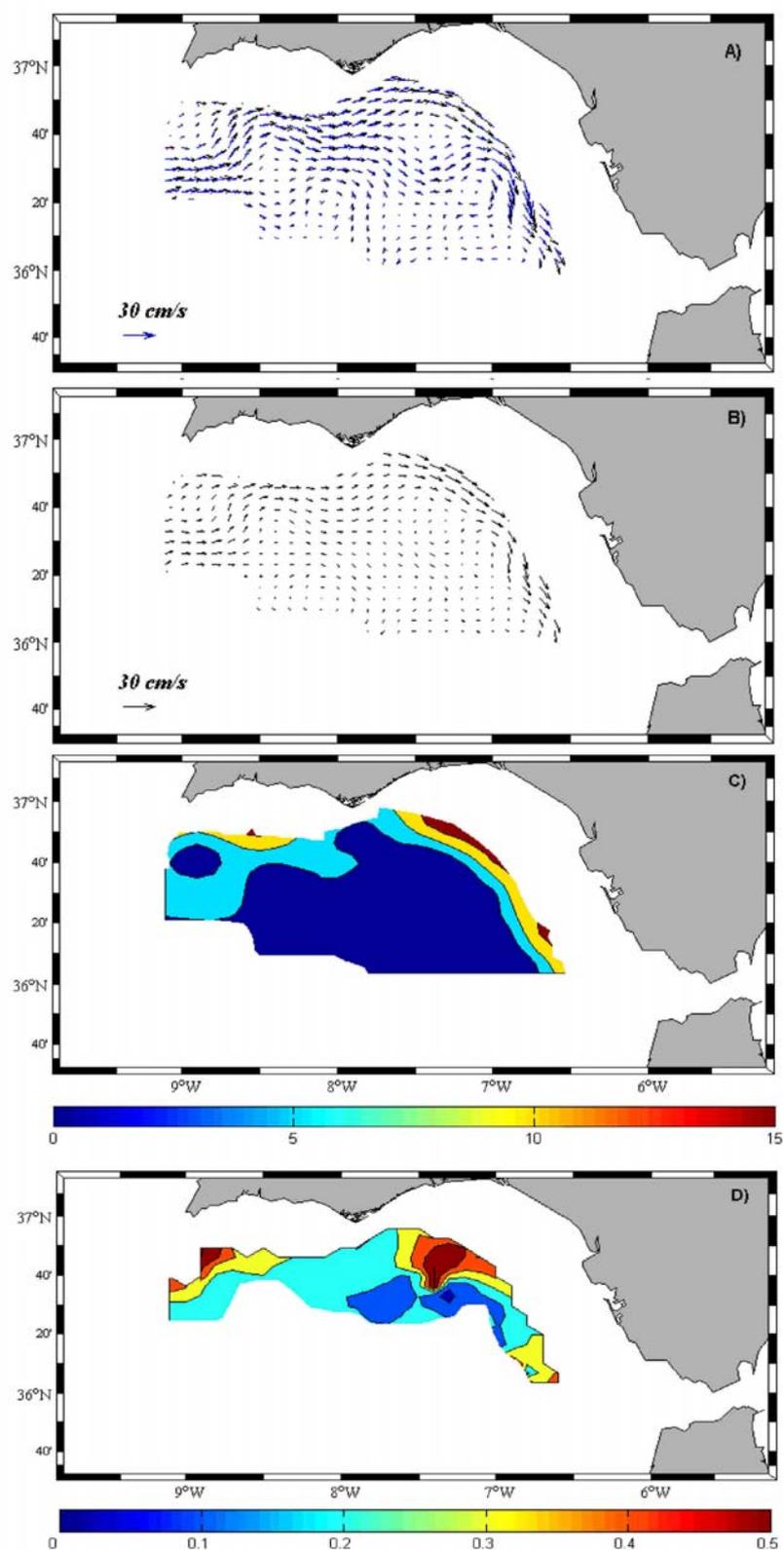


Figura 4.9: Sensibilidad de las corrientes superficiales geostróficas a la superficie de no movimiento. Se han comparado las referencias de 200 y 300 db (ver texto para explicación).

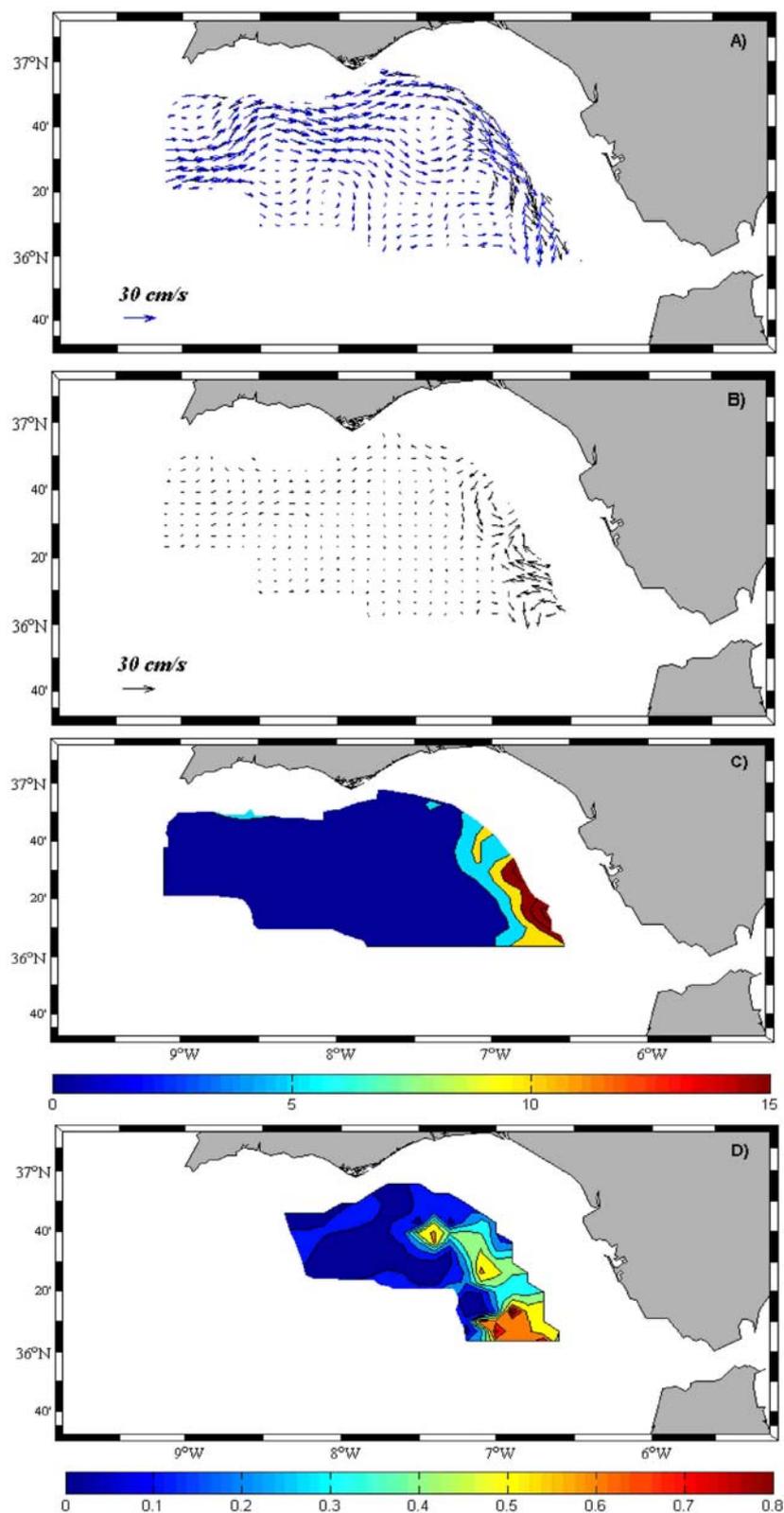


Figura 4.10: Sensibilidad de las corrientes superficiales geostróficas a la superficie de no movimiento. Se han comparado las referencias de 300 y 400 db (ver texto para explicación).

Una explicación para la notable diferencia que refleja la Figura 4.10 C,D es que el Agua Mediterránea, que abandona el Estrecho de Gibraltar por el umbral de

Camarinal entre los 150 y 300 metros de profundidad, tiene presencia significativa en la zona oriental del Golfo a profundidades entre los 350 y 400 metros (ver Figura 4.11). El Agua Mediterránea, en sus primeras etapas, desciende por el talud como una corriente de densidad, con una elevada velocidad. Suponer que esa capa es de no movimiento relativo conduce a errores importantes. Más hacia el Oeste, cuando el Agua Mediterránea se encuentra en profundidades entre los 600 y 1200 db, la suposición de que la superficie de 400 db se encuentra en reposo es razonable y se recupera el acuerdo en el cálculo de las velocidades (los errores en este caso son menores de 5 cm/s, lo que no supone más de un 15% de error).

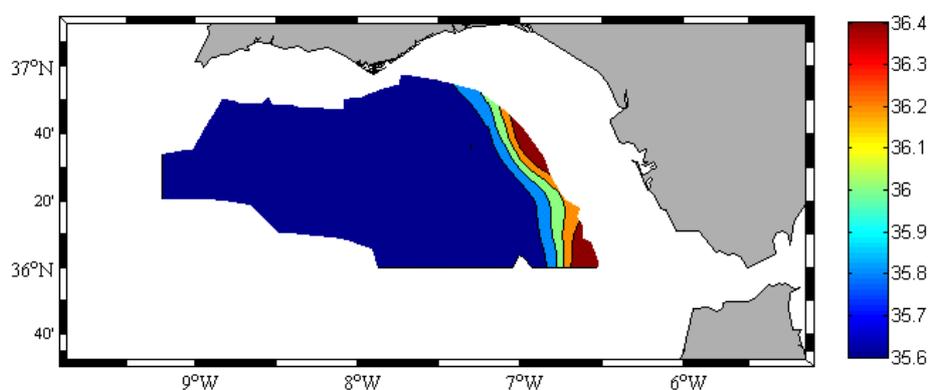


Figura 4.11: Salinidad a 400 db mostrando el Agua Mediterránea en la zona oriental del Golfo de Cádiz.

Como valoración general de este estudio de sensibilidad, puede afirmarse que las corrientes superficiales son relativamente sensibles a la elección de la profundidad de referencia, particularmente en lugares donde aquéllas son intensas. Pero, a pesar de las diferencias encontradas para estas velocidades geostroficadas superficiales, podría asumirse que, para cálculos o análisis que sólo involucren velocidades, cualquiera de las tres referencias es válida. Esta afirmación es más cierta para la elección entre los 300 y 400 db, siempre que no estemos en la región de influencia del Agua Mediterránea, pero debe tomarse con cautela al escoger la referencia en 200 db, porque las diferencias respecto a los 300 db en la zona Norte son del orden del 50%. Existen, sin embargo, otras variables, concretamente los transportes geostroficados, que son mucho más sensibles a la elección de la superficie de referencia y que, por tanto, exigen un mayor refinamiento en su elección. Debe, por consiguiente, investigarse qué elección reproduce mejor las características de la cuenca en este sentido. Esta cuestión se aborda a continuación.

4.4.2.- Sensibilidad de los transportes geostróficos

4.4.2.a.- Una expresión para el cálculo del transporte geostrófico

Para deducir una expresión sencilla que permita calcular transportes geostróficos, considérese en primer lugar el transporte entre dos estaciones A y B, en las que se dispone de datos de velocidad en 3 niveles de profundidad, v_{1g}, v_{2g}, v_{3g} (Figura 4.12). Las estaciones están separadas una distancia L y la separación entre niveles de profundidad se tomará, sin pérdida de generalidad, como constante, Δz .

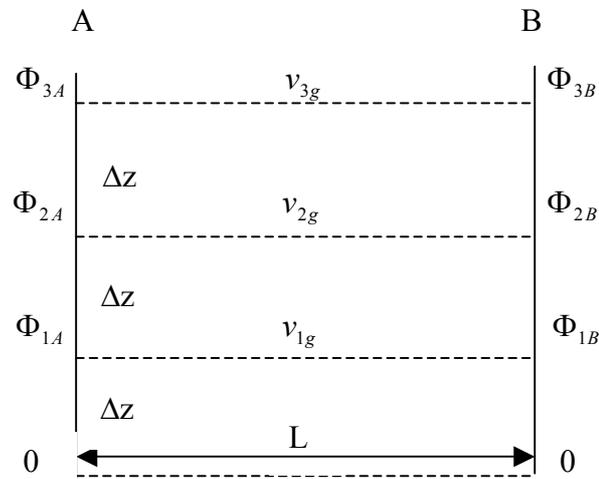


Figura 4.12: Esquema para el cálculo de los transportes geostróficos entre las estaciones A y B.

El flujo que atraviesa la sección se podrá escribir como:

$$T = v_{1g} L \Delta z + v_{2g} L \Delta z + v_{3g} L \Delta z = L \Delta z (v_{1g} + v_{2g} + v_{3g}) \quad [4.9]$$

Pero,

$$v_{1g} = \frac{\Phi_{1B} - \Phi_{1A}}{fL} \quad v_{2g} = \frac{\Phi_{2B} - \Phi_{2A}}{fL} \quad v_{3g} = \frac{\Phi_{3B} - \Phi_{3A}}{fL} \quad [4.10]$$

donde $\Phi_{iA,B}$ es el geopotencial ($d\Phi = g dz = -\frac{dp}{\rho}$) en los niveles $i = 1, 2, 3$ en las estaciones A y B y $f = 2\Omega \sin \vartheta$, el parámetro de Coriolis ($f = 8,675 \cdot 10^{-5} s^{-1}$, correspondiente a la latitud media del Golfo de Cádiz (36,5°N)).

Así, el transporte podrá escribirse:

$$T = \frac{L\Delta z}{fL} [(\Phi_1 + \Phi_2 + \Phi_3)_B - (\Phi_1 + \Phi_2 + \Phi_3)_A] = \frac{L\Delta z}{fL} \left[\left(\sum_{i=1}^3 \Phi_i \right)_B - \left(\sum_{i=1}^3 \Phi_i \right)_A \right] \quad [4.11]$$

Multiplicando numerador y denominador por el número de niveles (3 en este caso⁴), se tiene:

$$T(z) = \frac{3\Delta z}{f} \left[\frac{\left(\sum_{i=1}^3 \Phi_i \right)_B}{3} - \frac{\left(\sum_{i=1}^3 \Phi_i \right)_A}{3} \right] = \frac{Z}{f} [\bar{\Phi}_B - \bar{\Phi}_A] = \frac{Zg}{f} [\bar{D}_B - \bar{D}_A] \quad [4.12]$$

donde Z es la profundidad de toda la columna de agua a través de la que se desee calcular el transporte y se ha expresado la relación en términos de la altura dinámica ($\bar{D}_B - \bar{D}_A = (\bar{\Phi}_B - \bar{\Phi}_A)/g$).

La expresión anterior proporciona el transporte en Sv escribiendo:

$$T(z) = [\bar{D}_B - \bar{D}_A] \times 1,13 \cdot 10^{-3} \times Z \quad (\text{en Sv}) \quad [4.13]$$

donde \bar{D}_B y \bar{D}_A están expresadas en cmdin y, recuérdese, representan la media aritmética de las alturas dinámicas en la estación de que se trate.

La ecuación [4.13] puede también escribirse como:

$$T(z) = [\bar{\Phi}'_B(z) - \bar{\Phi}'_A(z)] \quad [4.14]$$

donde la variable $\bar{\Phi}'_J(z)$ en la estación genérica J queda definida como:

$$\bar{\Phi}'_J(z) = 1,13 \cdot 10^{-3} Z \cdot \bar{D}_J(z) \quad [4.15]$$

Puesto que la posición de la estación es función de x e y , la función $\bar{\Phi}'_J(z)$, con $J = 1, 2, \dots, N$, siendo N el número de estaciones, es también función de la posición. Los contornos $\bar{\Phi}'(z) = cte$ en el plano xy representan, por tanto, líneas de corriente de la

⁴ El desarrollo es inmediatamente extensible al caso genérico de n niveles.

función transporte geostrófico $T(z)$, ya que es evidente, a partir de [4.14], que no existe transporte a través de una de tales líneas. Por otro lado, la diferencia numérica entre dos de esas líneas proporciona el transporte geostrófico entre ellas, que es la representación que se persigue. En función de estas líneas de corriente, la ecuación [4.14] puede escribirse:

$$T_{1,2}(z) = [\bar{\Phi}'_2(z) - \bar{\Phi}'_1(z)] \quad [4.16]$$

donde ahora $\bar{\Phi}'_i(z)$ no representa una estación sino una isolínea $\bar{\Phi}'(z) = cte$ y $T_{1,2}$, el transporte entre dos de esas isolíneas. Si se usa algún criterio razonable para asignar el valor cero a $\bar{\Phi}'_1(z)$, por ejemplo, entonces la ecuación [4.16] indica que $\bar{\Phi}'_i(z) = T_i$, es decir, el valor numérico de cada isolínea $\bar{\Phi}'_i(z)$ coincide con el transporte geostrófico entre esa isolínea y la tomada como referencia. Notar, por último, que este transporte sigue siendo función de Z , la profundidad de referencia para el cálculo de velocidades geostróficas⁵.

4.4.2.b.- Dependencia del transporte geostrófico con Z_{ref}

En la Figura 4.13 se han representado las curvas de transporte geostrófico para $Z_{ref} = 300$ m en la campaña de macroescala. El criterio seguido para asignar el valor cero a una isolínea $\bar{\Phi}'(z)$ de referencia ha sido tomar como tal la isolínea que pasa más cerca de los cabos de San Vicente y Santa María sin intersectar la costa, es decir, la isolínea más septentrional que atraviesa el dominio⁶.

Se observa que las líneas de transporte siguen dos caminos principales, uno de entrada hacia el Estrecho de Gibraltar y otro curvándose en dirección Sur conformando un meandro que se incorporará a la corriente de Canarias, de acuerdo con el patrón general de circulación en el Golfo de Cádiz⁷ (ver epígrafe 1.3.1). El transporte hacia el Estrecho en este caso es del orden de los 0,8 Sv, en buen acuerdo con los valores que se

⁵ Anteriormente se ha denominado Z_{ref} a esta profundidad de referencia, aunque en todo este cálculo se ha prescindido del subíndice por claridad.

⁶ Siendo rigurosos, los resultados obtenidos sólo serían exactos para las estaciones cuya profundidad esté por debajo de la de referencia. Pero, siempre y cuando la estación no sea muy somera, los cálculos se ajustan bastante a la realidad, puesto que el programa de interpolación considera la columna real de agua e interpola los valores que le faltan con las estaciones profundas más próximas.

⁷ En el epígrafe 7.4 se resume la circulación en el Golfo de Cádiz tanto en mar abierto como en la zona de la plataforma.

encuentran en la literatura (entre 0,8 y 1 Sv, ver epígrafe 1.3.2). Por otra parte, las isolíneas de transporte en la Figura 4.13 se desvían de una forma tan evidente hacia el Estrecho que, a pesar de que el extremo oriental de la región muestreada dista aún unas decenas de kilómetros de la boca occidental del mismo, se podría afirmar que el flujo entrante estaría correctamente estimado por esas isolíneas si la profundidad escogida ($Z_{\text{ref}}=300\text{m}$) fuese efectivamente de no movimiento. La cuestión es que el transporte geostrófico es muy sensible a la elección de la superficie de no movimiento, como se muestra a continuación, lo que plantea dudas sobre si esa elección es la mejor.

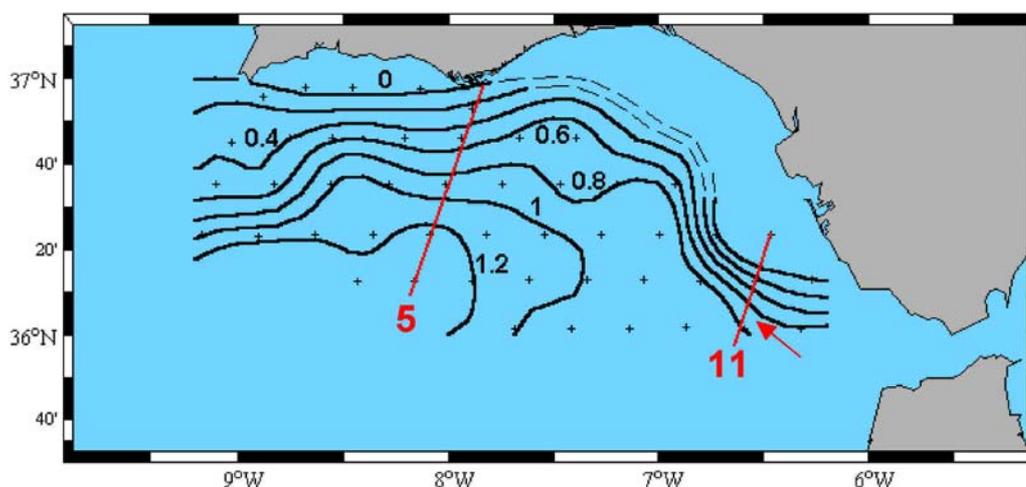


Figura 4.13: Transporte geostrófico para $Z_{\text{ref}}=300$ metros en la campaña de macroescala. El programa de interpolación no resuelve adecuadamente los contornos cerca de costa, por lo que en esta región se indica la continuación de las líneas a trazos (adicionalmente, no se han representado las estaciones de estas regiones costeras no resueltas). Se han señalado los transectos 5 y 11 que se mencionan en el texto.

En la Figura 4.14 se representa el transporte para $Z_{\text{ref}}=200$ m (panel superior) y $Z_{\text{ref}}=400$ m (panel inferior). En los dos casos, la profundidad de referencia coincide con el fondo de la capa en que se considera el transporte, es decir, 200 y 400 metros, respectivamente.

El transporte en los 200 primeros metros (tomando velocidad nula en $Z_{\text{ref}}=200$ m) tiene un patrón bastante similar al de los 300 primeros metros (velocidad cero en $Z_{\text{ref}}=300$ m), si bien los valores de éste son mayores que los de aquél. Ello es debido a dos razones: en primer lugar, se está omitiendo la contribución al transporte de los 100 metros de columna de agua comprendida entre los 200 y los 300 metros. En segundo lugar, las velocidades calculadas con referencia en los 200 metros son menores, por lo

general, que las calculadas respecto a los 300 metros, por lo que contribuyen en menor medida al transporte total. En este caso, los valores de los flujos de entrada al Estrecho disminuyen a la mitad respecto a los calculados en la Figura 4.13 y están en considerable desacuerdo con los referidos en la literatura.

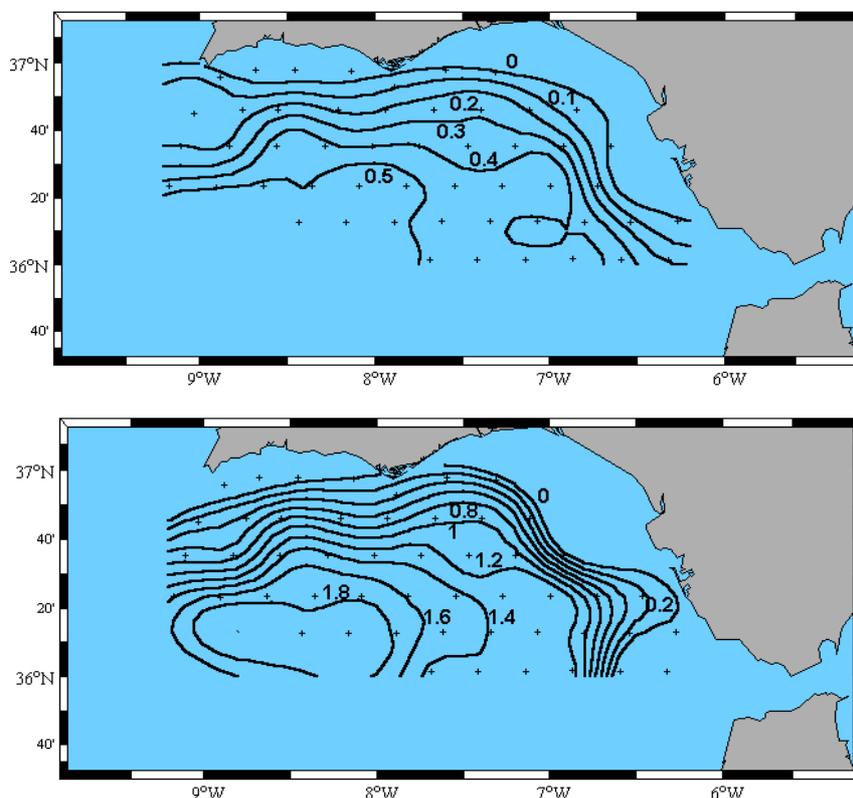


Figura 4.14: Transporte geostrófico para $Z_{ref} = 200$ m (panel superior) y $Z_{ref} = 400$ m (panel inferior) para la macroescala.

El transporte de los 400 primeros metros (velocidad nula en $Z_{ref} = 400$ m) no tiene la misma estructura general común de los dos anteriores. No se aprecia entrada de agua hacia el Estrecho de Gibraltar y toda la corriente recircula en forma de meandro con insinuación de un giro en la parte más occidental, que ha de tomarse con extrema cautela, ya que en esa zona no se dispone de datos y las líneas se corresponden con extrapolaciones. Los valores que se obtienen para el transporte en, por ejemplo, la zona central del Golfo son mayores que los correspondientes a los 300 primeros metros por las mismas dos razones que antes. Pero la deflexión de las líneas de transporte hacia el Sur en la parte oriental del Golfo no se corresponde con la realidad. De hecho, de no ser por la presencia del Estrecho de Gibraltar, que actúa como un sumidero de Agua Atlántica, la circulación del Golfo no sería como la conocemos. Al igual que sucedía

con la estimación de las velocidades geostroficas en el epigrafe 4.4.1, ocurre que a esa profundidad se detecta Agua Mediterránea que contamina todos los cálculos posteriores, en parte porque predice un campo de velocidades que evita el camino hacia el Estrecho (ver Figura 4.10 panel A), y en parte porque parte del flujo de entrada se compensa con el flujo saliente de Agua Mediterránea.

4.4.3.- Formulación del método de cálculo de Z_{ref}

La hipótesis que se plantea a continuación es la de tomar el nivel de referencia para los cálculos geostroficos como aquel que maximice el transporte de entrada hacia el Estrecho. Este nivel se corresponderá también, aproximadamente, con la interfase media entre el Agua Atlántica y el Agua Mediterránea en la región próxima al Estrecho. Esto es así ya que, si se escoge Z_{ref} en un nivel del Agua Atlántica, otra referencia por debajo de ella hace aumentar el transporte. Si, por el contrario, se toma Z_{ref} en la región del Agua Mediterránea, al aumentar la profundidad de referencia, disminuye el transporte, al cancelarse parcialmente los flujos. De este modo, el máximo transporte se obtendrá cuando Z_{ref} “coincida” con la “interfase”. Además, como estas aguas se mueven en sentidos contrarios, la interfase será de nulo (o escaso) movimiento, reafirmando su elección como superficie de referencia. Este argumento, con una formulación algo más compleja, ya ha sido sugerido por Ochoa y Bray (1991), aunque en ese trabajo se elige la interfase en función de las características termohalinas de las aguas y es dependiente de la posición.

La observación directa de figuras como la Figura 4.13 permite estimar el valor del transporte hacia el Estrecho con precisión razonable, escogiendo como límite la primera isolínea que empieza a curvarse constituyendo el meandro (al estilo de la señalada con una flecha en la Figura 4.13⁸). Otra posibilidad es escoger la sección más próxima al Estrecho en la campaña de macroescala (la sección etiquetada 11 en la Figura 4.13 se ajusta bien a estos requerimientos) y computar el transporte hasta la última estación de la sección.

⁸ Para los cálculos posteriores, se ha escogido un intervalo mucho menor entre isolíneas que permita obtener mayor precisión en el valor final.

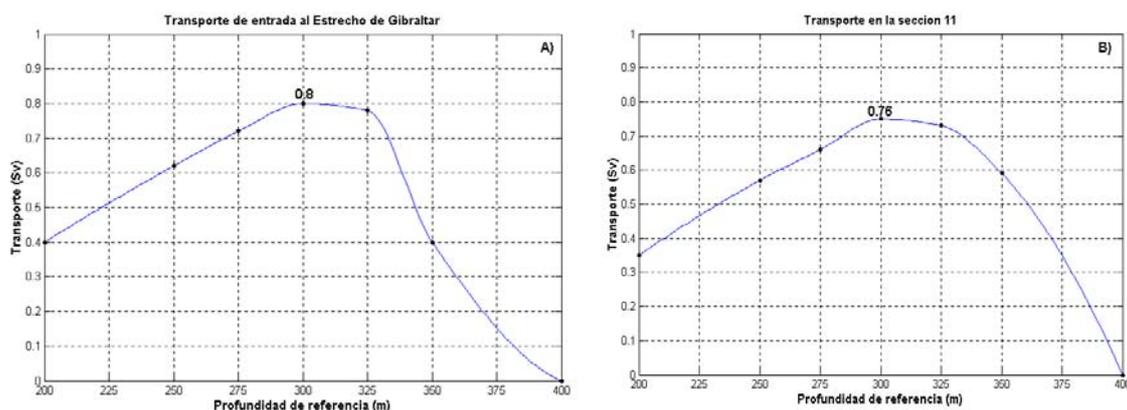


Figura 4.15: Transporte de entrada hacia el Estrecho de Gibraltar (izquierda) y a través del transecto 11 de la macroscala (derecha) en función de la profundidad de referencia.

La Figura 4.15 muestra los resultados de los cálculos de transporte en función de la profundidad de referencia para las dos posibilidades de cálculo. Aunque los valores numéricos no son iguales, la forma de la curva es similar y se observa que ambas alcanzan su máximo en torno a los 300 metros (entre los 300 y los 325 metros), por lo que se reafirma ésta como una buena profundidad de referencia para los cálculos geostroficados.

Si bien esta sección presenta un máximo, otras secciones ubicadas en la zona central del Golfo se caracterizan por un transporte siempre creciente, como se aprecia en la Figura 4.16, que grafica la evolución del transporte en función de la profundidad de referencia para la sección 5 (ver Figura 4.13).

4.4.4.- Discusión y comentarios al método

La imposición de esta condición adicional al transporte geostrofico es, en cierta medida, una técnica comparable a la de los métodos inversos (Tarantolla, 1987; Bennett, 1992; Bennett y Chua, 1992; Parker, 1994;...). En nuestro caso, la técnica tiene algunos puntos débiles, que se discuten a continuación.

En primer lugar, el transporte de entrada a través del Estrecho, aunque aceptablemente conocido, tiene importantes fluctuaciones a escalas temporales relativamente pequeñas (periodos de días o banda meteorológica, ver Candela et al., 1989, o García Lafuente et al., 2002b, c) y no existe un valor preciso que pueda ser

usado de referencia. La cifra de $0,9 \pm 0,2$ Sv cubre seguramente ese rango de fluctuación, pero al mismo tiempo indica que el error de emplear el método sería de un 20%. El hecho de no usar una cifra concreta para el transporte sino una condición de maximización evita que esta incertidumbre se transfiera a Z_{ref} . Se quiere decir con ello que determinar Z_{ref} de modo que se obligue a que el transporte tenga un determinado valor (que estaría en el rango $0,9 \pm 0,2$ Sv) introduce el mismo error relativo en Z_{ref} , mientras que la condición de maximización supera muy probablemente esa precisión. Si, además, el transporte hallado al aplicar esa condición cae en el rango de transportes aceptados, el valor Z_{ref} encontrado gana credibilidad. Afortunadamente, ese es nuestro caso.

En segundo lugar, el método es incompleto en la medida en que la sección a través de la cual se computa el transporte no llega hasta la costa africana, es decir, no cubre completamente la sección N-S del Estrecho. Ello significa que los valores de transporte a través de la sección 11 computados pueden ser infra-estimaciones si existiesen líneas de transporte geostrofico más al Sur, en la zona donde no llegó el muestreo. Si se comparan los paneles A y B de la Figura 4.15, no se observa gran discrepancia en los resultados. Los datos en la primera de ellas no reposan en cálculos hechos a través de una sección concreta (como ocurre con el panel B, que usa la sección 11) sino en la “geometría” de las isóneas de transporte, que sugieren que, a partir de una línea de valor dado, ésta y las de valor superior viran claramente hacia el Oeste evitando ya el Estrecho. La similitud de valores de los paneles A y B de la Figura 4.15 sugieren que la mayor parte del flujo entrante discurre a través del transecto 11 y sólo una muy pequeña fracción no es detectada en esta sección (compárese el valor del máximo, 0,76 Sv en la Figura 4.15 B, con el de 0,8 Sv en la Figura 4.15 A). Por otro lado, la forma de las curvas da cierta confianza a los resultados recogidos en esa figura, tanto porque la física predice la existencia de un máximo (que, de hecho, se encuentra) como porque el valor de ese máximo coincide con las referencias históricas de flujo de entrada dentro de los márgenes de error con que éste se conoce.

El anterior argumento se ve respaldado por la Figura 4.16. En ella se presentan cálculos similares a los hechos en la sección 11 (Figura 4.15 B), pero para la sección 5,

mostrada en la Figura 4.13. Se comprueba que el transporte aquí es siempre creciente a medida que aumenta Z_{ref} .

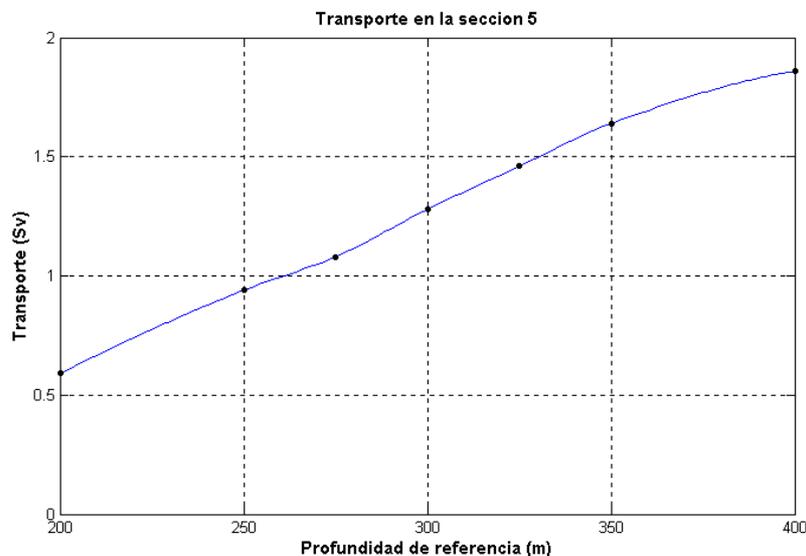


Figura 4.16: Transporte en la sección 5 de la macroescala en función de la profundidad de referencia.

Este resultado es totalmente compatible con la existencia del meandro sugerido en la Figura 4.13 ya que, al no llegar la sección 5 hasta el extremo Sur del meandro, no se puede (ni debe) garantizar que todo ese transporte se dirija hacia el Este. Evidentemente, parte de él recircula, aunque no es detectado en nuestro cálculo porque la recirculación ocurre por el Sur de la estación más meridional. Esto no parece ocurrir en la sección 11, donde se intuye que el flujo que atraviesa esta sección entra definitivamente en el Mediterráneo.

En tercer lugar, el criterio seguido para asignar el valor cero a $\Phi'(z)$ en la ecuación [4.16] puede también introducir error en el cálculo del transporte. Sin embargo, el criterio de elegir la isolínea más septentrional con la condición de que no interseque la costa es el único válido desde el punto de vista físico⁹. Ciertamente que ignora transportes por encima de ella que puedan generarse por recirculaciones en la región de plataforma al Este del Cabo de Santa María pero, dada la escasa profundidad de la plataforma (<100 m) y el hecho de que en esa supuesta recirculación la mayor parte del agua “recircularía” completando una celda cerrada entre la isolínea “cero” y la costa¹⁰,

⁹ Por definición, la función geostrófica no puede intersecar la costa.

¹⁰ Véase a este respecto el epígrafe 7.4.

la posible cantidad de agua ignorada en los cálculos de transporte sería despreciable y no cambiaría los resultados.

En cuarto lugar, hay que plantearse la cuestión de si la superficie de referencia calculada de esta forma y que tiene argumentos sólidos a su favor para ser considerada como tal en las cercanías del Estrecho, puede hacerse extensiva a toda la cuenca. Desde luego que la referencia que predice este método no será la interfase en toda la cuenca, puesto que la corriente Mediterránea se desplaza talud abajo y alcanza flotabilidad neutra en torno a los 800-1000 metros en las zonas central y occidental del Golfo. Pero este hundimiento hace precisamente que el efecto sobre la capa de referencia, localizada en profundidades más someras, no sea muy notable, ya que el Agua Mediterránea se encuentra varios cientos de metros por debajo, por lo que la Z_{ref} encontrada por este método se podrá considerar, con buena aproximación, en reposo. A este respecto, resulta ilustrativa la Figura 4.9C, que indica que en la región lejana al Estrecho, en el interior del Golfo de Cádiz, los cálculos referidos a 300 db y a 400 db dan prácticamente las mismas velocidades ($(\vec{v}_{g300} - \vec{v}_{400}) \cong 0$)

En consecuencia, aunque el método no es plenamente satisfactorio, sí resulta lo suficientemente refinado como para considerar que los cálculos geostróficos realizados tomando la referencia deducida a través de él ($Z_{\text{ref}} = 300\text{m}$, en nuestro caso) son representativos de la dinámica de la zona. Y esta conclusión se hace extensiva al cálculo de transportes, mucho más sensibles a la elección de la profundidad de referencia. Las velocidades geostróficas son menos sensibles a esta elección, como indican la Figura 4.9 y la Figura 4.10 pero, evidentemente, ven mejorada su fiabilidad al tomar $Z_{\text{ref}} = 300\text{m}$. Por tanto, en lo sucesivo, se tomará $Z_{\text{ref}} = 300\text{m}$. y, salvo mención expresa en contra, todas las magnitudes geostróficas computadas lo serán respecto a esta referencia.

CAPÍTULO QUINTO

DISTRIBUCIÓN Y CIRCULACIÓN DE MASAS DE AGUA EN EL GOLFO DE CÁDIZ

5.1.- INTRODUCCIÓN

En el presente capítulo se realiza una detallada descripción de la circulación de las masas de agua en el Golfo de Cádiz. Se tomará como campaña de referencia la macroescala, por su mayor extensión geográfica, dejando para el capítulo siguiente el estudio de la variabilidad entre ésta y las campañas de mesoescala. El conjunto de datos empleado es, básicamente, el recogido por la sonda CTD del BIO Hespérides en la campaña GOLFO 2001. Los datos de ADCP se emplearán en el capítulo 7 para describir la circulación en la plataforma y talud continental, que no se aborda en este capítulo.

Se comienza con una descripción y clasificación de las masas de agua detectadas en los muestreos de la campaña. A continuación, se describen de forma general las principales características del Golfo de Cádiz y se identifican y caracterizan las estructuras más notables de la cuenca, como los afloramientos de Cabo San Vicente y Cabo Santa María, el frente de Huelva, las aguas cálidas en la plataforma costera, etc. Todas ellas son objeto de análisis más detallado en éste y los siguientes capítulos.

Las principales áreas de afloramiento del Golfo de Cádiz (Cabo San Vicente y Cabo Santa María) son objeto del siguiente epígrafe. El primero de ellos se identifica con procesos de océano abierto, en tanto que el segundo lo hace con procesos costeros. A continuación, se presta una mayor atención al filamento de Cabo Santa María, identificando su señal termohalina e investigando la procedencia de las aguas que lo conforman, mediante el análisis de las corrientes geostróficas a distintas profundidades. Por último, se realiza un análisis de modos empíricos ortogonales (EOF) para estudiar la coherencia en profundidad de la estructura.

El Agua Central Noratlántica (NACW) es el objeto prioritario del siguiente epígrafe. A partir de la caracterización de la misma en el diagrama TS, se comparan diversos criterios para ubicar su señal más clara: la profundidad de $\sigma_t = 27$, que se corresponde en los diagramas TS con una especie de punto triple, y la profundidad del mínimo de salinidad que separa las Aguas Atlánticas de las Aguas Mediterráneas. Para estimar el espesor de la capa de NACW, se combina la información obtenida a partir de

la topografía de isopícnas de referencia con las propiedades del diagrama TS y la presencia del mínimo de salinidad. El estudio de la circulación de las capas superficiales, intermedias y profundas del NACW se lleva a cabo mediante los campos de velocidad geostrofica.

A continuación, se describe de forma somera el recorrido de la vena de Agua Mediterránea en el Golfo de Cádiz por medio de cortes verticales a lo largo de los diferentes transectos de la macroescala, identificando los principales núcleos en que se divide el Agua Mediterránea a su salida del Estrecho.

Por último, se intentan estimar las velocidades verticales a partir de la ecuación Omega. Los resultados obtenidos no son del todo satisfactorios y se comentan las razones que han podido llevar a ello.

5.2.- MASAS DE AGUA EN EL GOLFO DE CÁDIZ

Si en el epígrafe introductorio 1.2 se referían las distintas masas de agua históricamente identificadas en el Golfo de Cádiz, en este caso se trata de constatar el acuerdo existente entre las referencias históricas y los datos *in situ* obtenidos durante la campaña GOLFO 2001. Para esta primera descripción general, se comentará el diagrama TS de la macroescala (Figura 5.1), que es la campaña de mayor extensión geográfica, dejando para el epígrafe 6.2.1 el estudio de la variabilidad de los diagramas TS intercampañas. Las masas de agua encontradas en los muestreos pueden relacionarse como sigue:

5.2.1.- Agua Central Noratlántica (NACW)

El comportamiento lineal en el diagrama TS (ver Figura 5.1), característico del NACW, se encuentra entre $11^{\circ}\text{C} \leq T \leq 17^{\circ}\text{C}$; $35,6 \leq S \leq 36,5$ de la línea TS (aunque la región más superficial del mismo será denominada más adelante SAW), en buen acuerdo con Gascard y Richez (1985). Por debajo de una cierta profundidad (a partir de una cierta isopícnica), el diagrama TS se separa del comportamiento lineal anterior, debido a que las aguas de origen Mediterráneo (MW), de muy alta salinidad, coexisten

en los mismos niveles de densidad. En general, el NACW presenta un comportamiento lineal en el diagrama TS para valores de $26,6 \leq \sigma_\theta \leq 27,3$, en buen acuerdo con la descripción de Knoll et al. (1999) y Ambar et al. (2002) observada durante el proyecto CANIGO.

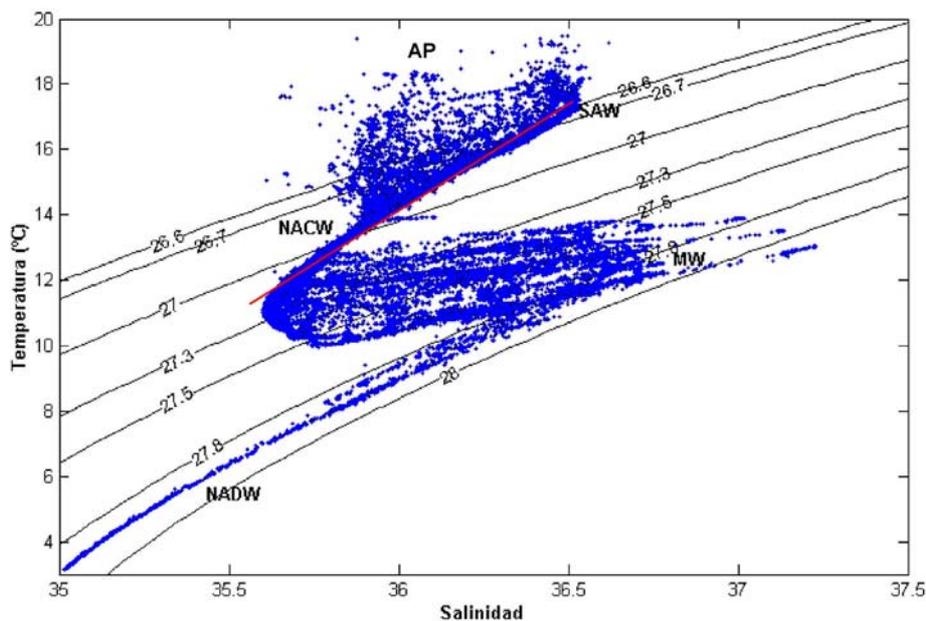


Figura 5.1: Diagrama TS de las estaciones de la macroescala en GOLFO 2001. Se han indicado el comportamiento lineal del NACW (en rojo) y los acrónimos de las distintas masas de agua.

5.2.2.- Agua Superficial Atlántica (SAW)

Aunque algunos autores denominan NACW a las aguas de características atlánticas que se encuentran tanto en superficie como en profundidades intermedias, aquí se va a denominar específicamente SAW al NACW que se sitúa en profundidades más someras. Así, el SAW se puede caracterizar a efectos prácticos en el Golfo de Cádiz como una región del diagrama TS del NACW con temperaturas por encima de 16°C , $S \approx 36,4$ y $\sigma_t \leq 26,7$ (ver Figura 5.1), que se encontrará entre la superficie y una profundidad aproximada de 100 metros.

5.2.3.- Agua Mediterránea (MW)

El análisis de las propiedades termohalinas del MW muestra dos máximos principales en el diagrama TS (Figura 5.1), correspondientes a dos núcleos (superior e

inferior) con distintas densidades, respectivamente, $\sigma_t \approx 27,5$ y $\sigma_t \approx 27,8$ centrados alrededor de los 800 y 1200 metros, en buen acuerdo con las referencias de campañas previas (Madelain, 1970; Zenk, 1970; Ambar y Howe, 1979 a, b, Ambar et al., 2002).

5.2.4.- Aguas cálidas de plataforma

En algunas estaciones muestreadas se han detectado aguas cálidas superficiales, posiblemente con influencia de plataforma y con alguna influencia fluvial (puesto que la salinidad es algo menor que la correspondiente al SAW), que se corresponden con los puntos del diagrama TS comprendidos entre las temperaturas de $14^\circ\text{C} \leq T \leq 18^\circ\text{C}$ (en la mesoescala 2, la temperatura es superior) y las salinidades $35,9 \leq S \leq 36,5$ y que se apartan de la línea recta del NACW. Se las ha denominado Aguas de Plataforma, AP¹ (ver Figura 5.1).

5.2.5.- Agua Profunda Noratlántica (NADW)

En un reducido número de estaciones profundas (profundidad > 1500 m) de la parte suroccidental del Golfo se ha detectado Agua Profunda Noratlántica (NADW), que se caracteriza por sus bajas temperaturas -entre 3°C y 8°C - y salinidades -entre 34,92 y 35,2- (Caralp, 1988; Mann y Lazier, 1996). El estudio de esta agua cae fuera del ámbito de este trabajo.

5.3.- DESCRIPCIÓN DE LAS CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LA CUENCA

Existen diversas razones para que, desde el punto de vista oceanográfico, la región de estudio pueda considerarse dividida en dos zonas: la zona costera y de plataforma y la región exterior de aguas más profundas. Entre las razones antes aludidas pueden citarse, por ejemplo, la presumible validez de la aproximación geostrofica en mar abierto, que no es tan asumible en la zona costera; la importancia relativa de la

¹ Por Aguas de Plataforma. En este caso, al ser un acrónimo no extendido en la comunidad científica, se utilizan las iniciales en castellano.

fricción, mayor en la zona costera² que en mar abierto; la posible influencia continental en la zona costera, mucho menor en la región exterior;...

El estudio de la circulación costera y de plataforma se lleva a cabo en el capítulo 7, haciendo uso de los datos de ADCP, por lo que no se entrará en detalles en este capítulo, dedicado al estudio de la región exterior, donde la aproximación geostrofica sí es robusta y será, básicamente, la herramienta empleada³.

5.3.1.- Distribución superficial (10 m)

En la Figura 5.2 se representa la temperatura (a), salinidad (b), sigma-t (c) y altura dinámica (d) calculada respecto a los 300 db a la profundidad de 10 metros.

Cabe destacar la presencia de una región de aguas frías con fuerte influencia de NACW en las inmediaciones de Cabo San Vicente, proveniente de las aguas afloradas en esa zona durante la estación de afloramiento (**afloramiento de San Vicente**). Se observa, igualmente, la existencia de otra región de aguas frías NACW frente al Cabo Santa María (**afloramiento de Cabo Santa María**), más sensible al forzamiento meteorológico (ver capítulo 6, epígrafe 6.2.2), cuyo origen puede atribuirse a la extensión del afloramiento de San Vicente hasta esta zona junto con la presencia de aguas afloradas en el propio Cabo Santa María debido a la presencia de Ponientes fuertes y persistentes, que tuvieron lugar los días precedentes a los muestreos de la macroescala (Figuras 3.4 y 3.5).

Junto a la costa española se aprecia una **región de aguas cálidas** de influencia costera e incluso continental, AP (ver capítulo 7), que se extiende en este muestreo aproximadamente hasta 7°W. Estas aguas cálidas están sujetas a una fuerte variabilidad inducida por el viento, como se discute con más detalle en el capítulo 6. La **región exterior del Golfo de Cádiz** está ocupada igualmente por un núcleo de aguas cálidas de SAW que se correspondería con un meandro anticiclónico, claramente sugerido en la Figura 5.2d y que ha sido reiteradamente referido en la literatura (Rubin et al., 1997, 1999; Prieto et al., 1999).

² Este es uno de los motivos por los que la aproximación geostrofica puede dejar de ser válida.

³ Los datos de ADCP, además de ser más ruidosos, no se extienden por debajo de los 300 metros.

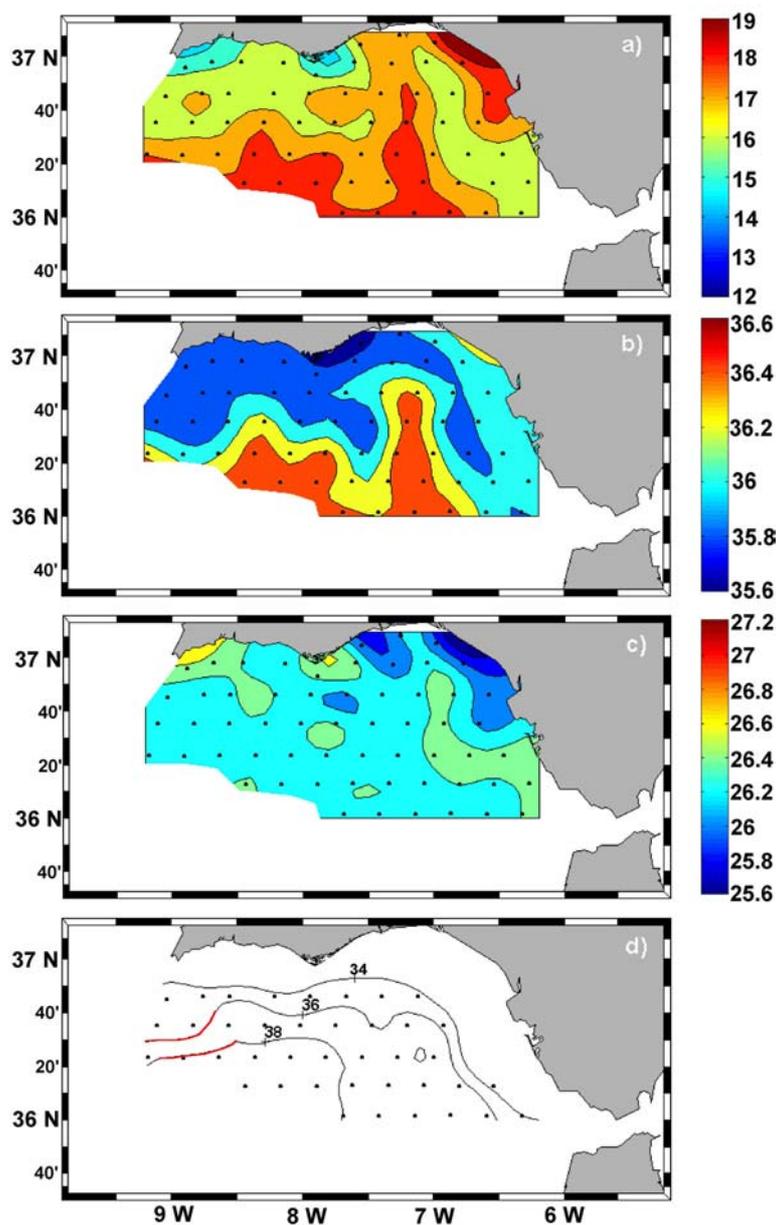


Figura 5.2: Temperatura ($^{\circ}\text{C}$, panel a), salinidad (b), sigma-t (c) y altura dinámica respecto a 300 db (cmdin, panel d) a 10 m en la macroescala. Para las líneas rojas del panel d, ver epígrafe 5.4.1.

Separando las aguas cálidas de plataforma y de la región central del Golfo se encuentra una lengua de aguas frías extendiéndose en dirección NW-SE, que se correspondería con lo que se ha denominado en la literatura **Frente de Huelva** (Stevenson, 1977; García et al., 2002;...), más acusada con vientos de Poniente en episodios de expansión del afloramiento como los de la macroescala, y más restringido (incluso anulado) durante episodios de recesión de afloramiento bajo vientos de Levante (ver epígrafe 6.2.2, Figura 6.2). Este patrón espacial, muy similar al facilitado por las

imágenes SST (ver Figura 6.17), permite concluir que la señal de temperatura superficial se extiende algunos metros en profundidad.

En superficie, las aguas más salinas (SAW) se concentran en la región exterior del Golfo, mientras que la zona Norte está ocupada por aguas menos salinas. La característica principal es la presencia de dos filamentos de aguas poco salinas que se extienden hacia el Sur desde Cabo Santa María sobre los 7,5°W el primero (**filamento de Cabo Santa María**), y paralelamente a las costas españolas de Huelva y Cádiz el segundo (Figura 5.2b). La procedencia de estas aguas, más frías y menos salinas que las de su entorno, será objeto del epígrafe 5.5.

Al ser la salinidad bastante uniforme en toda la cuenca, el campo de densidad está dominado por el de temperatura, de ahí la similitud entre ambas representaciones (paneles a y c de la Figura 5.2). El campo de densidad presenta una región de aguas menos densas en la plataforma costera, correspondiendo a las aguas cálidas presentes en esa zona, y dos regiones de aguas más densas, principalmente junto a los Cabos de San Vicente y Santa María, identificándose con las aguas NACW afloradas en esas zonas.

Las alturas dinámicas calculadas respecto a 300 db indican una circulación anticiclónica que no es evidente en la observación de los mapas de densidad. La curvatura de la isolínea de 38 cm^2/m^2 sugiere una bifurcación de la corriente principal que se dirige hacia el Sur aproximadamente en 7,5°W, sobre la que se volverá a incidir en el epígrafe 5.5.2.

En los párrafos precedentes se han ido enunciando las estructuras más notables identificadas en el Golfo de Cádiz (señaladas en negrita). Cada una de ellas es objeto de un estudio más detallado en epígrafes concretos de éste y de los sucesivos capítulos.

5.3.2.- Distribución sub-superficial (50 m y 100 m)

En la Figura 5.3 (columna izquierda) se presenta la distribución espacial de las variables a 50 metros.

La característica principal del campo de temperatura es el gradiente de las isolíneas desde costa hacia el exterior, encontrándose las aguas más frías, de características NACW, próximas a la zona costera y las aguas más cálidas, SAW, en la región central del Golfo. Aún es apreciable una región de aguas más frías que las de los alrededores frente al Cabo Santa María, que se corresponde con el primero de los filamentos antes descritos y que todavía tiene signatura térmica a esta profundidad.

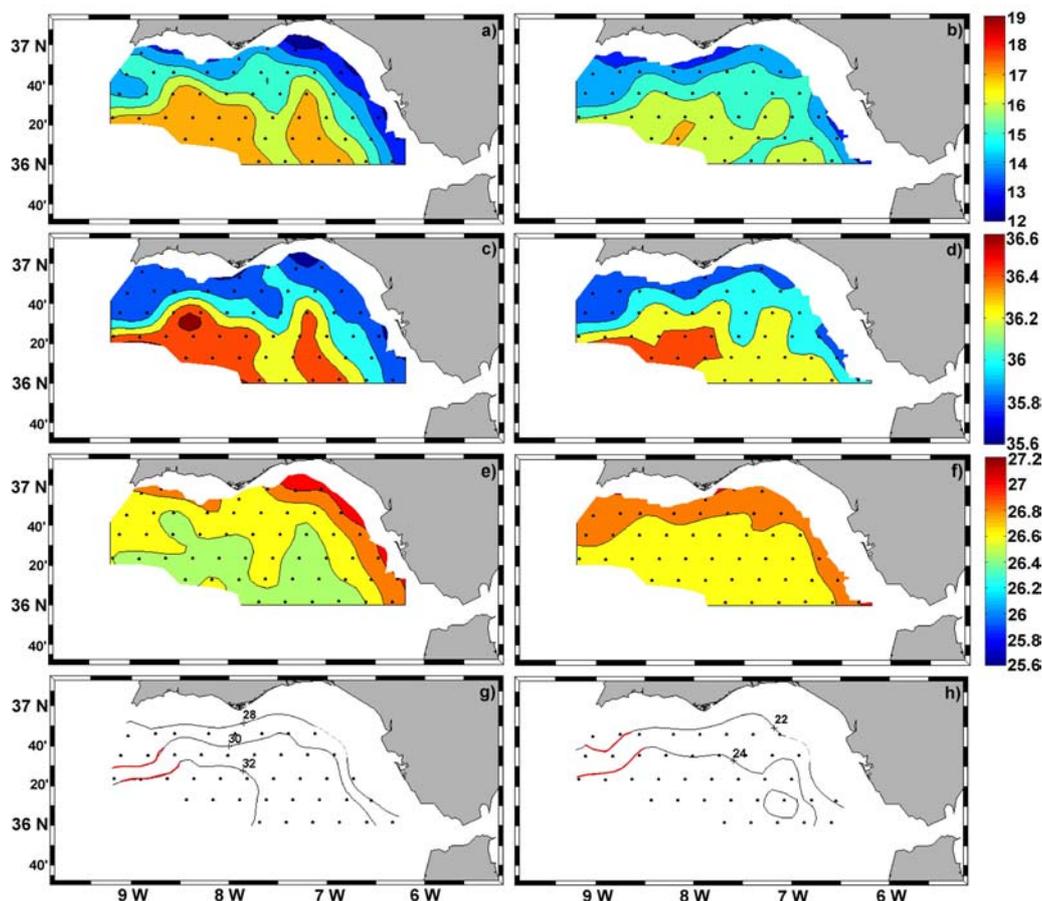


Figura 5.3: Temperatura ($^{\circ}\text{C}$, paneles a y b), salinidad (c, d), sigma-t (e, f) y altura dinámica respecto a 300 db (cmdin, paneles g y h) a 50 m (columna izquierda) y 100 m (columna derecha) en la macroescala. Para las líneas rojas de los paneles g y h, ver epígrafe 5.4.1.

El campo de salinidad es muy semejante al de la profundidad de 10 metros, y guarda también bastante similitud con el campo de temperatura, correspondiéndose las aguas cálidas del centro del Golfo con aguas más salinas, como corresponde al SAW. Destaca de nuevo la presencia del filamento de aguas menos salinas que el entorno frente al Cabo Santa María, que a esta profundidad es todavía bastante acusado. El campo de densidad, de nuevo dominado por la temperatura, sitúa una región de SAW, menos densas, coincidiendo con el núcleo de aguas cálidas del centro del Golfo.

Las alturas dinámicas, referidas a 300 db, siguen la circulación anticiclónica paralela a costa aunque con las isolineas más separadas unas de otras. La bifurcación de la corriente principal que se dirige hacia el Sur aproximadamente en $7,5^{\circ}W$, sugerida en la Figura 5.2, es ahora más clara.

A 100 metros de profundidad (columna derecha de la Figura 5.3), se mantiene en líneas generales el patrón encontrado para todas las variables a los 50 metros. Las características más destacadas son la presencia todavía visible del núcleo de aguas más cálidas y salinas de SAW en la región central del Golfo; la señal, aún apreciable en salinidad, del filamento situado frente al Cabo Santa María y la indicación de una circulación anticiclónica en la que la bifurcación de la corriente sugerida en la topografía dinámica en las secciones anteriores no se llega a apreciar. Nótese el buen acuerdo entre el patrón de sigma-t y el de altura dinámica, que hace pensar que las estructuras superficiales pierden ya entidad a partir de esta profundidad, por lo que no se seguirán presentando más cortes horizontales.

5.4.- ÁREAS DE AFLORAMIENTO

5.4.1.- Cabo San Vicente

5.4.1.a.- Descripción y señal térmica del afloramiento

El afloramiento de San Vicente forma parte del sistema de afloramientos casi permanentes de las costas occidentales portuguesas durante la primavera y el verano. En esas estaciones, el viento del Norte, relacionado con la ubicación del anticiclón de Azores, produce afloramiento por transporte Ekman en la capa superficial (Fiúza et al., 1982).

En la Figura 5.2 se puede apreciar cómo las aguas de la región del Cabo San Vicente son más frías que las de cualquier otra parte del Golfo de Cádiz a la misma profundidad (excepto una pequeña región en Cabo Santa María). A los 50 y 100 metros de profundidad (Figura 5.3), toda la zona Norte está ocupada por aguas frías afloradas, pero la mayor extensión hacia el Sur se sigue correspondiendo con las proximidades del

Cabo. Estas aguas afloran desde una profundidad de unos 180-200 metros, que es la profundidad a la que se encuentran, en promedio, aguas con esa temperatura en la región central del Golfo. La extensión de las campañas de mesoescala no ha permitido muestrear la zona del afloramiento con distintos regímenes de viento, por lo que se ha recurrido a las imágenes SST para, al menos, estudiar la variabilidad de su señal superficial ante el forzamiento meteorológico (ver epígrafe 6.5 y Figura 6.17).

5.4.1.b.-Giro ciclónico asociado al afloramiento

En la Figura 5.2d y paneles g y h de la Figura 5.3 se ha marcado en rojo la curvatura antihoraria que se aprecia en la topografía dinámica en la zona del afloramiento del Cabo San Vicente. Esta curvatura es más acusada a medida que aumenta la profundidad y sugiere la presencia de una celda de circulación ciclónica con bastante coherencia en profundidad.

Una variable derivada de particular importancia en dinámica de fluidos es la vorticidad. En términos simples, la vorticidad mide la tendencia del fluido a rotar. El estudio de los fluidos geofísicos utiliza como marco de referencia un sistema en rotación por lo que, incluso cuando el fluido esté en reposo con respecto a ese sistema de referencia, ya está rotando con respecto a un sistema de referencia inercial, es decir, posee una cierta vorticidad. Este tipo de vorticidad se denomina vorticidad planetaria y es inherente a los fluidos geofísicos.

Además, cualquier fluido puede tener otro tipo de vorticidad asociada a la no uniformidad de su campo de velocidades. A esta vorticidad se le da el nombre de vorticidad relativa y viene definida por:

$$\vec{w} = \nabla \times \vec{u} \quad [5.1]$$

o, en componentes cartesianas:

$$w_x = \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \quad ; \quad w_y = \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \quad ; \quad w_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad [5.2]$$

Debido a que la componente vertical de la velocidad en los océanos es mucho más pequeña que las componentes horizontales, las componentes w_x y w_y están

dominadas por los términos donde aparecen las derivadas respecto a z . Las componentes horizontales de la vorticidad miden, pues, la cizalla vertical de velocidad horizontal. Sin embargo, debido a la predominancia de los movimientos horizontales en los océanos, la componente más importante de la vorticidad es la vertical y es sobre ésta sobre la que se discute a continuación.

En la Figura 5.4 se ha representado la vorticidad relativa a distintas profundidades (más representaciones de este estilo se muestran en las Figuras 6.13-6.15). Puede apreciarse cómo la región del afloramiento se corresponde con un núcleo de vorticidad positiva, es decir, una región de circulación ciclónica. En el capítulo 7, al estudiar la circulación costera y de plataforma, se volverá a incidir sobre esta celda ciclónica de gran coherencia, en este caso apoyándonos en los datos de ADCP (ver epígrafe 7.2).

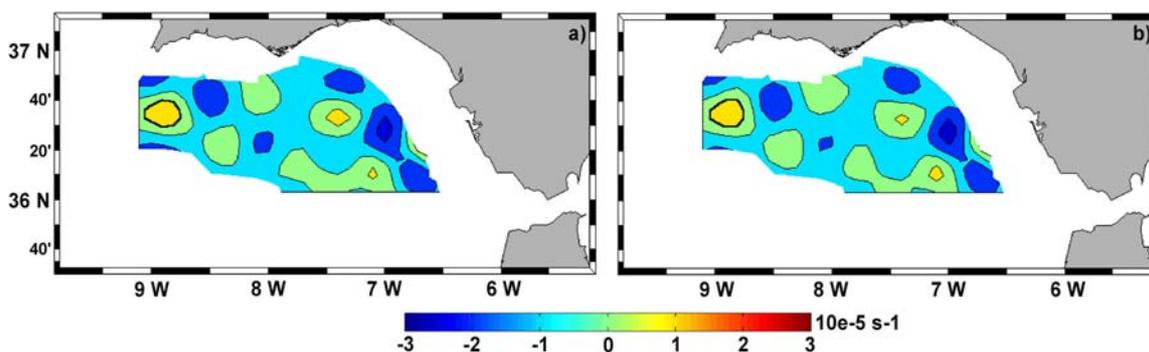


Figura 5.4: Vorticidad geostrofica relativa a 10 m (a) y 50 m (b) en la macroescala. La línea gruesa corresponde al núcleo de vorticidad positiva asociado al afloramiento de San Vicente.

5.4.1.c.- El rotacional del viento y el afloramiento de Cabo San Vicente

De acuerdo con la teoría de Ekman, la velocidad vertical de bombeo en la base de la capa Ekman superficial es proporcional a la componente vertical del rotacional del viento (ver, por ejemplo, Pedlosky, 1987). Una componente vertical positiva produce velocidades ascendentes en el límite de la capa Ekman que, por continuidad, han de provenir del interior del océano. Estas velocidades producen un levantamiento de las isopiecnas que acercan las aguas densas a la superficie e inducen una circulación ciclónica que compensa de forma baroclina el campo de presiones (Pond y Pickard, 1983).

Mazé et al. (1997) y Sánchez y Relvas (2003a) muestran, a partir de datos históricos de viento, que el rotacional de éste (su componente vertical, estrictamente hablando) es, en promedio, positiva en primavera y verano, lo que propicia las condiciones favorables para que se dé el bombeo Ekman y, por tanto, afloramiento de forma casi permanente en esa región.

Se han utilizado los datos de viento suministrados por el escaterómetro Quikscat (ver epígrafe 3.2.3) durante los días de las campañas para hacer una estimación de la componente vertical del rotacional del viento. Los resultados se presentan en la Figura 5.5.

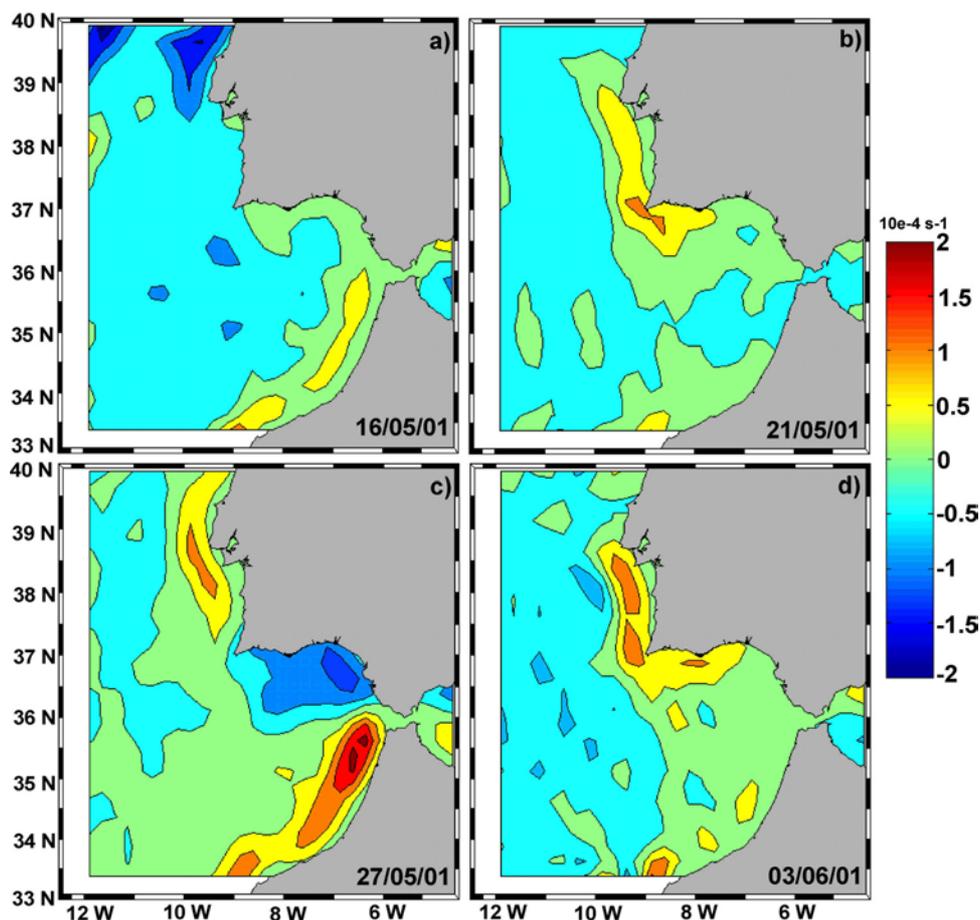


Figura 5.5: Componente vertical del rotacional del viento en cuatro días significativos de la campaña GOLFO 2001.

La situación del panel a, correspondiente al 16 de Mayo, es muy poco frecuente. Sólo se da los días 15, 16 y 17 de Mayo. La componente vertical del rotacional del viento no muestra estructuras significativas en el Golfo de Cádiz ni en las costas

Suroccidentales portuguesas. Destaca una región de tendencia positiva en la costa Atlántica de Marruecos y un núcleo de valores negativos en la costa Noroccidental portuguesa. En esta última región sólo se encuentran valores negativos en los tres días antes indicados, por lo que, considerando el carácter estadístico de estos resultados, no debe corresponderse con ninguna estructura significativa.

La situación de los paneles b y d de la Figura 5.5, correspondientes al 21 de Mayo y al 3 de Junio, respectivamente, es la más frecuente en los días de la campaña. Se produce ininterrumpidamente entre el 18 y el 26 de Mayo (durante la macroescala) y entre el 1 y el 4 de Junio. Consiste en una región de valores positivos de la componente vertical del rotacional del viento muy bien definida entre el paralelo 39° N y el Cabo Santa María. Según el razonamiento anterior, se espera que en esta región haya una tendencia promedio al afloramiento y a desarrollar una circulación ciclónica (ver 5.4.1.b). La costa occidental portuguesa es una región de afloramiento permanente en primavera y verano (Fiúza et al., 1982; Fiúza, 1983). Los resultados en la región de Cabo San Vicente y en el Golfo de Cádiz están en buen acuerdo con los datos *in situ* (ver epígrafe 5.3.1) y de satélite (epígrafe 6.5), que identifican una región de afloramiento en Cabo San Vicente que se extiende hasta Cabo Santa María bajo vientos de Poniente (el régimen dominante en la macroescala y en los primeros días de Junio, ver Figuras 3.4 y 3.5).

La situación del panel c (Figura 5.5) se produce entre el 27 y el 31 de Mayo (durante la mesoescala 2). La señal positiva sigue existiendo en la costa occidental portuguesa, pero en el Golfo de Cádiz la componente vertical del rotacional del viento es negativa. Esta situación se corresponde con un afloramiento en las costas occidentales portuguesas (recuérdese que es un fenómeno casi permanente en primavera y verano), que no se extiende a la región de Cabo San Vicente y al Golfo de Cádiz. De nuevo, el acuerdo con los registros hidrográficos y de satélite es muy satisfactorio, puesto que, durante la mesoescala 2, la región de afloramiento en el Golfo de Cádiz se restringe hasta quedar reducido prácticamente a un filamento en Cabo San Vicente, como se muestra en los epígrafes 6.2.2 y 6.5 del próximo capítulo.

Aunque los resultados mostrados en la Figura 5.5 son bastante coherentes, hay algunas cuestiones que no pueden explicarse de forma totalmente satisfactoria (por

ejemplo, las estructuras de los días 15-17 de Mayo). Esto es debido a que la teoría de Ekman asume, entre otras hipótesis, estacionariedad y los sistemas atmosféricos son variables. En otras palabras, la teoría de Ekman no debe entenderse con carácter instantáneo, sino más bien en el sentido de que una región donde la componente vertical del rotacional del viento sea positiva en promedio, el océano exhibirá preferentemente una circulación ciclónica y condiciones medias de afloramiento. En la Figura 5.6 se representa la media de la componente vertical del rotacional del viento para los días de la campaña y ahora sí se aprecia claramente una región positiva (indicativa de afloramiento) en las costas occidentales portuguesas por debajo de $39,5^{\circ}\text{N}$ y en la zona del Cabo San Vicente.

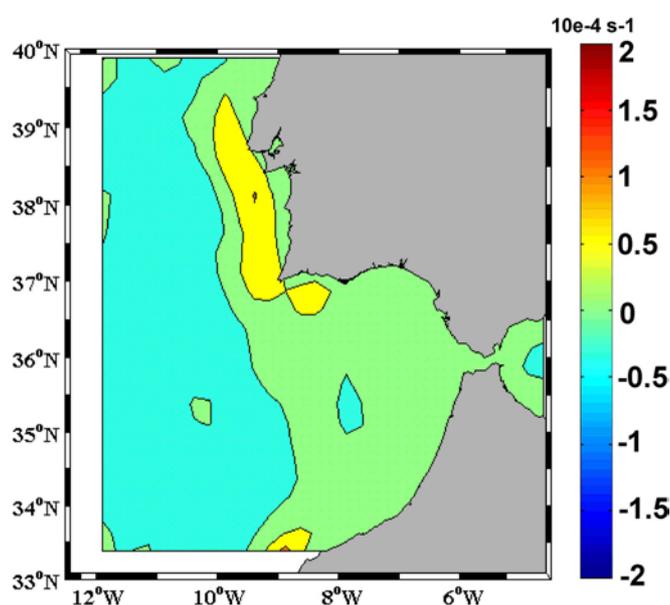


Figura 5.6: Promedio de la componente vertical del rotacional del viento durante los días de la campaña GOLFO 2001.

5.4.2.- Cabo Santa María

En el epígrafe anterior se ha argumentado que el afloramiento de Cabo San Vicente es un fenómeno de océano abierto, relacionado con el régimen de vientos en las costas occidentales portuguesas y sujeto a una menor variabilidad de corto término (por el cambio de Ponientes a Levantes en la costa Sur ibérica) que otras estructuras del Golfo de Cádiz⁴. El afloramiento en Cabo Santa María sería una de estas últimas. A diferencia del anterior, se trata de un proceso costero en el que la influencia del cambio

⁴ No obstante, el régimen de vientos en la costa Sur ibérica condiciona la extensión y señal térmica del afloramiento de San Vicente (ver epígrafe 6.5).

en el régimen local de vientos ejerce una influencia decisiva en el mismo en periodos de unos pocos días.

Como históricamente se ha referido (Fiúza, 1983; Folkard et al., 1997; Relvas y Barton, 2002), con vientos de Poniente, las aguas afloradas en Cabo San Vicente son transportadas hacia el Oeste por la circulación dominante y llegan a las proximidades de Cabo Santa María, donde se unen con las aguas allí afloradas. Desde Cabo Santa María, si el viento es favorable, siguen desplazándose hacia el Oeste a lo largo del segundo de los filamentos identificados en el epígrafe 5.3.1 (paneles b y c de la Figura 5.2) constituyendo, en apariencia, el Frente de Huelva (Figura 5.7a). Por el contrario, con vientos de Levante, el afloramiento en Cabo Santa María desaparece y, aparentemente, también lo hace el Frente de Huelva, al menos su señal térmica superficial (Figura 5.7b). En el capítulo 7, al estudiar la señal subsuperficial del Frente de Huelva, se retomaran algunas de estas cuestiones.

En el capítulo 6 se incide en la variabilidad asociada al forzamiento meteorológico del afloramiento, tanto a partir de los datos *in situ* (epígrafe 6.2.2), como, en menor medida, a partir de las observaciones de satélite (epígrafe 6.5).

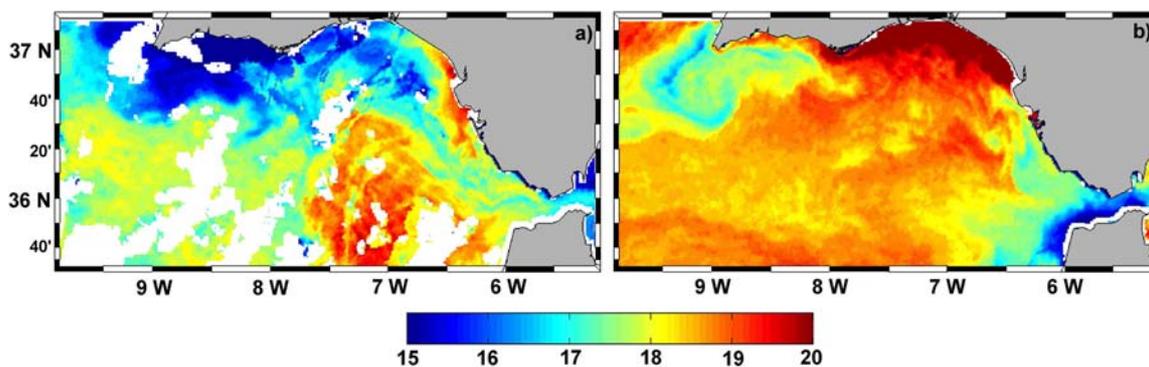


Figura 5.7: a) Imagen satélite SST (°C) del 13/05/01, con vientos de Poniente (ver Figura 3.4 y 3.5). b) Imagen satélite SST (°C) del 29/05/01, con Levantes (ver ídem).

5.5.- EL FILAMENTO DE CABO SANTA MARÍA

5.5.1.- Anomalía TS en el filamento

Con el nombre de filamento de Cabo Santa María nos referimos al filamento de aguas más frías y menos salinas identificado en el epígrafe 5.3.1, que se extiende aproximadamente desde Cabo Santa María hacia el Sur a lo largo del meridiano de 7,5°W. La Figura 5.8 es, de nuevo, el mapa de salinidad (mejor trazadora del filamento que la temperatura) a 50 metros de profundidad ya que, a esta profundidad, el filamento aparece de forma más nítida (ver 5.5.3.b más adelante). Sobre este mapa se han superpuesto algunas estaciones que se hallan inmersas en el filamento (tal es el caso de las número 223, 225, 226, 227, 233 ó 234 de la macroescala). También se ha indicado la ubicación de la estación 235 que, aunque próxima a las anteriores, se encuentra fuera del filamento.

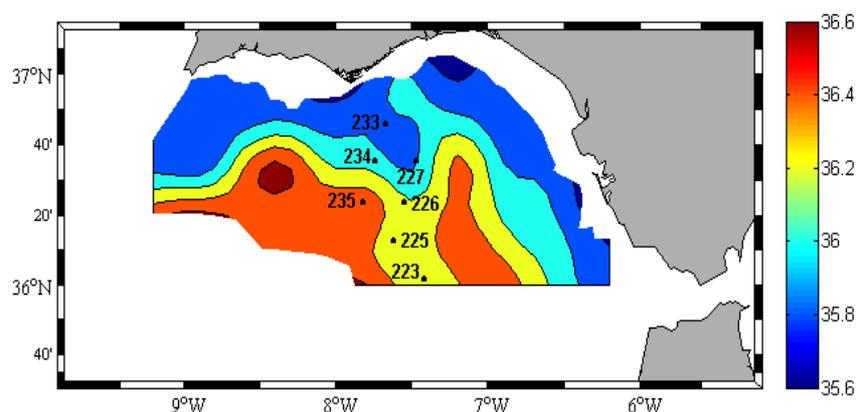


Figura 5.8: Salinidad a 50 m en la macroescala. Se indican algunas estaciones situadas en el filamento de Cabo Sta. María. La estación 235 es exterior al filamento.

La Figura 5.9 muestra el diagrama TS y los perfiles de temperatura y salinidad de algunas de las estaciones que se encuentran en el filamento. Todas ellas exhiben características comunes: en el diagrama TS se observa la presencia de un pico en torno, aproximadamente, a 36 de salinidad y entre 15°C y 16°C de temperatura, que rompe la relación prácticamente lineal propia del NACW (Figura 5.1). Dicho pico indica la presencia de aguas más frías y menos salinas en esas estaciones en los primeros 100 metros de la columna de agua y supone una alteración de los perfiles esperados, que quedan sugeridos por las líneas a trazos en la Figura 5.9. A partir de los 75 metros, aproximadamente, se aprecia una región de crecimiento de las variables que se prolonga

hasta unos 100 metros, profundidad a partir de la cual inician el decrecimiento característico del NACW.

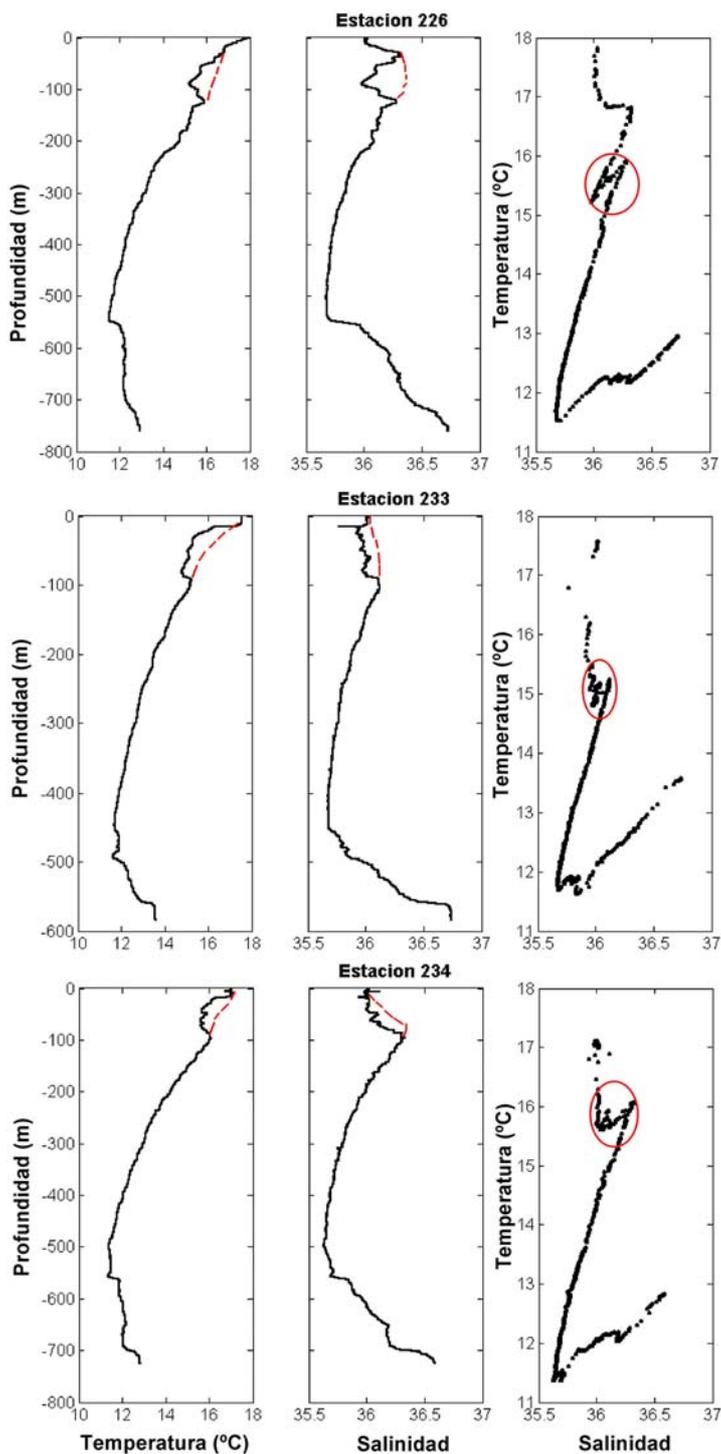


Figura 5.9: Perfiles de temperatura, salinidad y diagrama TS para las estaciones 226, 233 y 234 de la macroescala, situadas en el filamento de Cabo Sta. María. Se indica en rojo a trazos los perfiles esperados y se remarca el pico característico en el diagrama TS.

Las estaciones situadas fuera del filamento presentan el diagrama TS esperado, donde aparece claramente la relación lineal TS del NACW. La estación 235, cuyos perfiles de temperatura, salinidad y diagrama TS se reflejan en la Figura 5.10, es un buen ejemplo. En ella, el diagrama TS conserva su relación lineal en la región del NACW, sin perturbaciones notables en el mismo. De igual forma, los perfiles de temperatura y salinidad no indican la intrusión de aguas más frías o menos salinas, que sí aparecen en las estaciones del filamento (compárese la Figura 5.10 con cualquiera de los paneles de la Figura 5.9).

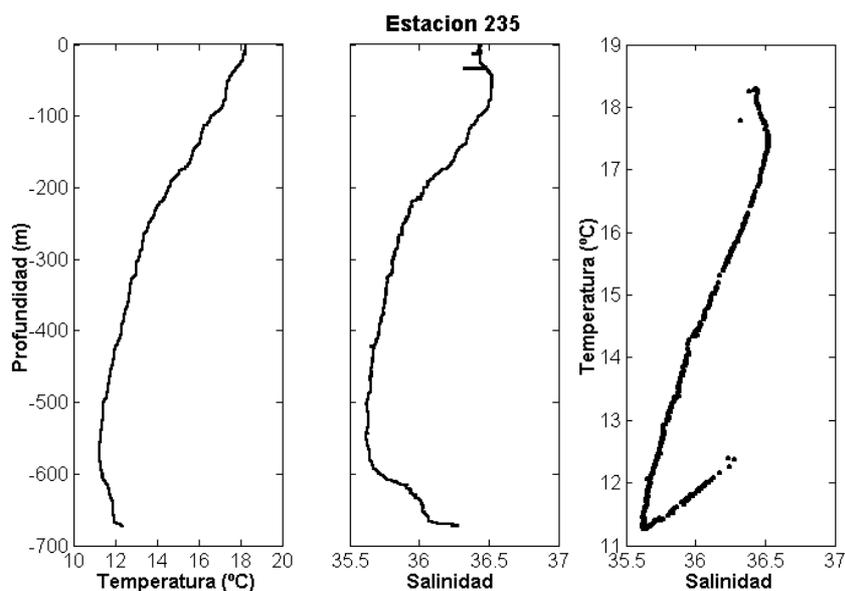


Figura 5.10: Perfiles de temperatura, salinidad y diagrama TS para la estación 235 de la macroescala, situada fuera del filamento de Cabo Sta. María.

Así pues, es posible identificar el filamento mediante la observación de los diagramas TS, pues éste altera la fisonomía de los mismos de la forma característica antes descrita.

5.5.2.- El filamento y la corriente geostrofica

Respecto a la procedencia de las aguas que constituyen el filamento, se plantea la hipótesis de que sean aguas afloradas en Cabo San Vicente que han sido transportadas por la corriente. Para contrastar la hipótesis, se ha representado en la Figura 5.11 las velocidades geostroficas referidas a 300 db superpuestas a los mapas de salinidad a distintas profundidades.

Las líneas de corriente siguen las isolíneas de salinidad en la parte occidental del dominio (esto es especialmente notable en el meandro situado aproximadamente en $8,5^{\circ}\text{W}$), para después bifurcarse en torno a $7,5^{\circ}\text{W}$. La rama inferior puede explicar perfectamente el transporte de aguas afloradas en dirección Norte-Sur, dando origen al filamento de Cabo Santa María. Las aguas afloradas en Cabo San Vicente se desplazarían de Oeste a Este siguiendo la corriente principal hasta, aproximadamente, $7,5^{\circ}\text{W}$, donde parte de ellas serían transportadas hacia el Sur o Sureste dejando a su paso la signatura en temperatura y salinidad mostrada en la Figura 5.9. Las aguas que siguen hacia el Este se funden con las afloradas en Cabo Santa María bajo vientos favorables de Poniente, como se comentó en el epígrafe 5.4.2. El comportamiento de esta rama bajo vientos no favorables de Levante se discute en el capítulo 7.

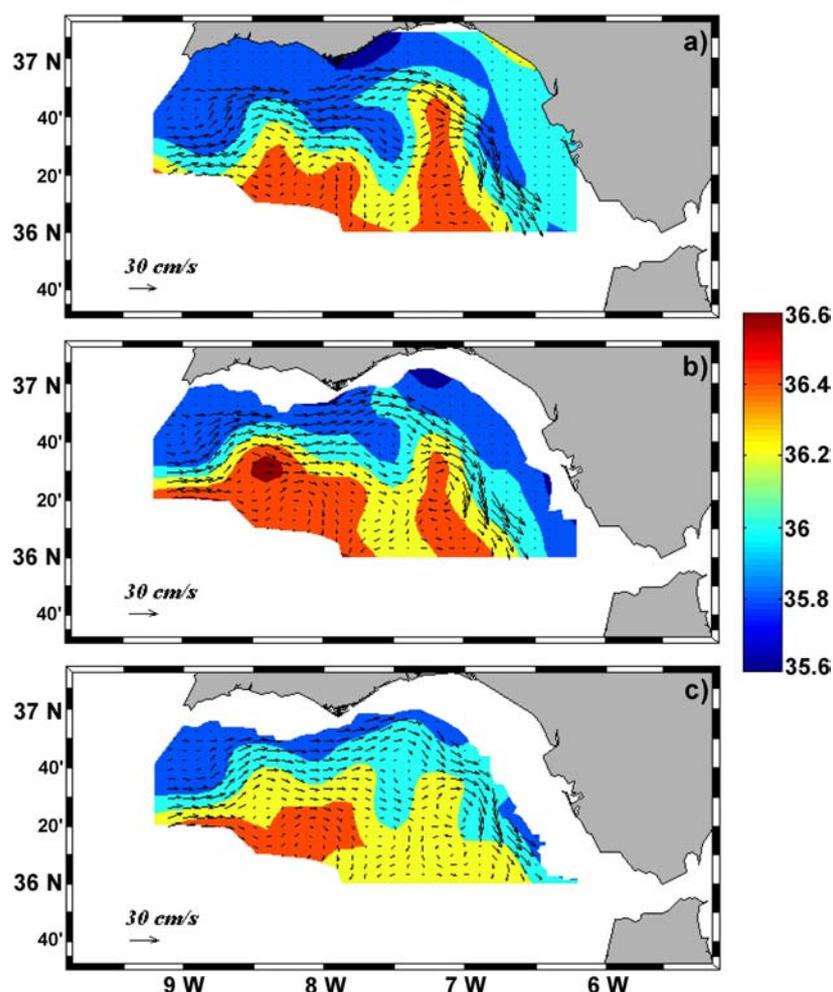


Figura 5.11: Campo de salinidad y velocidad geostrófica respecto a 300 db a 10 m (panel a), 50 m (b) y 100 m (c) en la macroescala.

Se han inspeccionado todos los diagramas TS de las estaciones de la macroescala (una relación detallada de los mismos puede encontrarse en Informe de Campaña GOLFO 2001. Anexo I: Estaciones CTD) y se han marcado aquellas estaciones que presentan un diagrama TS con la forma atípica característica de la Figura 5.9 sobre el campo de salinidad a 50 metros (Figura 5.12). Las estaciones con esa signatura TS se distribuyen con notable exactitud por el recorrido de las dos ramas en que se divide la corriente. En principio, es posible afirmar que esta corriente difunde la señal de las aguas afloradas tanto a lo largo del filamento de Cabo Santa María como a lo largo del segundo filamento aunque, en este caso, las aguas eventualmente afloradas en Cabo Santa María contribuirán en buena medida al volumen total de agua transportada.

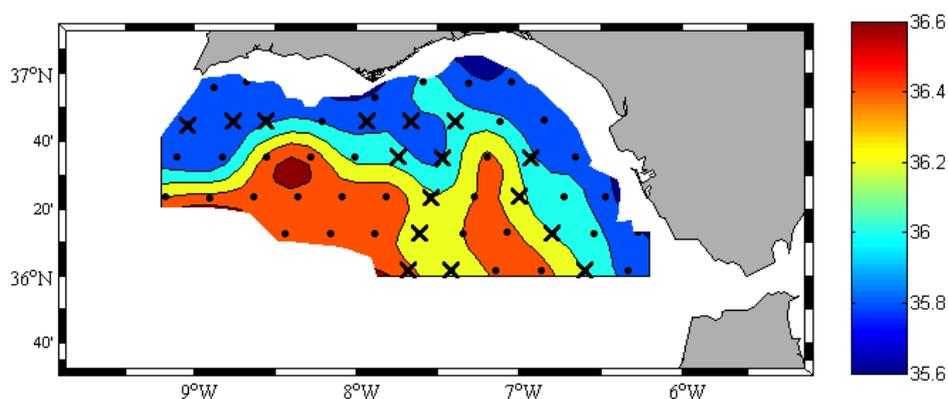


Figura 5.12: Campo de salinidad a 50 m en la macroescala. Se han señalado sobre él las estaciones con signatura de las aguas afloradas en el diagrama TS.

5.5.3.- Descripción del filamento mediante Funciones Empíricas Ortogonales

Las funciones empíricas ortogonales (EOF) pueden aplicarse a un conjunto de imágenes SST para estudiar ciertos patrones estables de la circulación superficial o la respuesta de la superficie del mar a mecanismos externos de forzamiento casi permanentes como, por ejemplo, en el trabajo de Vargas et al. (2003). En este caso, se va a aplicar el método al estudio del filamento encontrado en Cabo Santa María para determinar la importancia de la estructura para unos ciertos rangos de profundidades en términos de la varianza explicada por los modos.

Aunque se trata de una técnica estándar ya en Oceanografía (y en otros campos de la Geofísica), se cree conveniente esbozar mínimamente el formalismo matemático que subyace en ella. A este propósito se dedica el siguiente epígrafe.

5.5.3.a.- Formulación del método

El principal interés de la técnica EOF es su capacidad de proporcionar una descripción compacta de una serie de datos. En este caso, las series de datos serán los perfiles de una variable distribuidos en los nodos de una malla de muestreo. Las EOFs reparten la varianza de los datos entre una serie de “modos empíricos” (el nombre hace referencia al hecho de que están definidos por la estructura de la covarianza del grupo de datos específicos que se analizan en cada caso). Normalmente, la mayoría de la varianza de los datos se concentra en un número reducido de modos, cuyos patrones pueden generalmente relacionarse con fenómenos físicos. Los modos que explican una menor varianza tienen una interpretación más difícil debido a la condición de ortogonalidad que se impone a éstos y pueden ser considerados como ruido.

Sea un conjunto de perfiles de una variable determinada (temperatura, salinidad,...) sobre un dominio definido de dimensión igual al número de niveles considerados. Esta dimensión dependerá, por tanto, del rango de profundidades que se quiera estudiar. Una profundidad cualquiera se podrá identificar, entonces, como los valores de cada perfil para esa profundidad (para la variable que se desee). Para simplificar los cálculos posteriores, es conveniente expresar cada uno de estos vectores como la suma de un valor medio y una anomalía, esto es:

$$\vec{\varphi}_i = \bar{\varphi} + \vec{\varphi}'_i \quad [5.3]$$

donde

$$\bar{\varphi} = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N \vec{\varphi}_k \quad [5.4]$$

siendo N el número total de perfiles (estaciones) de que se dispone. Los vectores $\vec{\varphi}_i$ tienen tantos elementos como perfiles se disponga y $i = 1, 2, \dots, N_l$, es decir, hay tantos vectores como niveles de profundidad (N_l es el número de niveles). Calculados los vectores de anomalías, se define la matriz de covarianza entre los distintos perfiles como:

$$C = C_{mn} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N_i} \varphi'_i(m) \varphi'_i(n) \quad [5.5]$$

con m, n dos perfiles cualesquiera. La matriz de covarianza así definida tendrá, por tanto, dimensión $N \times N$. Para obtener los autovalores y autovectores de C , ésta debe diagonalizarse según:

$$|C - \lambda I| = 0 \quad [5.6]$$

con I la matriz identidad de orden N y λ representa los autovalores de C , que serán reales (C es real y simétrica) y cumplirán:

$$C \vec{M}_p = \lambda_p \vec{M}_p \quad [5.7]$$

donde \vec{M}_p es el vector propio asociado al valor propio λ_p ($p = 1, 2, \dots, N$).

La traza de la matriz C contiene la varianza de la variable considerada para cada perfil, por lo que:

$$tr[C] = \sum_{p=1}^N \sigma_i^2 = \sum_{p=1}^N \lambda_p \quad [5.8]$$

y la fracción de la varianza explicada por el modo p se puede obtener como:

$$V_p = \frac{\lambda_p}{tr[C]} \quad [5.9]$$

Calculados los vectores propios o modos, que constituyen una base ortogonal, cualquier profundidad se puede expresar como una combinación lineal de los vectores de dicha base:

$$\vec{\varphi}_i = \vec{\bar{\varphi}} + \sum_{p=1}^N a_{ip} \vec{M}_p \quad [5.10]$$

donde \vec{M}_p es el vector propio correspondiente al modo p y a_{ip} es la amplitud de dicho modo en el nivel (profundidad) i . La amplitud de cada modo viene definida por:

$$a_{ip} = \vec{M}_p \cdot \vec{\varphi}'_i \quad [5.11]$$

De acuerdo con las propiedades de las funciones ortogonales:

$$\begin{aligned} \vec{M}_p \cdot \vec{M}_q &= 1 \quad \text{si } p = q \\ \vec{M}_p \cdot \vec{M}_q &= 0 \quad \text{si } p \neq q \end{aligned} \quad [5.12]$$

En esta formulación, los vectores propios (modos) representan una situación horizontal “promedio” para todas las estaciones de muestreo en el rango de profundidades en el que se ha realizado el análisis, mientras que la amplitud del modo correspondiente (que depende de la profundidad) representa la importancia en profundidad de las estructuras horizontales reflejadas por el modo. Para facilitar la interpretación, los coeficientes de amplitud se han normalizado a varianza unidad para cada modo, quedando las unidades de la variable correspondiente en los mapas espaciales de cada modo. La anomalía explicada por el modo que se trate para una posición y profundidad concreta se obtendrá multiplicando el valor espacial de la variable por el correspondiente coeficiente de amplitud a esa profundidad.

5.5.3.b.- Modos empíricos y el filamento de Cabo Santa María

En la Figura 5.13 se representa el análisis EOF llevado a cabo para la campaña de macroescala entre las profundidades de 20 y 160 metros. Se ha escogido este rango puesto que el filamento se observa muy nítidamente a 50 metros (Figura 5.3c) y más debilitado a los 100 metros (Figura 5.3d), por lo que se espera que este intervalo sea suficiente para estudiar su evolución con la profundidad.

Además, el análisis EOF requiere que los perfiles de datos sean completos; en otras palabras, al establecer el límite inferior en 160 metros, se están excluyendo del análisis todos aquellos perfiles (estaciones) que no alcancen esta profundidad, por lo que no conviene llevar el análisis mucho más abajo para no perder información. Se ha representado el mapa espacial del primer modo de temperatura y salinidad (Figura 5.13a) junto con las amplitudes de estos modos para todas las profundidades (Figura 5.13b). Sobre los mapas espaciales se han señalado las estaciones que, en términos de la salinidad a 50 m, se sitúan dentro del filamento (ver Figura 5.3c).

La varianza explicada por el primer modo es elevada para las dos variables (62,5% en el caso de la temperatura y próximo al 67% para la salinidad). Además, puede verse cómo el primer modo refleja de forma nítida la presencia del filamento, puesto que todas las estaciones a priori señaladas caen dentro de la estructura revelada por el modo, tanto en temperatura como en salinidad.

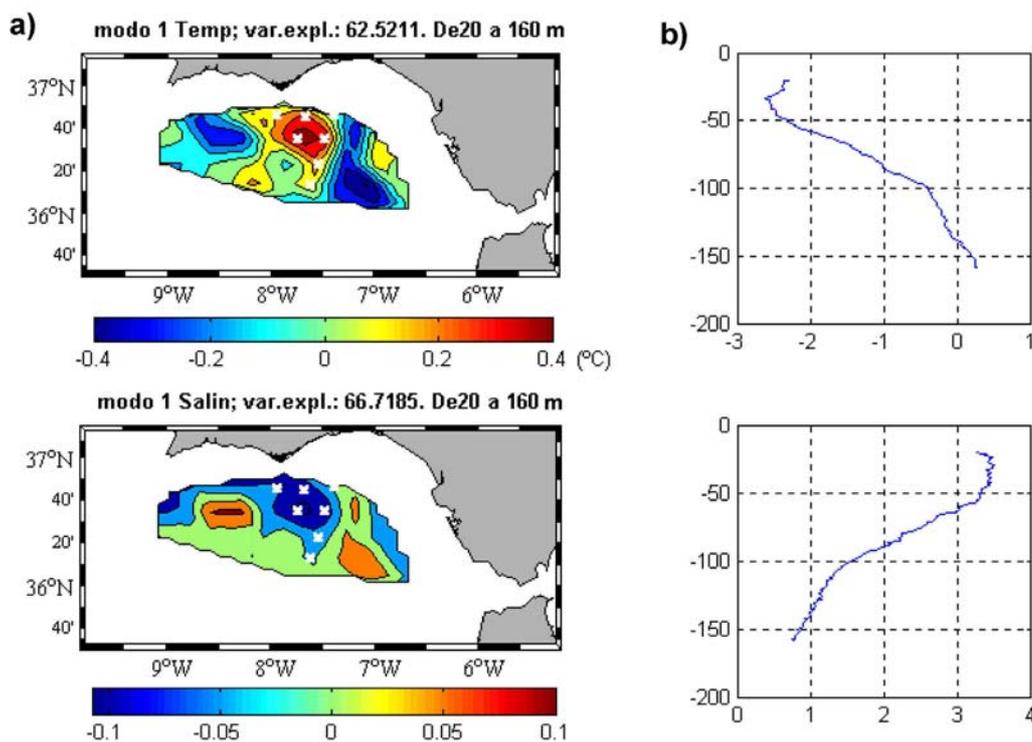


Figura 5.13: a) Mapas espaciales del modo 1 de temperatura (superior) y de salinidad (inferior). Se han marcado las estaciones con señal del filamento. b) Coeficientes de amplitud de cada modo en profundidad (valores negativos suponen una inversión de los mapas espaciales).

La característica de las aguas del filamento que reproduce el primer modo es su menor salinidad y temperatura, en buen acuerdo con la descripción hidrológica del mismo (ver epígrafes 5.3.1 y 5.3.2). La menor salinidad es consecuencia de que el mapa espacial presenta anomalía negativa y sus coeficientes de amplitud son positivos. Por el contrario, la anomalía de temperatura es positiva pero, en este caso, los coeficientes de amplitud son negativos (hasta los 150 metros, que cambian de signo), por lo que, para su correcta interpretación, debe considerarse el mapa espacial invertido. En definitiva, aguas con anomalía positiva son, en realidad, más frías y viceversa, en los primeros 150 metros.

El análisis EOF permite además comprobar cómo el filamento es más notable entre los 40 y 50 metros, aproximadamente, puesto que los coeficientes de amplitud toman su máximo valor (absoluto) y, progresivamente, se va perdiendo su signatura (los coeficientes decrecen en valor absoluto) hasta desaparecer en torno a 150 metros en temperatura y algunos metros más abajo en salinidad. Por último, el hecho de que la varianza explicada por el primer modo sea elevada es indicativo de que el filamento es una estructura relevante en ese rango de profundidades.

5.5.4.- Transporte de volumen en el filamento

En la Figura 5.14 se representa la salinidad y la componente Norte-Sur (normal) de la velocidad geostrofica (v) en los 200 primeros metros (panel b) del transecto indicado (panel a), correspondiente a la macroescala. Sobre la figura se ha señalado (en rojo) la extensión del filamento de Cabo Santa María, tomando como isolinia de referencia la de 36,2. El límite inferior así escogido se ubica sobre los 120 m y está en buen acuerdo con los coeficientes de amplitud del análisis EOF, que anulan la anomalía de temperatura en los 135 m, aproximadamente (Figura 5.13).

El volumen de agua aflorada transportado por el filamento, calculado como $\iint v \cdot dx dz$, se estima en 0,24 Sv hacia el Sur. El cálculo debe tomarse como estimativo, puesto que los límites de integración, aunque razonables, se han establecido de forma arbitraria. Sin embargo, el objetivo principal de este cálculo es comparar con las estimaciones que pueden hacerse con los datos de la mesoescala 2 y, de este modo, tener una idea cuantitativa de la variabilidad temporal del volumen transportado debido a la variabilidad meteorológica (ver epígrafe 6.2.3).

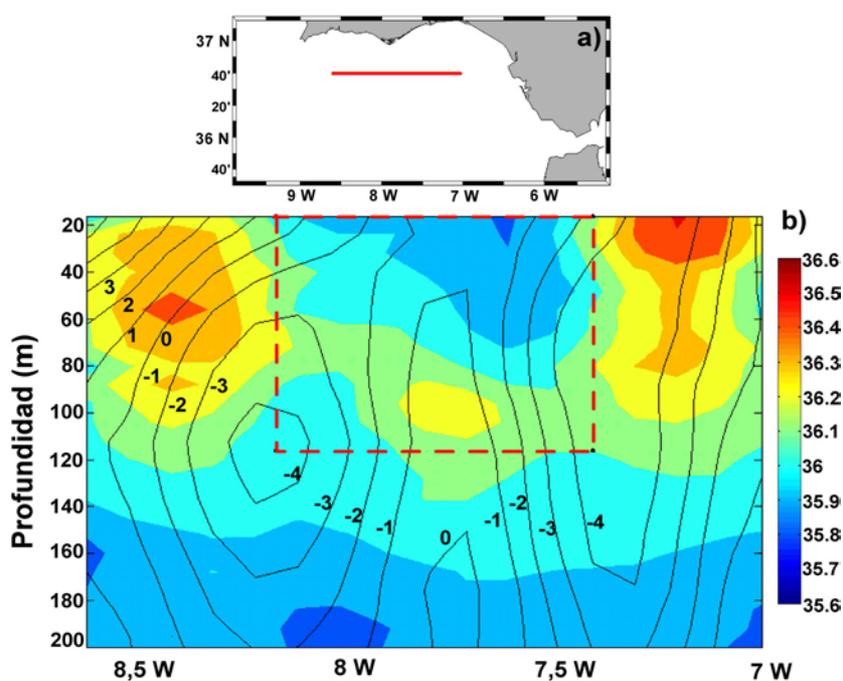


Figura 5.14: Salinidad (escala de color) y componente normal de velocidad geostrofica (cm/s, en contornos) en el transecto indicado (panel a) de la macroescala. Se indica en rojo los límites tomados para el filamento.

5.6.- EL AGUA CENTRAL NORATLÁNTICA (NACW) Y LA REGIÓN EXTERIOR DEL GOLFO DE CÁDIZ

5.6.1.- Distribución espacial del NACW

Un hecho curioso que se observa en el diagrama TS de la Figura 5.1 es que para $\sigma_t = 27,0$ la salinidad y temperatura de las aguas son, prácticamente, únicas. Esto puede apreciarse también en la Figura 5.15, en la que se han representado los campos de temperatura (a) y salinidad (b) en la superficie de $\sigma_t = 27,0$. Todas las estaciones presentan una temperatura muy próxima a $13,2^\circ\text{C}$ y una salinidad muy próxima a $35,8$ en la isopícnica de 27. Así, la terna $T = 13,2^\circ\text{C}$; $S = 35,8$; $\sigma_t = 27,0$ se mantiene como una especie de punto triple en todo el dominio. Este hecho será empleado más adelante para estudiar algunas características del NACW.

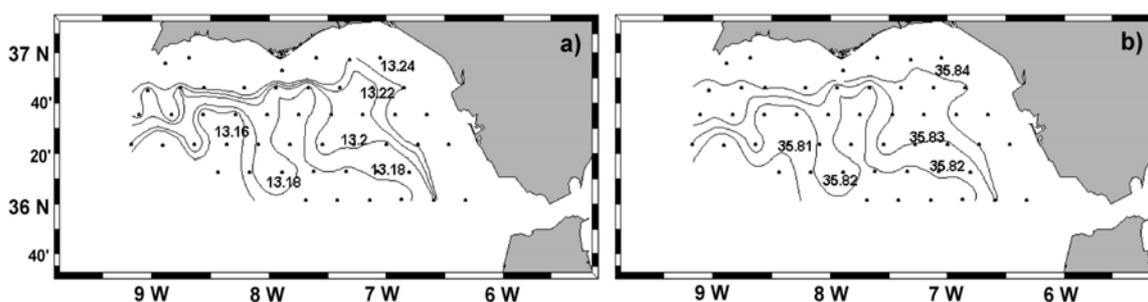


Figura 5.15: Temperatura ($^\circ\text{C}$, panel a) y salinidad (b) en la isopícnica $\sigma_t = 27,0$ en la macroescala. Se han marcado las estaciones en las que se encuentra el valor $\sigma_t = 27,0$. Notar que la temperatura está acotada entre $13,16^\circ\text{C}$ y $13,24^\circ\text{C}$ y la salinidad entre $35,81$ y $35,84$.

La explicación a esta uniformidad es que las aguas con $\sigma_t < 27,0$ son sensibles al calentamiento superficial y se apartan de la línea recta teórica del NACW, desplazándose en dirección vertical en el diagrama TS (Figura 5.1). Para $\sigma_t > 27,0$, ocurre que las aguas empiezan a sentir el efecto del Agua Mediterránea (no en todas las estaciones, pero sí en algunas), de modo que ahora la separación de la línea recta del NACW es en dirección horizontal hacia aguas más salinas (Figura 5.1). Cuando se considera la cuenca del Golfo de Cádiz en su conjunto, la isopícnica $\sigma_t = 27,0$ representa, en promedio espacial, las aguas centrales Nor-Atlánticas más puras.

La profundidad de esta superficie se muestra en la Figura 5.16. La profundidad es mayor cuanto más alejado se esté de la costa y el gradiente de profundidad es más acusado en la región oriental del Golfo, debido a la interacción que experimentan en dicha zona las NACW con las Aguas Mediterráneas que salen del Estrecho a profundidades inferiores. En la zona central del Golfo, fuera de la influencia directa del MW, el NACW de $\sigma_t = 27,0$ se encuentra en torno a los 250-300 metros de profundidad.

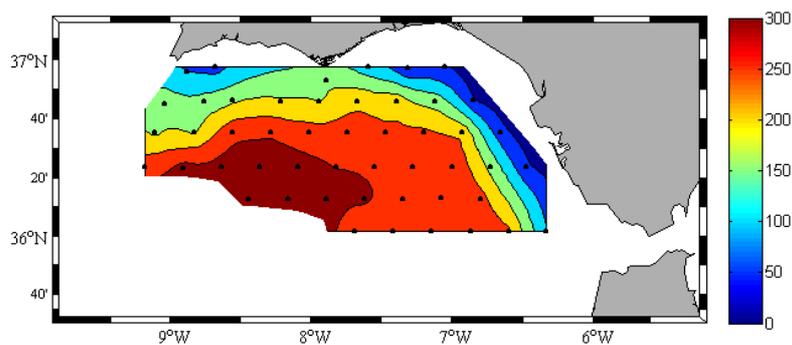


Figura 5.16: Profundidad (en metros) de la isopícnica de $\sigma_t = 27,0$ en la macroescala. Se han marcado las estaciones en las que se encuentra el valor $\sigma_t = 27,0$.

Frente a esta homogeneidad, las cosas son notablemente más variadas cuando se repite la misma representación para las superficies $\sigma_t = 26,6$ y $\sigma_t = 27,3$, considerados como límites del NACW en 5.2.1. La Figura 5.17 muestra la salinidad (panel a) y la temperatura (panel b) en la isopícnica $\sigma_t = 26,6$. Sobre la primera de ellas se indica en contornos la profundidad de la superficie. La profundidad aumenta conforme nos separamos de la costa pero, en cualquier caso, ésta es bastante somera en toda la cuenca, con valores en torno a los 30 metros en la zona Norte costera y máximos de unos 50 ó 60 metros en la parte central. Esto justifica que los campos de temperatura y salinidad se correspondan con la distribución sub-superficial discutida en 5.3.2, con aguas más frías y menos salinas en la zona Norte y aguas más cálidas y salinas en el núcleo central (compárese, por ejemplo, la Figura 5.17 con los paneles a y b de la Figura 5.3).

En la Figura 5.18 se ha realizado la misma representación para la superficie $\sigma_t = 27,3$. La profundidad también aumenta de costa hacia el exterior, con el gradiente más acusado en la región oriental, pero los valores son mucho mayores, desde los 350-400 metros en la zona Nor-oriental hasta los más de 600 metros en buena parte del núcleo central. En este rango de profundidades, es de esperar que se detecte la vena de Agua Mediterránea en su recorrido por el Golfo de Cádiz. Puede verse cómo en la parte más

al Norte del dominio se encuentran aguas más cálidas y salinas, trazadoras del camino del Agua Mediterránea. En la región central, la temperatura y salinidad son inferiores y en todo el dominio se observa una muy buena correspondencia de los campos de estas variables.

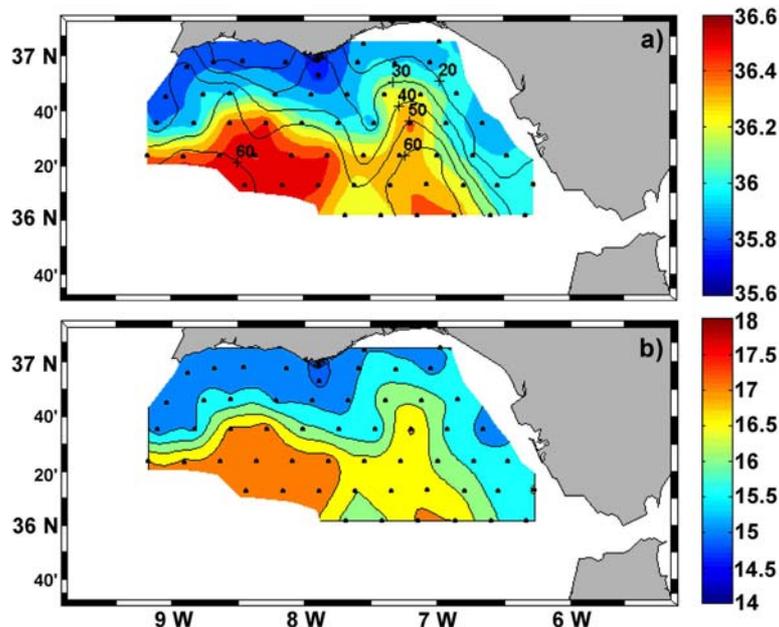


Figura 5.17: a) Salinidad (escala de color) y profundidad (contornos) de la isopícula $\sigma_t = 26,6$ en la macroescala. b) Temperatura de la isopícula $\sigma_t = 26,6$ en la macroescala. Se han marcado las estaciones en las que se encuentra el valor $\sigma_t = 26,6$.

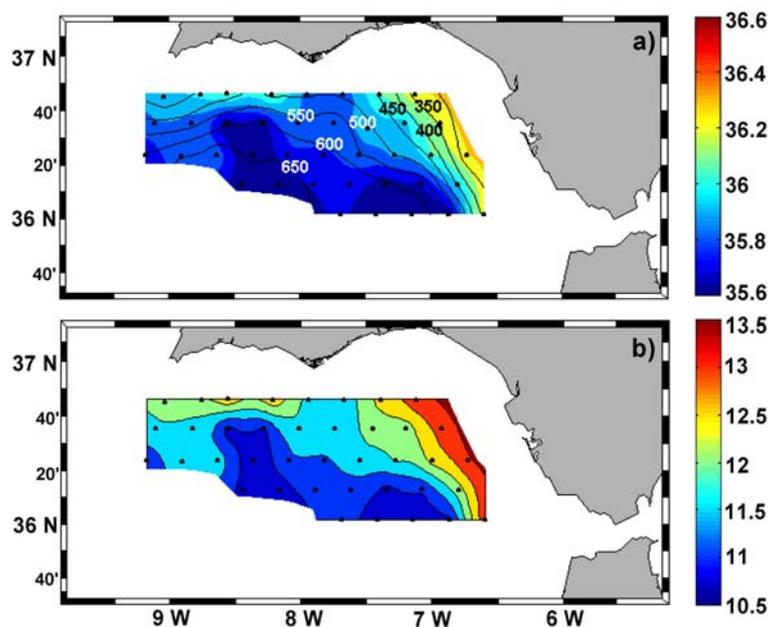


Figura 5.18: a) Salinidad (escala de color) y profundidad (contornos) de la isopícula $\sigma_t = 27,3$ en la macroescala. b) Temperatura de la isopícula $\sigma_t = 27,3$ en la macroescala. Se han marcado las estaciones en las que se encuentra el valor $\sigma_t = 27,3$.

Por otra parte, las aguas NACW intermedias están separadas de la vena Mediterránea en gran parte del Golfo de Cádiz por un mínimo de salinidad, que indica que no existe influencia directa de las últimas sobre las primeras (Mauritzen et al., 2001). La profundidad a la que se encuentra dicho mínimo de salinidad (Figura 5.19) es otra referencia útil para el estudio de la distribución espacial del NACW, al indicar el punto donde estas aguas empiezan a sentir la presencia del Agua Mediterránea que tienen por debajo. El valor del mínimo varía, lógicamente, para cada estación, pero su valor promedio es 35,67. El patrón de profundidad que se obtiene no es muy distinto del correspondiente a la isopícnica de 27,0, con profundidades crecientes cuanto más alejado se esté de costa y con el fuerte gradiente de las mismas de nuevo en la zona oriental.

Hay, sin embargo, algunas diferencias: en primer lugar, la profundidad del mínimo de salinidad es, en general, mayor que el de la isopícnica de 27, puesto que este mínimo se alcanza a densidades mayores. Numéricamente, el valor medio de la profundidad de $\sigma_t = 27,0$ es 226 m, en tanto que el del mínimo de salinidad es de 430 m. En segundo lugar, en la parte más occidental del Golfo, el mínimo de salinidad se alcanza a profundidades más someras, lo que hace que las profundidades mayores se concentren en un domo o núcleo situado en la parte más central (Figura 5.19).

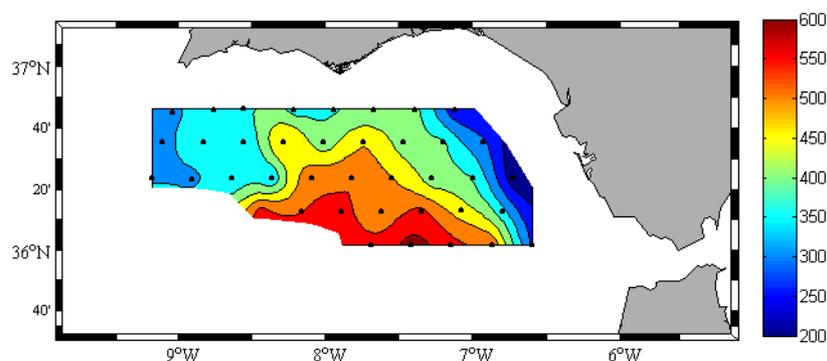


Figura 5.19: Profundidad (en metros) del mínimo de salinidad del NACW en la macroescala. Sólo se han considerado las estaciones donde se desarrolla una capa de NACW inferior a 35,8.

Otro aspecto a analizar es el espesor de la capa de NACW. Una primera tentativa puede hacerse representando el espesor de la capa comprendida entre 26,6 y 27,3, de acuerdo con la definición del epígrafe 5.2.1. El resultado se muestra en la Figura 5.20 (panel a). Sin embargo, la Figura 5.1 y las Figuras 5.17 y 5.18 indican que aguas con $\sigma_t = 26,6$ y $\sigma_t = 27,3$ pueden tener valores de temperatura y salinidad claramente distintos a la relación lineal representada en la Figura 5.1, característica del NACW.

Una forma alternativa más conservadora es combinar las propiedades de la superficie $\sigma_t = 27,0$ con la del mínimo de salinidad. En la primera, la Figura 5.15 indica que $S \approx 35,8$ en tanto que el mínimo de salinidad se localiza en torno a los 35,67, como se ha dicho antes (ver también Figura 5.1). Ello significa que los perfiles de salinidad toman por dos veces el valor de 35,8. Una en las inmediaciones de la isopícnica $\sigma_t = 27,0$, antes de alcanzar el mínimo, y otra, superado éste, al aumentar la salinidad por los procesos de mezcla con el Agua Mediterránea. Ambos puntos pueden considerarse aceptables como límite superior e inferior del NACW, respectivamente.

La Figura 5.20 (panel b) representa el espesor de la capa $S < 35,8$. En la región central del Golfo, ese espesor alcanza los 400 ó 500 metros, mientras que en las estaciones más costeras sólo es de 100 ó 200 metros. Sobre la Figura 5.20 se han indicado también las estaciones en las que se ha detectado el NACW de $S < 35,8$. En algunas estaciones costeras no hay profundidad suficiente para permitir que el NACW llegue a ellas ya que, en general, $S < 35,8$ se observa a profundidades superiores a los 100 m (Figura 5.16). Los cortes verticales presentados más adelante en la Figura 5.24 muestran más claramente el comportamiento reflejado en las Figuras 5.20a, b.

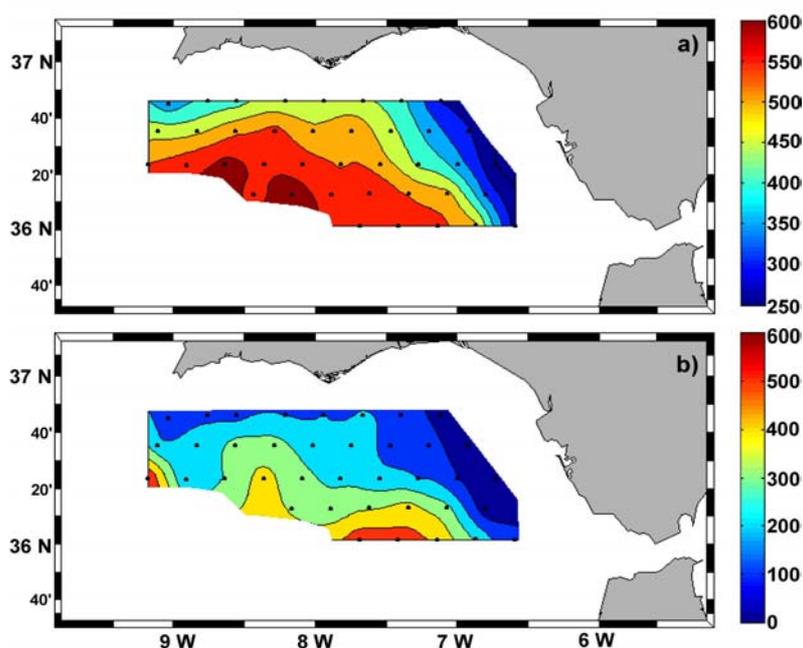


Figura 5.20: Espesor (m) de la capa NACW comprendida entre las isopícnas $\sigma_t = 26,6$ y $\sigma_t = 27,3$ (panel a) y de $S < 35,8$ (panel b). Se indican las estaciones utilizadas en el cálculo.

5.6.2.- Circulación del NACW

Para estudiar la circulación del NACW se emplean, en primer lugar, representaciones de los campos de velocidad geostrofica a profundidades significativas. En el epígrafe 5.2.1 se estableció como un límite superior válido para el NACW la isopícnica $\sigma_t = 26,6$. La Figura 5.17 muestra que esta superficie se corresponde con profundidades someras. En concreto, la profundidad media a que se encuentra es 42 metros. Por tanto, la circulación en la profundidad media de $\sigma_t = 26,6$ se corresponde (Figura 5.21, panel a) con el campo de velocidades sub-superficiales (compárese la Figura 5.21a con la Figura 5.11a, b). La circulación es predominantemente anticiclónica y las corrientes son moderadas, sobre todo en la zona Norte del dominio, con velocidades del orden de 30 cm/s. La velocidad cuadrática media en todo el dominio es de 11 ± 3 cm/s. La bifurcación en torno a $7,5^\circ\text{W}$, que transporta las aguas del filamento de Cabo Santa María (epígrafe 5.5.2), es muy evidente a esta profundidad.

Otra profundidad representativa es la de la isopícnica de $\sigma_t = 27,0$, el punto singular de la relación lineal del NACW en el diagrama TS (ver Figura 5.1). En la profundidad de 226 m, valor medio de la profundidad de esta superficie, el campo de velocidades conserva el patrón sub-superficial anticiclónico antes comentado, pero con una disminución considerable en los valores de la velocidad (Figura 5.21b). La velocidad cuadrática media es ahora 4 ± 1 cm/s y sólo en la parte Norte del dominio la corriente tiene alguna entidad.

Otro criterio que se utilizó en el epígrafe anterior para ubicar el NACW es la profundidad del mínimo de salinidad, cuyo valor medio se sitúa en 430 metros. En esta profundidad (Figura 5.22a), la circulación presenta un patrón distinto a los anteriores. La presencia de la vena Mediterránea desplazándose de Este a Oeste es notable en la parte Norte del dominio, donde el mínimo de salinidad se alcanza a profundidades más someras que la media (ver Figura 5.19). La velocidad cuadrática media es de 7 ± 2 cm/s, pero la mayor contribución procede de la vena Mediterránea. En la región central del dominio, el mínimo de salinidad se alcanza a profundidades cercanas o por debajo de la media y, en esta zona, las velocidades son prácticamente nulas, puesto que las aguas no sienten la presencia del Agua Mediterránea.

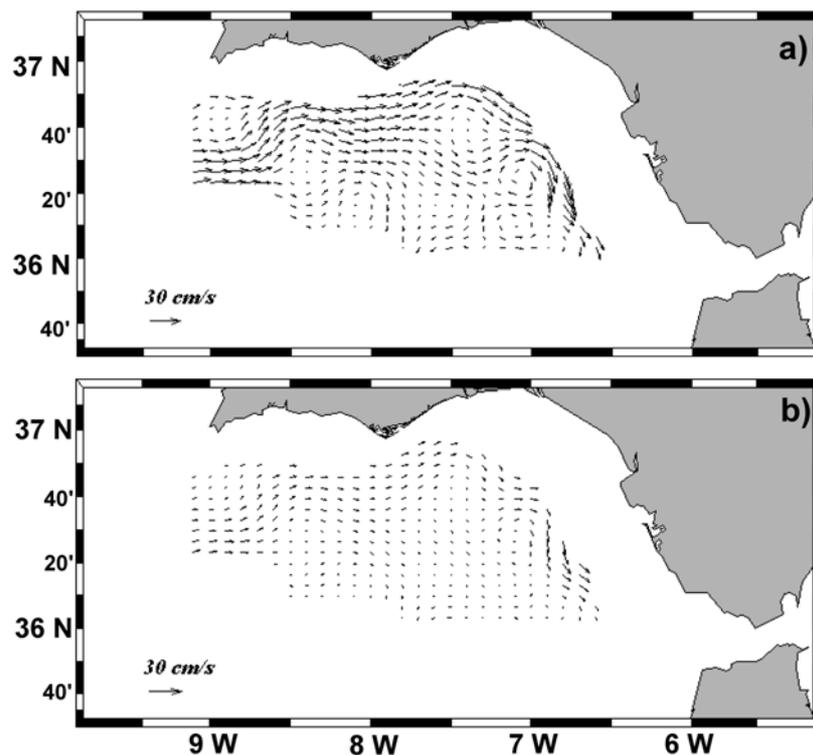


Figura 5.21: Velocidad geostrofica a la profundidad media de las isopícnas $\sigma_t = 26,6$ (panel a) y $\sigma_t = 27,0$ (panel b).

Por último, el límite inferior establecido en 5.2.1 para el NACW es la isopícnica $\sigma_t = 27,3$, cuya profundidad media es de 535 metros, por debajo del mínimo de salinidad para casi todo el dominio (Figura 5.19). En este nivel (Figura 5.22b), existen bastantes similitudes con el anterior. La vena de Agua Mediterránea se aprecia con mayor claridad en la zona oriental y Norte de la cuenca y sus velocidades son mayores (por encima de los 20 cm/s en la parte Nor-oriental y una velocidad cuadrática media de 13 ± 4 cm/s). La región central que se ve libre de la influencia del Agua Mediterránea es ahora más reducida y, en ella, las velocidades son prácticamente nulas, como sucedía anteriormente.

Los cortes horizontales de velocidad a las profundidades que pueden considerarse “notables” para definir el NACW muestran el patrón esperado para la selección de $Z_{ref} = 300$ m discutida en el capítulo 4. *Grosso modo*, ese patrón indica un cambio en los signos de la velocidad por encima y debajo de dicha superficie. Conviene recordar, sin embargo, que en el capítulo 4 se dieron razones físicas consistentes que justificaban esa profundidad como capa de no (o muy escaso) movimiento.

Aceptado este hecho, los distintos cortes horizontales de velocidad geostrófica mostrados en las Figuras 5.21 y 5.22 y que afectan a la capa de NACW indican que la parte inferior de la capa de NACW es arrastrada por la vena Mediterránea en la zona Norte del Golfo hacia el océano abierto (Figura 5.22b), en tanto que la parte superior de dicha capa forma el núcleo principal de la circulación anticiclónica superficial del Golfo en esa misma zona (Figura 5.21a).

Fuera de esa región, el NACW tiende a ser una masa de agua de movimiento muy lento en la región exterior del Golfo. Esta región constituye, según la Figura 5.20, el reservorio principal de esta agua en el Golfo de Cádiz.

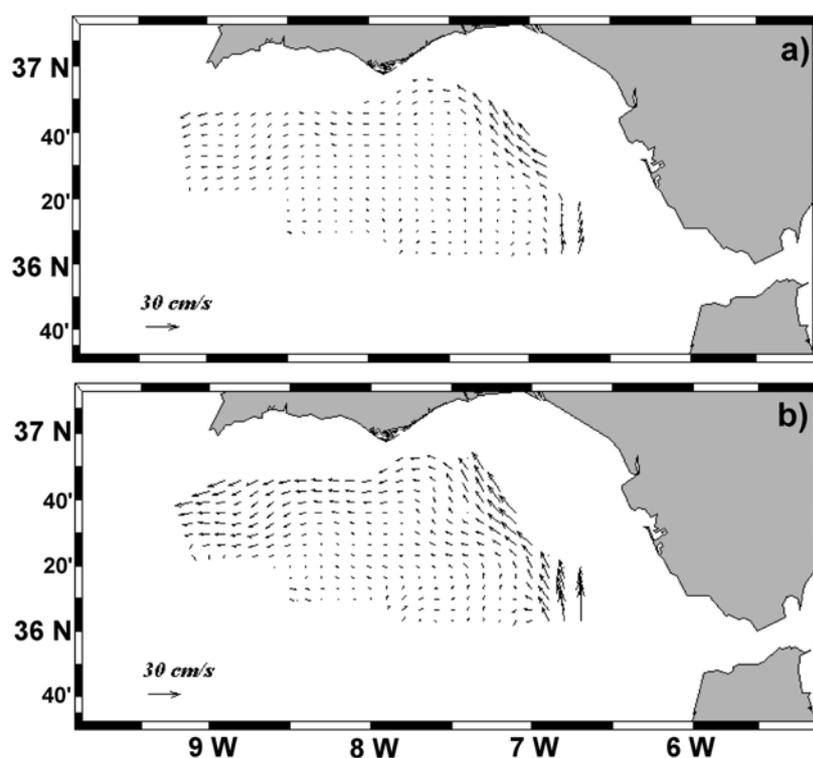


Figura 5.22: Velocidad geostrófica a la profundidad media del mínimo de salinidad (panel a) y de la isopicna $\sigma_t = 27,3$ (panel b).

5.7.- LA VENA DE AGUA MEDITERRÁNEA

5.7.1.- Evolución espacial de la vena

Dado el elevado número de estudios sobre el destino de la vena de Agua Mediterránea en el Océano Atlántico, particularmente en lo que a su evolución por el Golfo de Cádiz se refiere (Madelain, 1970; Ambar y Howe, 1979b; Zenk, 1980; Ambar,

1983; Hinrichsen, et al., 1993; Baringer y Price, 1997; Ambar et al., 1999, 2002;...), la descripción que sigue a continuación se convierte casi en un mero ejercicio académico, aunque no por ello menos interesante. La Figura 5.24 muestra los cortes verticales correspondientes a los distintos transectos de la macroescala (ver Figura 5.23 para su ubicación). Con ellos se puede seguir la evolución de la vena de Agua Mediterránea desde las proximidades del Estrecho de Gibraltar hasta las cercanías del Cabo San Vicente, en el extremo más occidental del Golfo de Cádiz.

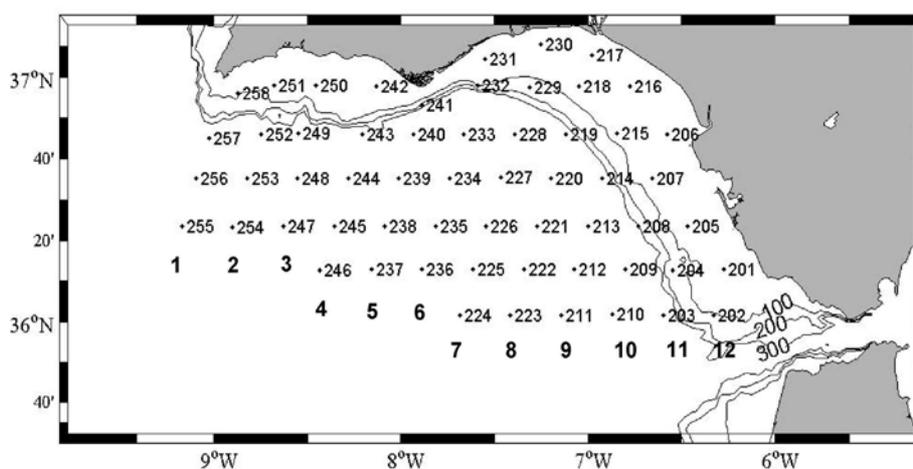


Figura 5.23: Situación geográfica de las estaciones muestreadas en la macroescala y denominación de los distintos transectos.

Puede observarse cómo la vena Mediterránea, caracterizada por su elevada temperatura y salinidad, se desplaza hacia el Oeste pegada al talud como una corriente de fondo en las primeras etapas y se establece a profundidades intermedias cuando su flotabilidad se hace neutra. En el transecto 10 (el más cercano al Estrecho), la corriente Mediterránea es claramente una corriente de fondo y su señal más clara es en el perfil de salinidad. Ya en el transecto 9, empiezan a diferenciarse los dos núcleos clásicos descritos en la literatura. Mientras el núcleo inferior (todavía situado en contacto con el fondo, a unos 800 metros) es más patente en el perfil de salinidad, el núcleo superior se caracteriza por una más elevada temperatura entre los 400 y los 600 metros, aproximadamente.

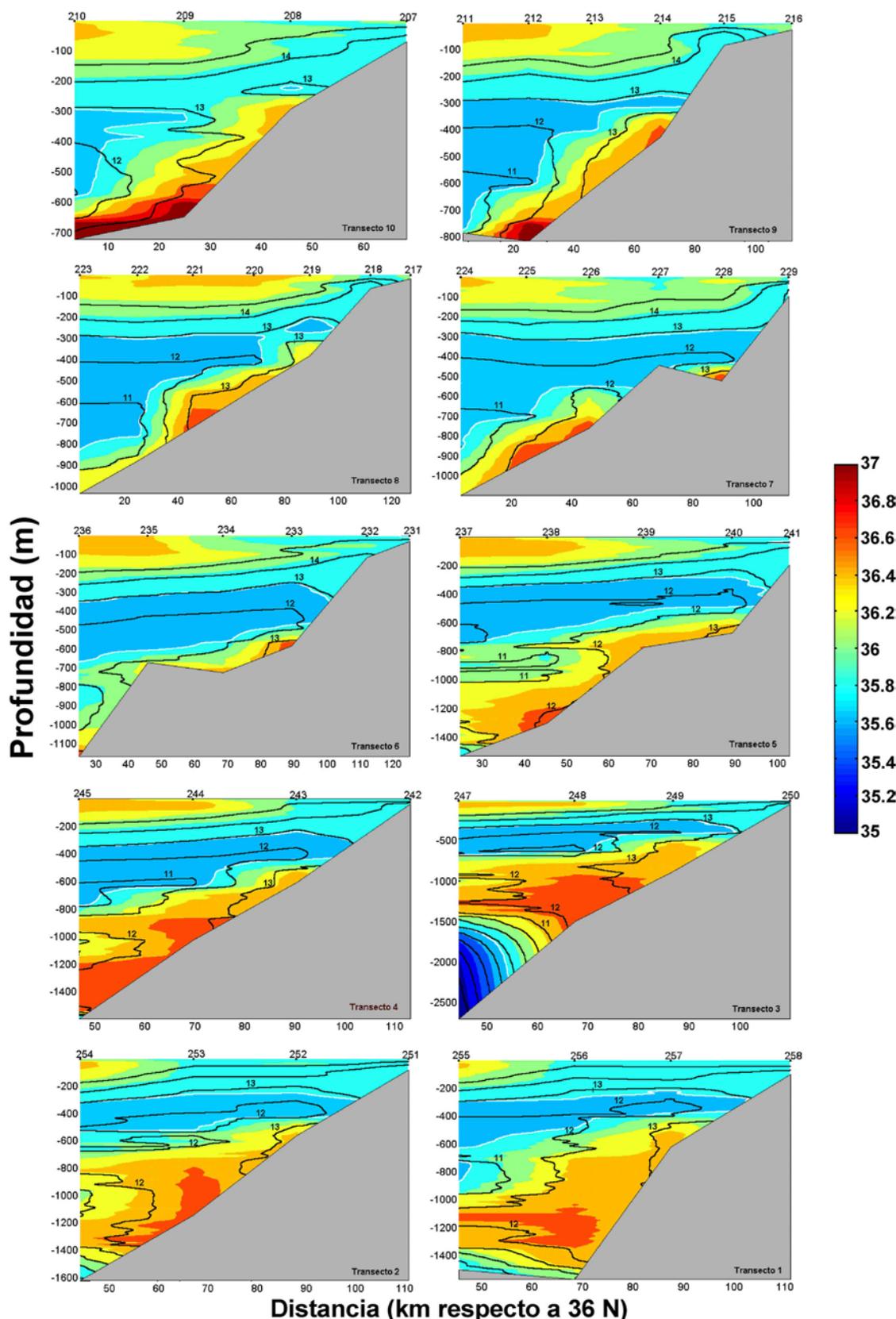


Figura 5.24: Salinidad (escala de color) y temperatura (contornos) en los transectos de la macroescala (ver texto para detalles). Se indican los números de las estaciones consideradas y se ha señalado en blanco la isolínea $S = 35,8$ que delimita el núcleo más puro de NACW discutido en el epígrafe 5.6. Para evitar confusión, nótese que la escala vertical varía en cada transecto.

En el transecto 8 se ha producido un solapamiento transitorio de los dos núcleos, superponiéndose casi totalmente las isolíneas de temperatura y de salinidad en la región ocupada por el Agua Mediterránea (entre los 500 y los 800 metros, aproximadamente). Pero en el transecto siguiente, el 7, vuelve a producirse la separación entre los núcleos, quizá ayudado por el saliente en la topografía que contribuye a aislar el núcleo superior a profundidades más someras (500 metros), mientras que el núcleo inferior, también con señal en temperatura, se desplaza talud abajo hasta alcanzar profundidades de 900-1000 metros. En el transecto 6 la extensión del muestreo sólo permite detectar el núcleo superior, ya que el inferior se ha desplazado más hacia el Sur y sólo aparece una pequeña señal del mismo en la estación 236.

Los transectos siguientes presentan unas características comunes muy bien definidas: la corriente Mediterránea se ha estabilizado a profundidades intermedias, entre los 600 y 1300 metros aproximadamente (ver transecto 3, por ejemplo, en el que se baja hasta los 2500 metros), y es muy evidente la separación de los dos núcleos. Entre los 600 y los 800 metros se observa una isolínea de 13 °C, que puede trazar muy adecuadamente este núcleo superior, sin que la salinidad muestre un incremento significativo. Por otro lado, entre los 1000 y 1300 metros, se aprecia un aumento considerable de la salinidad, que es en este caso la mejor trazadora de este núcleo inferior (puede tomarse la isolínea de 36,6 como el límite del mismo). También resulta interesante comentar que en el transecto 1, el más occidental, el núcleo inferior aparece algo despegado del talud y extendiéndose considerablemente en dirección Sur, sin un límite bien definido, lo que podría considerarse como un comportamiento algo anómalo (véase, por ejemplo, el epígrafe 1.5.2 para detalles y Ambar et al., 1999, para un estudio completo).

En la Figura 5.25 se ha representado la profundidad del máximo de salinidad en cada transecto (ver, de nuevo, Figura 5.23 para ubicación) y el valor de ese máximo. El máximo de salinidad toma valores elevados en los transectos más orientales (10 y 9) y desciende bruscamente en el transecto 8. El valor del máximo mantiene una ligera tendencia a la baja durante el resto de transectos, con insinuación de una tendencia a la estabilización en los dos últimos. Estos resultados están en buen acuerdo con los de Baringer y Price (1997) y Mauritzen et al. (2001), que sitúan en una reducida región los procesos de mezcla más intensos, lo que justificaría el notable descenso de salinidad en

los transectos más orientales. En el resto del Golfo de Cádiz, el mínimo de salinidad entre el NACW y el Agua Mediterránea dificulta la influencia mutua y el Agua Mediterránea altera mucho más lentamente sus propiedades termohalinas.

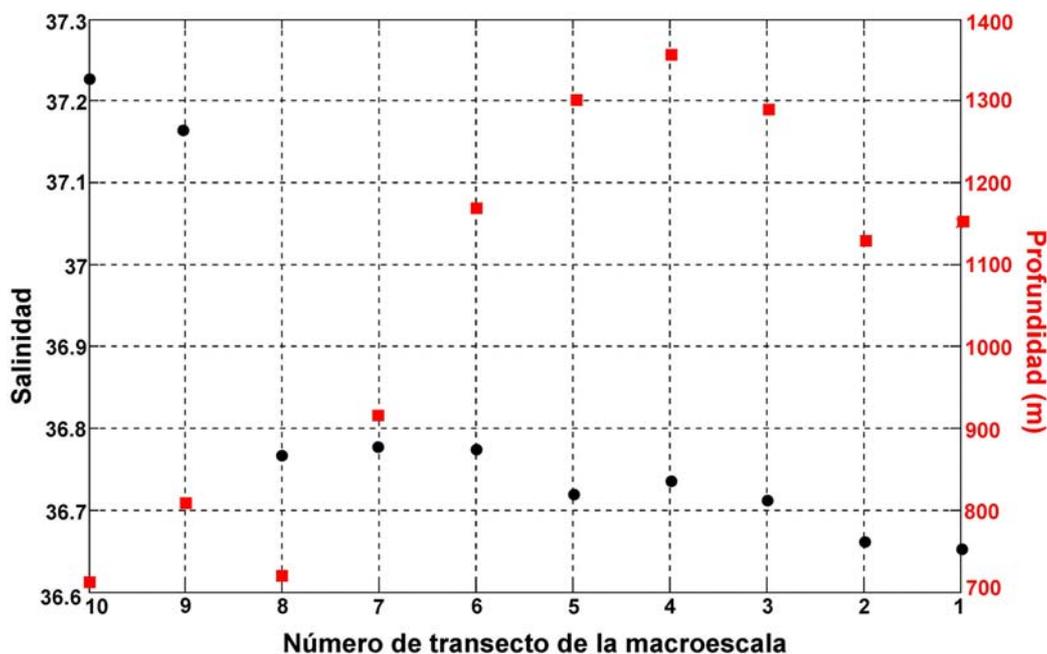


Figura 5.25: Máximo de salinidad (puntos negros, eje izquierdo) y profundidad del máximo (cuadrados rojos, eje derecho) de los transectos de la macroescala. Ver texto para detalles.

La profundidad del máximo, indicativo de la presencia del núcleo inferior de MW, aumenta hasta el transecto 4 (el ligero descenso en el transecto 8 no parece significativo), y luego disminuye suavemente en los dos siguientes. En los dos últimos transectos se insinúa, de nuevo, una tendencia a la estabilización. El aumento en la profundidad se produce conforme la vena Mediterránea desciende por el talud hasta alcanzar flotabilidad neutra, tras algunas pequeñas oscilaciones, y establecerse a profundidades intermedias en los transectos más occidentales del Golfo de Cádiz.

5.7.2.- Análisis de modos empíricos en la vena Mediterránea

Se ha empleado la técnica EOF para estudiar la evolución de la vena de Agua Mediterránea en el Golfo de Cádiz. Para ello se ha realizado un análisis EOF en el intervalo de 300 a 700 metros para la campaña de macroescala. El intervalo de profundidades se ha escogido en el rango de influencia del Agua Mediterránea con la limitación de que las estaciones con profundidades menores del límite inferior no entran

en el análisis, por lo que éste se ha detenido en los 700 metros para poder computar un número significativo de perfiles.

En la Figura 5.26 se representa el primer modo de temperatura y salinidad (paneles a) con los coeficientes de amplitud asociados (paneles b). El porcentaje de varianza explicado (por encima del 70% en ambos casos) es indicativo de la importancia relativa de las estructuras modeladas por el primer modo. La presencia del Agua Mediterránea, caracterizada por su mayor temperatura y salinidad (anomalías positivas asociadas a coeficientes de amplitud positivos), es evidente en la parte Norte del Golfo. No obstante, el Agua Mediterránea no se detecta por encima de los 400-450 metros, puesto que la amplitud del modo es prácticamente nula (el mapa espacial no es representativo). A partir de esas profundidades las amplitudes comienzan a aumentar, indicando una mayor presencia del Agua Mediterránea. De hecho, en el límite inferior del análisis, los coeficientes siguen manteniendo su tendencia creciente, puesto que el Agua Mediterránea sigue siendo una estructura importante por debajo de los 700 metros en la parte Norte del Golfo de Cádiz.

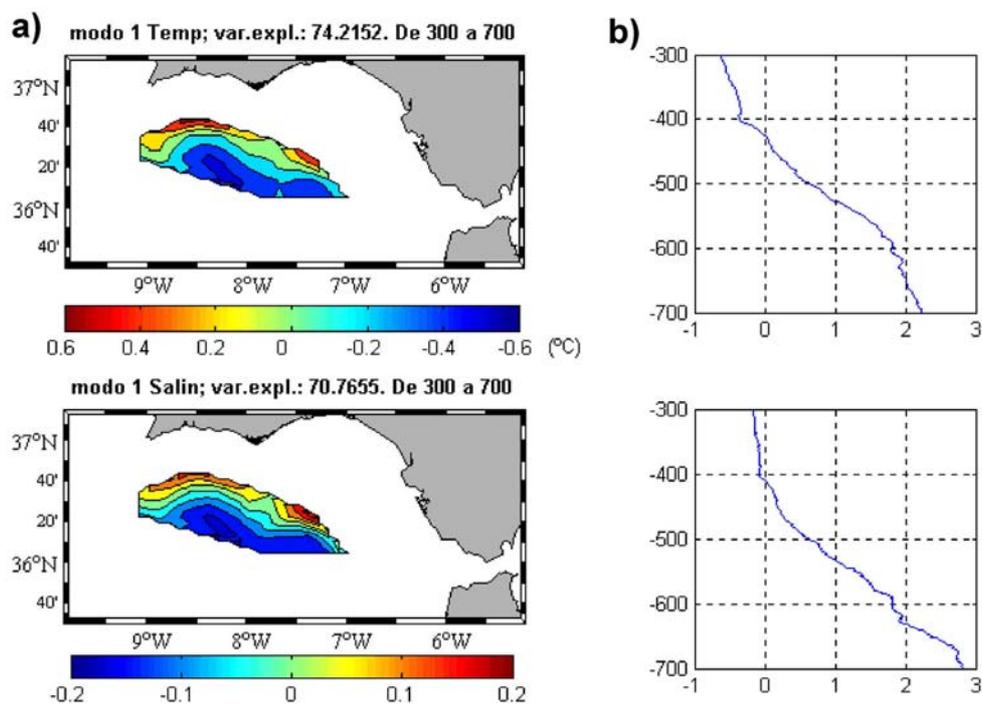


Figura 5.26: a) Mapas espaciales del modo 1 de temperatura (superior) y de salinidad (inferior). b) Coeficientes de amplitud de cada modo en profundidad.

Como era de esperar, la estructura más notable en profundidad, muy bien capturada por el modo 1, es la vena de Agua Mediterránea que fluye a lo largo del talud continental Norte del Golfo.

5.8.- UN INTENTO DE CÁLCULO DE VELOCIDADES VERTICALES

Frente a las velocidades horizontales oceánicas, que frecuentemente alcanzan valores de 1 m/s, la componente vertical w es de sólo unas pocas decenas de metros por día en el mejor de los casos (fracciones de milímetro por segundo). Esos valores están por debajo de la precisión de los instrumentos de medida, por lo que raramente se tienen medidas directas de w . Pero, a pesar su pequeñez, resulta de gran importancia en el ecosistema marino, ya que fertiliza las capas superficiales mediante el transporte de nutrientes desde las capas profundas.

La determinación del movimiento vertical en el océano se puede llevar a cabo mediante diferentes métodos indirectos. Así, en primera aproximación, el método cinemático proporciona una estimación de la velocidad vertical a partir de la ecuación de continuidad

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad [5.13]$$

Asumiendo una velocidad vertical nula en la superficie, se puede estimar la velocidad vertical a una profundidad p despejando de [5.13] e integrando entre dos niveles:

$$w(p) = w_0 - \int_{p_0}^p \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dp \quad [5.14]$$

Pero sucede que, dado un campo de velocidad horizontal sobre un dominio, la estimación de la divergencia (que, normalmente, es de pequeña magnitud) lleva asociado un error importante, lo que conlleva un alto grado de incertidumbre en el

cálculo final de la velocidad vertical⁵. Este método no resulta recomendable, por tanto, para determinar velocidades verticales asociadas a procesos de mesoescala.

Una segunda posibilidad consiste en utilizar la denominada ecuación Omega, un método de diagnóstico de uso frecuente en los estudios de dinámica del océano (Leach, 1987; Tintoré et al., 1991; Pollard y Regier, 1992; Viudez et al., 1996; Allen y Smeed, 1996), que fue importado desde el campo de la Meteorología (Eskinazzi, 1967, 1975; Holton, 1979), donde se aplicó por primera vez a los fluidos geofísicos.

Existen diferentes formulaciones de la ecuación Omega; en este caso se sigue la formulación dada por Hoskins et al. (1978), conocida en la literatura como ecuación Omega cuasi-geostrófica. A esta ecuación se llega a partir de la ecuación de vorticidad cuasi-geostrófica y de la ecuación termodinámica (ver detalles en Ruiz Valero, 2000, por ejemplo).

$$f^2 \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} + N^2 \nabla_h^2 w = 2 \nabla \cdot \vec{Q} \quad [5.15]$$

donde N es la frecuencia de Brunt-Väisälä (ver apéndice II para detalles)

$$N = \sqrt{-\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}} \quad [5.16]$$

∇_h es el operador gradiente horizontal, y \vec{Q} el vector definido como:

$$\vec{Q} = \frac{g}{\rho} \left(\frac{\partial \vec{v}_g}{\partial x} \cdot \nabla \rho', \frac{\partial \vec{v}_g}{\partial y} \cdot \nabla \rho' \right) \quad [5.17]$$

con \vec{v}_g , velocidad geostrófica y ρ' la perturbación de densidad ($\rho' = \rho - \bar{\rho} \ll \bar{\rho}$).

La ecuación Omega requiere para su solución el conocimiento de los campos de densidad y velocidad geostrófica, disponibles para esta campaña merced a los datos de CTD, así como las condiciones de contorno para w . A falta de información adicional, se toma $w = 0$ en los contornos, lo que no es demasiado realista y acarrea inconvenientes

⁵ De hecho, la medida directa de la divergencia horizontal entraña la misma complicación que la medida directa de w en lo referente a precisión. Un pequeño error en ella puede incluso cambiar el signo de w en [5.14] lo que, evidentemente, tiene consecuencias determinantes para decidir si en un lugar existe fertilización o no por movimientos verticales.

en cuanto a la validez de los resultados en ciertas regiones del dominio (ver más adelante).

Mediante el procedimiento descrito, se ha calculado la velocidad vertical utilizando la malla generada con las técnicas de análisis objetivo descritas en el epígrafe 2.4.2. En la Figura 5.27 se representa la velocidad vertical a 5 metros para la macroescala.

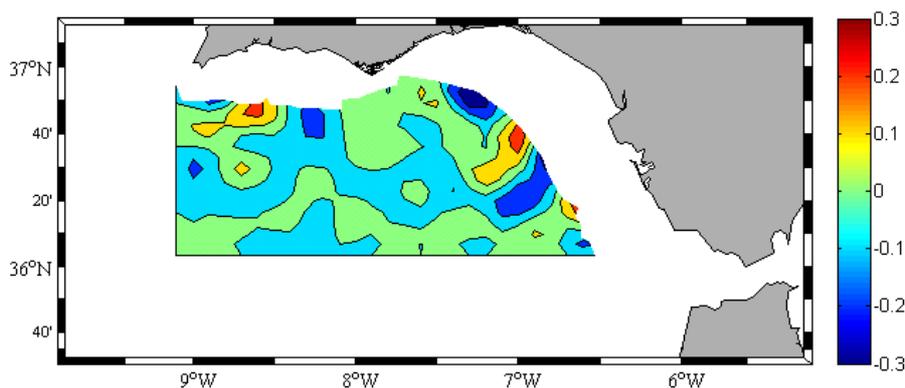


Figura 5.27: Velocidad vertical (m/día) a 5 metros en la macroescala.

Lo primero que hay que notar es que la ecuación Omega deduce la velocidad vertical a partir de $\nabla \cdot \bar{Q}$ y \bar{Q} es derivada de \bar{v}_g que, a su vez, es derivada de ρ . Esto provoca que w sea muy sensible a la calidad de los datos, así como al método de interpolación. Además, al imponer como condición $w = 0$ en los contornos, sólo cuando nos hemos alejado lo suficiente de los límites del dominio tiene algún significado, si acaso, el resultado obtenido.

Otra cuestión a considerar es que, al tomarse la superficie de referencia en los 300 db, los valores para las estaciones más costeras (las más relevantes en lo que a fenómenos de afloramiento se refiere) corresponden a extrapolaciones y pueden estar sujetos a un gran error (incluso en la predicción del signo de la velocidad). Una tercera y más importante consideración es que la hipótesis geostrofica asume sinopticidad en el muestreo (ver epígrafe 4.2) y la ecuación Omega es particularmente sensible a este requerimiento. Por ello, la velocidad w deducida de esta ecuación también lo es. Resulta que la hipótesis de sinopticidad no es particularmente robusta en la macroescala. Todo esto, unido al hecho de que la Figura 5.27 no muestra ninguna estructura bien definida,

hacen que los resultados deban ponerse en entredicho, por lo que no se utilizarán en adelante para el establecimiento de conclusiones.

En este capítulo se han mostrado las características de las masas de agua en el Golfo de Cádiz tomando como referencia la campaña de macroescala. Pero puede plantearse la cuestión de si estas características varían en periodos de unos pocos días, según cambia el régimen de vientos, y, en caso afirmativo, de qué forma lo hacen. En el próximo capítulo se intenta dar respuesta a esta pregunta.

CAPÍTULO SEXTO

VARIABILIDAD INDUCIDA POR EL FORZAMIENTO METEOROLÓGICO

6.1.- INTRODUCCIÓN

A lo largo del mes de Mayo de 2001, las condiciones meteorológicas cambiantes propiciaron que las campañas oceanográficas objeto de estudio en esta memoria fueran realizadas en regímenes de viento diferentes. Ha sido esta una circunstancia muy afortunada, puesto que permite discutir la sensibilidad de la circulación superficial de la cuenca, repetidamente citada en la literatura (Fiúza, 1983; Folkard et al., 1997; Relvas y Barton, 2002; Vargas et al., 2003), pero, en este caso, por primera vez (en la medida que conocemos) a partir de observaciones *in situ*.

En el capítulo 3 se presentó con detalle la evolución de la situación meteorológica. Resumidamente, el viento de Poniente sopló durante la mesoescala 1 y fue dominante durante la macroescala, aunque en esta subcampaña se dio un breve episodio de Levantes (ver Figuras 3.4 y 3.5). La mesoescala 2, por último, fue realizada en condiciones de Levante, que sopló con particular intensidad durante la primera parte de la misma. Por tanto, las variaciones que puedan detectarse entre la mesoescala 1 o macroescala y la mesoescala 2 son, en principio, debidas al cambio de régimen de viento, es decir, corresponde a una variabilidad inducida por el viento.

A lo largo del presente capítulo, se analizarán resultados de la mesoescala 2 con el ánimo de compararlos con los mostrados en el capítulo anterior y, a partir de ahí, inferir de qué forma y en qué lugares el efecto del viento es importante. Siguiendo la diferenciación hecha en el capítulo 5 entre circulación en la parte exterior del Golfo y en la plataforma, en este capítulo nos centraremos en la primera, dejando para el capítulo 7 el estudio de la circulación en la plataforma y su variabilidad de forma conjunta.

6.2.- PATRONES HIDROLÓGICOS

6.2.1.- Los diagramas TS en las distintas subcampañas

En la Figura 6.1 se presentan los diagramas TS de las tres subcampañas. El correspondiente a la macroescala ya ha sido comentado en el epígrafe 5.2, pero merece la pena detenerse en algunas diferencias y similitudes entre las campañas. En primer

lugar, todos los muestreos tienen la característica forma de V inclinada correspondiente al NACW y a las líneas de mezcla de esta última con el MW. El número de líneas de mezcla, indicativo de la profundidad de mezcla, es variable en cada subcampaña, dependiendo del mayor o menor número de estaciones. Sólo en las estaciones más profundas de la macroescala se detecta NADW. A diferencia del NACW y del MW, que tienen muy poca variabilidad, la parte superior de los diagramas TS (SAW y AP) sufre claras modificaciones en los distintos muestreos.

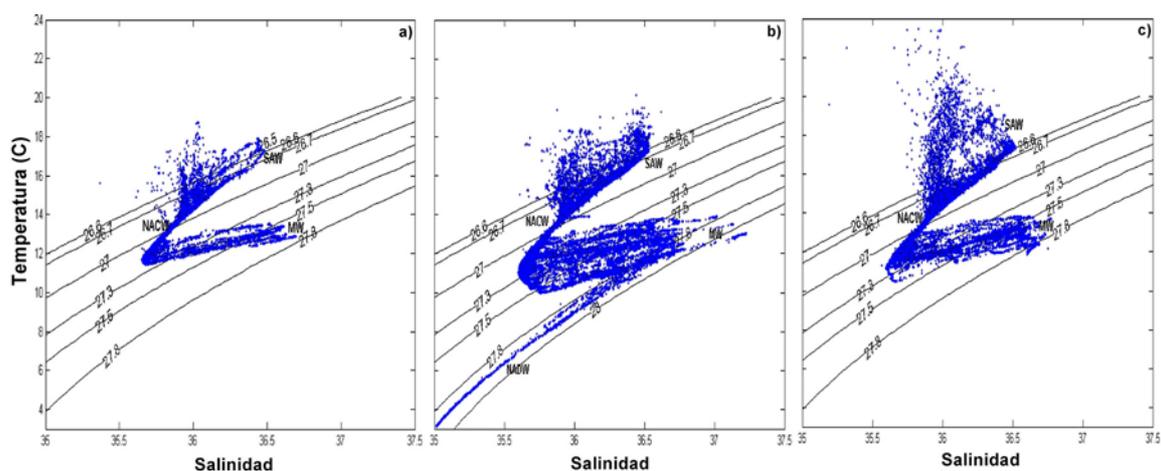


Figura 6.1: Diagramas TS de la mesoescala 1 (panel a), macroescala (b) y mesoescala 2 (panel c). Se han indicado algunas isopícnas representativas y los acrónimos de las distintas masas de agua.

Se aprecia en todos los diagramas, sobre todo en el de la mesoescala 2, que a partir de una cierta isopícnica ($\sigma_t \approx 27$) el NACW empieza a sufrir procesos de mezcla con las aguas cálidas de plataforma (ver sección 5.6.1). Asimismo, el SAW también sufre procesos de mezcla con esta agua, confiriendo a la parte superior de los diagramas TS una forma característica de triángulo, menos evidente en la mesoescala 1 y muy evidente en la mesoescala 2. Por debajo de la isopícnica $\sigma_t \approx 27$, no se aprecian variaciones importantes, lo que sugiere que la variabilidad afecta a una capa superficial, cuyo alcance, de momento indeterminado, se irá afinando en los siguientes apartados.

6.2.2.- Variación temporal a distintas profundidades

Por coherencia con el análisis hecho en el capítulo 5, se seguirá trabajando con las profundidades de 10, 50 y 100 metros que, por otra parte, permiten un estudio apropiado de la variación temporal a distintas profundidades.

En la Figura 6.2 (paneles a, d y g) se puede comprobar cómo el campo de temperatura a 10 metros presenta notables diferencias de unas campañas respecto a otras. Para manejar unos valores numéricos, se presenta en la Tabla 6.1 el valor medio de la temperatura, la salinidad y la sigma-t en la región común de la mesoescala 1. Puesto que el comportamiento en la mesoescala 1 y la macroescala es bastante parecido (las estructuras están algo más debilitadas en esta última), en la Tabla 6.2 se realiza una comparación similar (para la temperatura y salinidad) sólo entre la mesoescala 2 y la macroescala, lo que permite una extensión geográfica algo mayor. En cualquier caso, los resultados no difieren excesivamente de los de la Tabla 6.1, por lo que los valores pueden considerarse robustos.

Tabla 6.1: Valores medios de las variables a distintas profundidades (I)				
Campaña	Variable	10 m	50 m	100 m
Mesoescala 1	Temperatura	15,6 ± 0,4	15,1 ± 0,9	14,8 ± 0,4
	Salinidad	36,00 ± 0,05	36,1 ± 0,2	36,01 ± 0,08
	Sigma-t	26,60 ± 0,09	26,77 ± 0,08	26,84 ± 0,03
Macroescala	Temperatura	16,9 ± 0,3	15,1 ± 0,5	15,0 ± 0,2
	Salinidad	36,00 ± 0,05	36,04 ± 0,08	36,10 ± 0,04
	Sigma-t	26,30 ± 0,07	26,74 ± 0,06	26,81 ± 0,02
Mesoescala 2	Temperatura	19 ± 1	15,7 ± 0,3	15,1 ± 0,2
	Salinidad	36,0 ± 0,1	36,14 ± 0,08	36,11 ± 0,04
	Sigma-t	25,8 ± 0,3	26,68 ± 0,04	26,80 ± 0,02

Tabla 6.1: Valores medios de temperatura, salinidad y sigma-t a las profundidades de referencia en las tres subcampañas. Los cálculos se han realizado en la zona común de la mesoescala 1. En rojo se resalta la gran variabilidad en la temperatura media.

Tabla 6.2: Valores medios de las variables a distintas profundidades (II)				
Campaña	Variable	10 m	50 m	100 m
Macroescala	Temperatura	17,1 ± 0,4	15,1 ± 0,5	15,0 ± 0,2
	Salinidad	36,01 ± 0,05	36,03 ± 0,09	36,10 ± 0,04
Mesoescala 2	Temperatura	19 ± 1	15,7 ± 0,4	15,2 ± 0,3
	Salinidad	36,0 ± 0,1	36,13 ± 0,09	36,14 ± 0,06

Tabla 6.2: Valores medios de temperatura y salinidad a las profundidades de referencia en la macroescala y mesoescala 2. Los cálculos se han realizado en la zona común de la mesoescala 2. En rojo se resalta la gran variabilidad en la temperatura media.

La temperatura es, en media, más de tres grados menor en la mesoescala 1 que en la mesoescala 2 (Tabla 6.1). El NACW aflorada en Cabo Santa María es más visible

en la mesoescala 1 y se extiende incluso al Este del Cabo¹, relegando la región de aguas cálidas costeras a posiciones más orientales bajo vientos de Poniente (Figura 6.2a). Por el contrario, en la mesoescala 2 (Figura 6.2g), las aguas afloradas han quedado desplazadas al Oeste de Cabo Santa María y apartadas de la costa hacia el Sur por el avance de las aguas cálidas de plataforma, que se han extendido en esta dirección bajo el efecto de los Levantes (Fiúza et al., 1982; Fiúza, 1983; Folkard et al., 1997; Vargas et al., 2003).

La macroescala corresponde, según esta descripción, a una situación intermedia entre ambas mesoescalas, aunque más similar a la mesoescala 1, ya que el régimen de vientos fue mayoritariamente de Poniente (con algunos episodios de Levantes). Algunas de las estructuras presentes en la mesoescala 1 aparecen debilitadas en la macroescala. Por ejemplo, el afloramiento de Cabo Santa María tiene menor extensión y la temperatura media a 10 metros es intermedia entre las dos mesoescalas (Tabla 6.1). Por otro lado, en la mesoescala 2 la lengua de aguas frías que constituía el frente de Huelva (muy visible en la mesoescala 1 y apreciable también en la macroescala) ha desaparecido y el núcleo central de SAW no se aprecia como tal, puesto que, a esta profundidad, la mayor parte de la cuenca tiene una temperatura uniforme.

La salinidad a 10 metros se muestra en los paneles b, e y h de la Figura 6.2 para las tres subcampañas. En la zona común muestreada, la situación general es bastante similar en todas ellas, a diferencia del caso de la temperatura. De hecho, la salinidad media en la zona común de las tres subcampañas a esta profundidad es la misma (Tabla 6.1). Esta situación estaría relacionada con el hecho de que, en general, la salinidad conserva la información durante más tiempo que la temperatura debido a que la primera está más influenciada por procesos de intercambio de calor con el exterior y a que la difusión de calor es más efectiva que la difusión de sal, puesto que el coeficiente de difusión de calor es unos dos órdenes de magnitud mayor que el de sal (Pond y Pickard, 1983).

¹ Si los muestreos fueran lo suficientemente extensos, el NACW aflorada sería visible en toda la costa Sur portuguesa hasta Cabo San Vicente, como demuestran las imágenes SST (epígrafe 6.5).

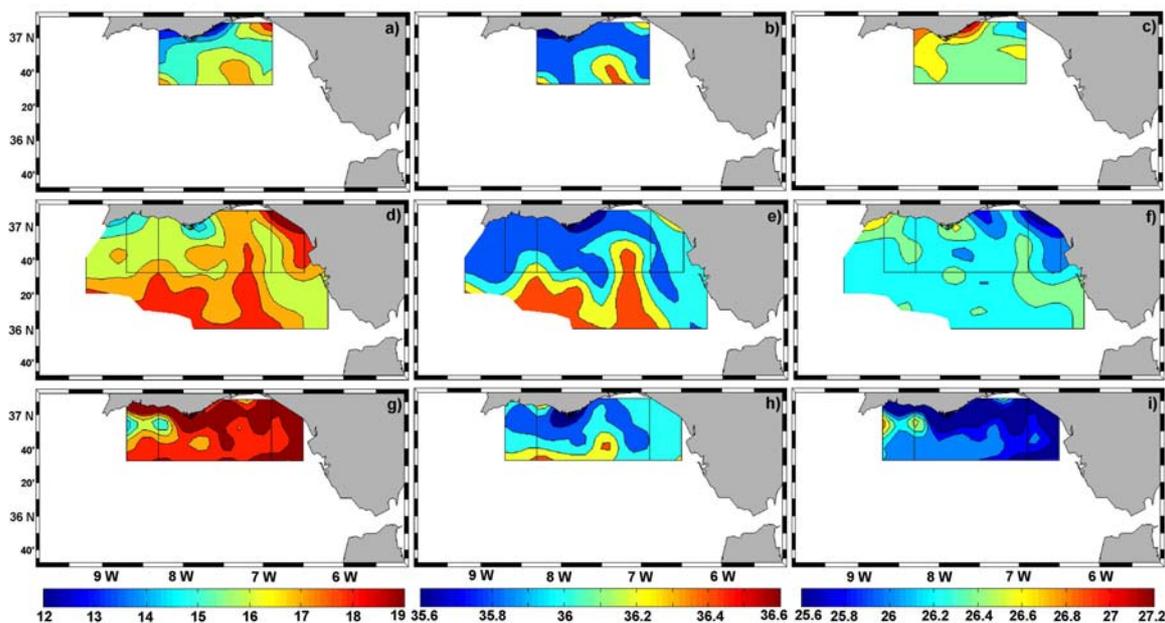


Figura 6.2: Temperatura ($^{\circ}\text{C}$, paneles a, d, g), salinidad (b, e, h) y sigma-t (c, f, i) en mesoescala 1 (fila superior), macroscala (fila central) y mesoescala 2 (fila inferior) a 10 m. Para facilitar la comparación, se ha indicado la extensión de la mesoescala 1 y 2 cuando corresponde.

En todas las subcampañas es visible la signatura de los filamentos de aguas de menor salinidad frente al Cabo Santa María y paralelo a las costas españolas, aunque en el caso de la mesoescala 1 se encuentra algo más desplazado hacia el Oeste (en todo caso, la extensión del muestreo es insuficiente para determinar con exactitud su situación y dimensiones). Es posible que la variabilidad de las corrientes (ver epígrafe 6.4.1), que transportan las aguas afloradas para constituir los filamentos, induzca pequeñas variaciones en la posición de los mismos.

La evolución de la densidad (sigma-t) se resume en los paneles c, f e i de la Figura 6.2. Como la variación espacial de la salinidad es relativamente pequeña respecto a la temperatura, el campo de densidad está dominado por la temperatura y la variabilidad observada en ésta se traslada a la densidad, por lo que no nos extenderemos en detalles. En general, las regiones de aguas frías afloradas se corresponden con aguas más densas y las zonas cálidas con aguas más ligeras. En consecuencia, el máximo de sigma-t promedio a esta profundidad se alcanza en la mesoescala 1 y el mínimo en la mesoescala 2 (Tabla 6.1).

A 50 metros de profundidad (Figura 6.3), el campo de temperaturas pierde su variabilidad superficial intercampañas y adopta un patrón similar, con el núcleo central

cálido de SAW y la zona de la plataforma ocupada por NACW más fría. La similitud entre las tres subcampañas es muy evidente y los valores medios en la región común son muy parecidos, aunque aún algunas décimas de grado superiores en la mesoescala 2 (Tabla 6.1). La salinidad, que no presentaba variabilidad temporal en los patrones espaciales a 10 metros, tampoco lo hace a 50 y en todos los muestreos se detectan aguas más salinas coincidiendo con el núcleo central de SAW y aguas menos salinas en la zona de plataforma (NACW aflorada). El campo de densidad (σ_t) está dominado por la temperatura, puesto que las mayores densidades se corresponden con las aguas más frías, aunque éstas son menos salinas, y las menores densidades con las aguas más cálidas, a pesar de su mayor salinidad. En cualquier caso, la distribución espacial es parecida en las tres subcampañas, al igual que sucedía con la temperatura y salinidad (Figura 6.3).

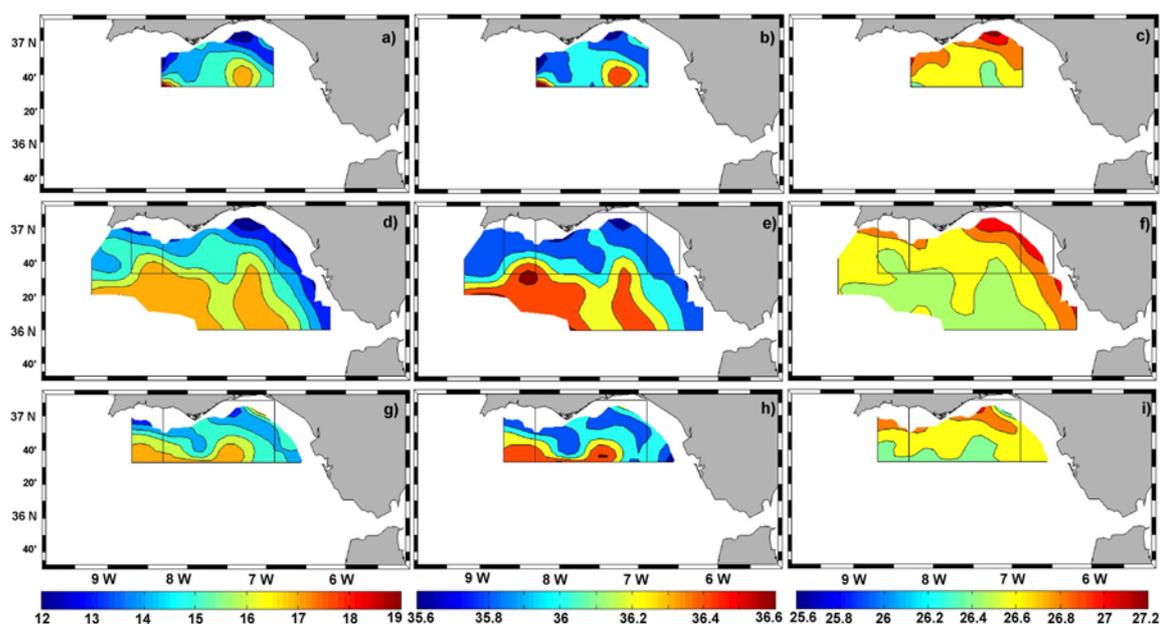


Figura 6.3: Temperatura ($^{\circ}\text{C}$, paneles a, d, g), salinidad (b, e, h) y σ_t (c, f, i) en mesoescala 1 (fila superior), macroescala (fila central) y mesoescala 2 (fila inferior) a 50 m. Para facilitar la comparación, se ha indicado la extensión de la mesoescala 1 y 2 cuando corresponde.

Por último, a 100 metros de profundidad (Figura 6.4), se mantiene la similitud en la distribución espacial de las variables a lo largo de las distintas subcampañas y el patrón comentado anteriormente para 50 metros es válido también ahora. Los valores medios en la región común, recogidos en la Tabla 6.1, son muy parecidos para las tres variables de estudio.

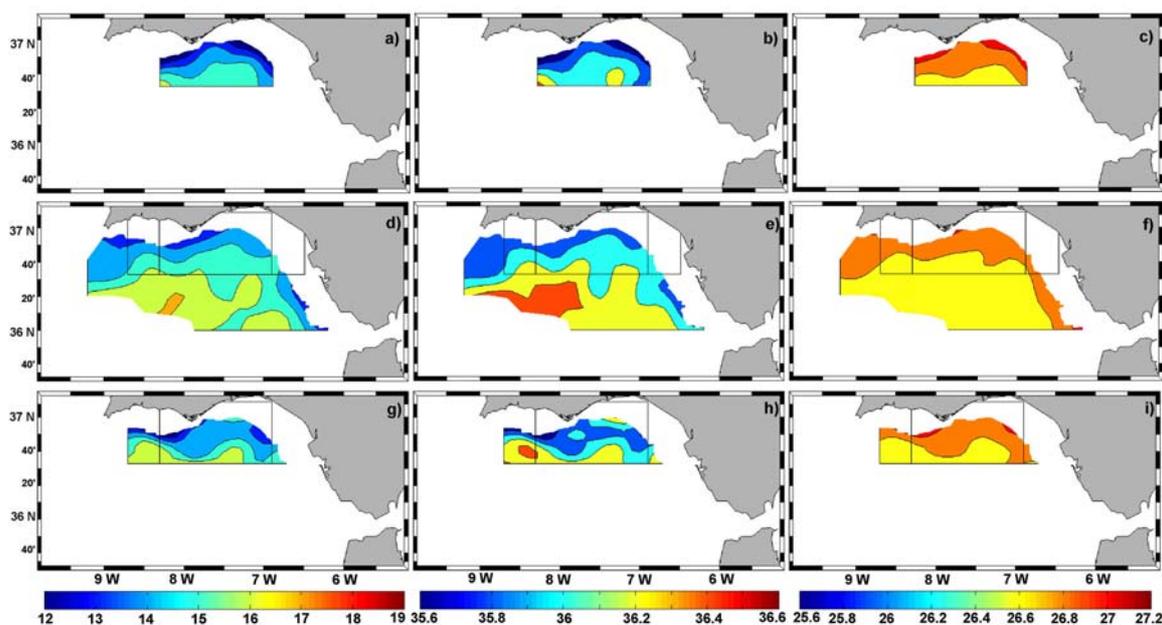


Figura 6.4: Temperatura ($^{\circ}\text{C}$, paneles a, d, g), salinidad (b, e, h) y sigma-t (c, f, i) en mesoescala 1 (fila superior), macroescala (fila central) y mesoescala 2 (fila inferior) a 100 m. Para facilitar la comparación, se ha indicado la extensión de la mesoescala 1 y 2 cuando corresponde.

La descripción anterior indica que, por encima de una cierta profundidad (< 50 metros), los patrones hidrológicos, en particular la temperatura y la densidad, están influenciados por fenómenos superficiales (i.e, el régimen de vientos) que producen gran variabilidad en las estructuras de superficie -frente de Huelva, aguas cálidas de plataforma, afloramiento en Cabo Santa María, etc-, (Fiúza, 1983, Relvas y Barton, 2002, Vargas et al., 2003, Sánchez y Relvas, 2003a). Estos fenómenos superficiales sólo se extienden unas decenas de metros en profundidad, puesto que a profundidades intermedias las características hidrológicas son muy similares en las diferentes subcampañas.

6.2.3.- Un caso de estudio: el filamento de Cabo Santa María

A continuación se realiza un estudio, similar al realizado en el epígrafe 5.5, del filamento de Cabo Santa María durante la mesoescala 2, a fin de seguir la evolución del mismo forzada por las condiciones meteorológicas cambiantes.

Lo primero que merece la pena comentar es que, aun cuando en la mesoescala 2 no se dan las condiciones favorables para afloramiento en el Cabo Santa María, la signatura TS típica del filamento (ver Figura 5.9) sigue existiendo. La Figura 6.5b

muestra la corriente geostrofica referida a 300 db superpuesta al campo de salinidad a 50 metros. En el panel a de la misma figura se han marcado las estaciones con el pico característico de la señal de las aguas afloradas en el diagrama TS (comparar con la Figura 5.12). La corriente sigue con bastante aproximación las curvas isohalinas y el valle del meandro entre 7,5°W y 8°W que presenta se correspondería con el filamento de Cabo Santa María, que ahora no ha podido muestrearse con tanta extensión como en la macroescala.

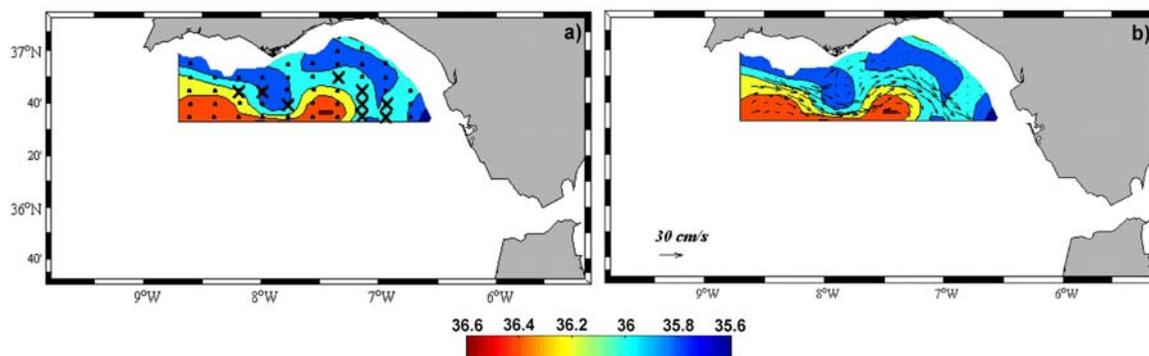


Figura 6.5: a) Salinidad a 50 m en la mesoescala 2. Se han señalado las estaciones con señal del filamento en el diagrama TS. b) Salinidad a 50 m y velocidad geostrofica respecto a 300 db.

La ubicación de las estaciones en las que se observa señal de aguas afloradas está en buen acuerdo con el patrón de circulación existente, aunque una comparación detenida de la Figura 6.5 con las Figuras 5.11 y 5.12 sugiere un ligero desplazamiento del filamento hacia el Oeste, acaso en respuesta al Levante dominante en la mesoescala 2. Sin embargo, la menor extensión del muestreo en la segunda mesoescala dificulta la comparación. Lo importante es reseñar que el filamento de Cabo Santa María (también el otro filamento que discurre paralelo a las costas españolas) persiste aun cuando el afloramiento inducido por el Poniente en el Cabo Santa María haya cesado. Parece entonces bastante evidente que el origen del filamento es el afloramiento de Cabo San Vicente, un fenómeno mucho más permanente en primavera y verano (Relvas y Barton, 2002).

La Figura 6.6 muestra el resultado del análisis EOF llevado a cabo para la mesoescala 2. La primera limitación es que la extensión geográfica de los muestreos es menor, por tanto el extremo Sur del filamento no está del todo resuelto. Además, el modo que reproduce el filamento en temperatura es, en este caso, el segundo modo, con un porcentaje de varianza explicada algo inferior (del orden del 34%). Por el contrario,

en salinidad, el primer modo explica el 52% de la varianza y es el que modela el filamento. Una explicación a este hecho puede deberse a que la estructura térmica superficial de la mesoescala 2 ha sufrido importantes variaciones (la contracorriente costera cálida se ha extendido hacia el Oeste y el afloramiento está restringido a las proximidades del Cabo San Vicente, ver epígrafe 6.2.2 y Figura 6.2) y la señal térmica del filamento se ha desvanecido en superficie. Por otra parte, debido a la más lenta difusión de sal que de calor, la señal salina del filamento conserva aún su identidad. Por ello, la varianza englobada en el primer modo de esta variable es mayor.

Por lo demás, la interpretación de la Figura 6.6 es análoga a la de la 5.13, con anomalías positivas tanto de temperatura y salinidad y coeficientes de amplitud negativos en ambos casos, correspondiéndose, por tanto, con aguas más frías y menos salinas, características del filamento. La reproducción del filamento por los modos de temperatura y salinidad en el intervalo 20-160 metros es muy evidente (se han marcado con aspas las estaciones con señal salina del mismo a 50 m, ver Figura 6.5). La evolución en profundidad, modelada por los coeficientes de amplitud, es muy similar a la de la macroescala: la signatura es máxima en torno a los 40-50 metros y desaparece progresivamente al ir disminuyendo en valor absoluto los coeficientes de amplitud.

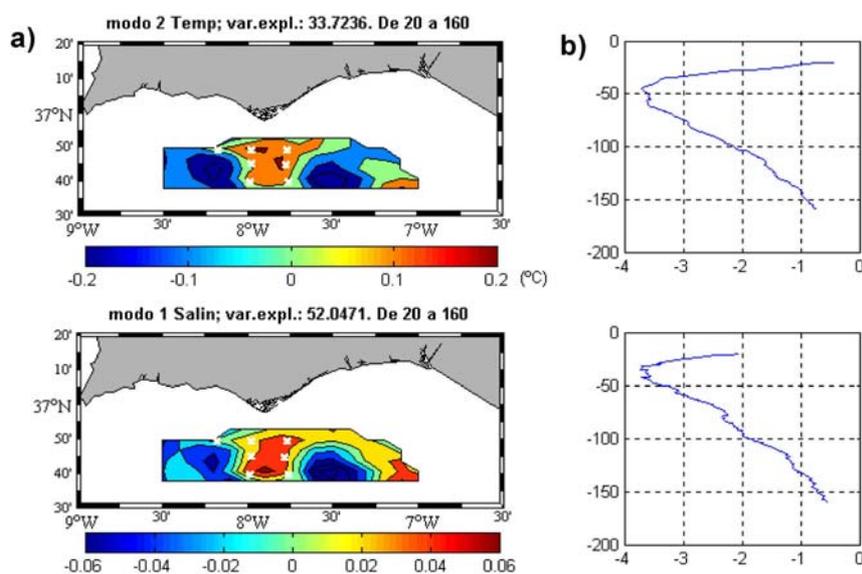


Figura 6.6: a) Mapas espaciales del modo 2 de temperatura (superior) y del modo 1 de salinidad (inferior). Se han marcado las estaciones con señal del filamento. b) Coeficientes de amplitud de cada modo en profundidad (valores negativos suponen una inversión de los mapas espaciales).

Para determinar el volumen de agua aflorada transportado por el filamento, se ha repetido el cálculo de la sección 5.5.4. La Figura 6.7, análoga a la 5.14 de la

macroescala, indica los límites establecidos. Al igual que en la macroescala, se ha tomado la isolínea de 36,2 pero, en este caso, la señal en profundidad se extiende unos metros más abajo (también en buen acuerdo con el análisis EOF de la Figura 6.6). El volumen transportado se estima en 0,04 Sv hacia el Sur. Es interesante notar la diferencia respecto al mismo cálculo en la macroescala. La fisonomía de las isolíneas en la mesoescala 2, describiendo un meandro (primero hacia el Sur y luego hacia el Norte) a la altura del filamento de Cabo Santa María (ver también 6.4.1 más adelante), hace que el transporte neto descienda considerablemente. Este hecho se refleja también en la gran simetría de las líneas de velocidad en la Figura 6.7b. En la macroescala, al producirse una bifurcación a la altura del filamento (ver Figura 5.11), las velocidades en la sección de referencia son mayoritariamente hacia el Sur, proporcionando un transporte mayor en esta dirección.

El cálculo anterior debe tomarse a modo orientativo, puesto que los límites de integración, aunque razonables, se han establecido de forma arbitraria y una variación en éstos altera los resultados finales. Por ejemplo, si se desplaza 5 km hacia el Oeste el límite occidental, el transporte hacia el Sur se establece en 0,09 Sv. En todo caso, la disminución respecto a la macroescala es notable, tanto por el cambio en las corrientes como por la disminución del volumen de aguas afloradas, lo que se refleja en la menor extensión horizontal del filamento (compárese la Figura 6.7 con la 5.14).

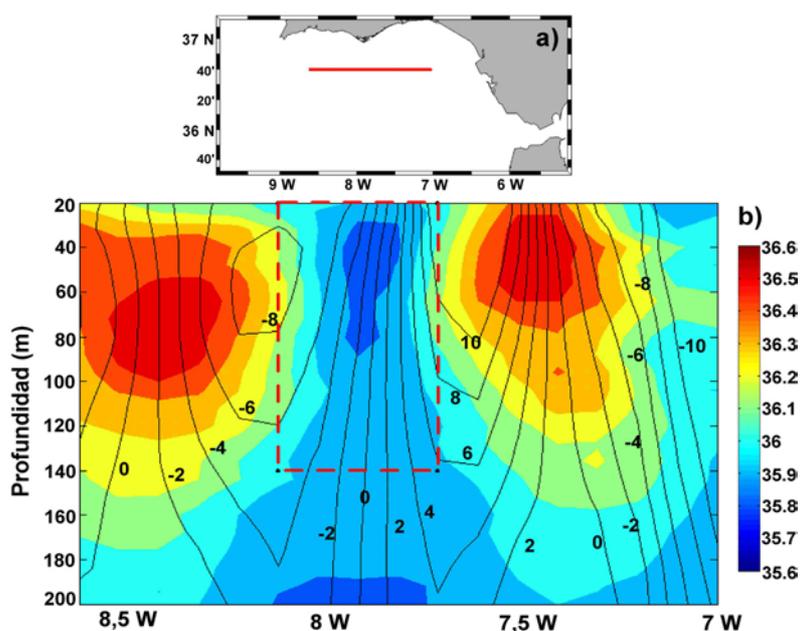


Figura 6.7: Salinidad (escala de color) y velocidad geostrófica normal (cm/s, en contornos) en el transecto indicado (panel a) de la mesoescala 2. Se indican en rojo los límites del filamento.

6.3.-VARIABILIDAD DE LAS MASAS DE AGUA SUPERFICIALES

La variabilidad de corto periodo inducida, principalmente, por el viento afecta a pocas decenas de metros de la columna de agua. En este epígrafe, se concreta el alcance de dicha variabilidad, estudiando la composición de las aguas superficiales en términos de mezclas de aguas “tipo” de referencia y de cómo varía esa composición.

6.3.1.- Triángulo de mezclas en la capa superficial

La forma característica de triángulo que presenta la parte superior de los diagramas TS, debido a las mezclas que se producen entre las distintas masas de agua por encima de la isopícnica de $\sigma_t \approx 27$, permite hacer un estudio sencillo de las mismas.

La Figura 6.8 muestra una ampliación de los diagramas TS de la Figura 6.1 para la capa más superficial. Se ha dibujado un triángulo que engloba la mayor parte de los puntos TS de esta capa superficial. El vértice A (en verde) corresponde al NACW sin mezclar, de acuerdo con la discusión hecha en el epígrafe 5.6.1, donde se argumentaba que el punto $\sigma_t \approx 27$ tenía una temperatura y salinidad prácticamente uniformes ($T \approx 13,2^\circ\text{C}$, $S \approx 35,8$). Estas han sido, pues, las coordenadas TS elegidas para este punto.

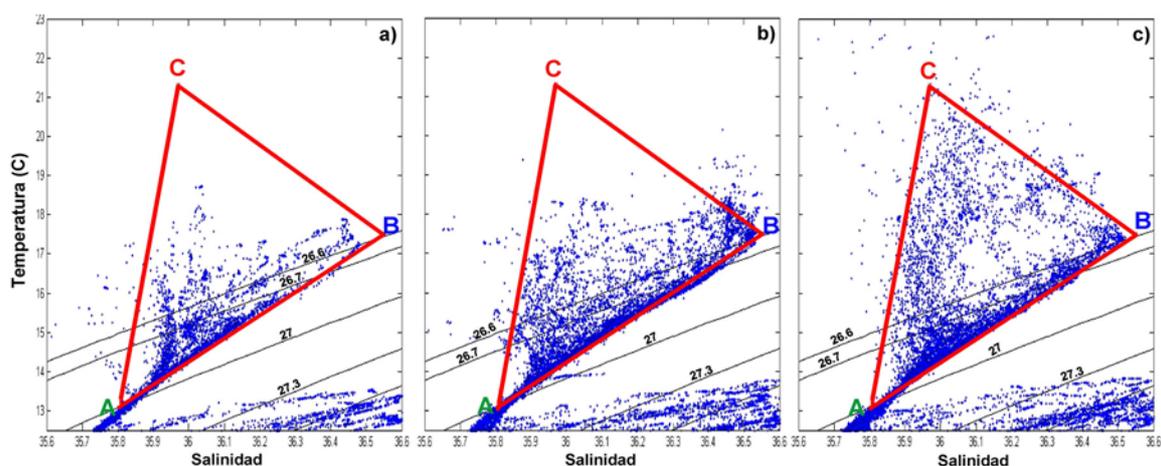


Figura 6.8: Detalle de los diagramas TS en la región más superficial de la mesoescala 1 (a), macroescala (b) y mesoescala 2 (c). Se indican los puntos A, B y C que se refieren en el texto.

El vértice B (en azul) figura en el límite de la relación lineal Temperatura-Salinidad característica del NACW. Teóricamente, ese punto se correspondería con las

NACW más someras que, lógicamente, han estado expuestas a intercambios océano-atmósfera, modificando su temperatura y salinidad. En principio, ese vértice podría identificarse con las SAW antes de que sean notablemente modificadas por esos intercambios. Finalmente, el vértice C se corresponde con aguas cálidas del tipo que denominamos aguas de plataforma (AP) en el epígrafe 5.2.4.

Las coordenadas TS de los tres vértices se relacionan en la Tabla 6.3.

Tabla 6.3 : Coordenadas TS de los puntos de mezcla		
Vértice	Temperatura (°C)	Salinidad
A	13,2	35,8
B	17,5	36,55
C	21,3	35,97

6.3.2.- Determinación de los coeficientes de mezclas

Definidos los puntos anteriores, la temperatura y salinidad de cualquier punto arbitrario P del diagrama TS se puede expresar como combinación lineal de la temperatura y salinidad de los puntos de referencia A, B y C, es decir:

$$T_P = a \cdot T_A + b \cdot T_B + c \cdot T_C \quad [6.1]$$

$$S_P = a \cdot S_A + b \cdot S_B + c \cdot S_C \quad [6.2]$$

donde T_P y S_P son la temperatura y salinidad del punto genérico P. T_A , T_B y T_C son las temperaturas de los puntos de referencia A, B y C y S_A , S_B y S_C , la salinidad de los mismos puntos.

Por otra parte, para los puntos interiores del triángulo (recuérdese que los puntos A, B y C se han escogido para que la práctica totalidad de los puntos sean interiores) deberá cumplirse la condición de normalización:

$$a + b + c = 1 \quad [6.3]$$

Las ecuaciones [6.1] a [6.3] constituyen un sistema determinado de tres ecuaciones con tres incógnitas, a , b y c , que puede resolverse para todos los puntos del

diagrama TS. Estas incógnitas son, en realidad, función de las tres coordenadas espaciales (cada punto P tiene su conjunto de valores a , b y c), lo que proporciona información espacial sobre las mezclas. En la práctica, el sistema de ecuaciones se ha aplicado a promedios verticales de temperatura y salinidad sobre intervalos de profundidad determinados en lugar de a valores puntuales para hacer un cierto suavizado espacial de los coeficientes.

6.3.3.- Variación temporal de las mezclas

6.3.3.a.- Promedios cada 5 metros

Las Figuras 6.9, 6.10 y 6.11 muestran los mapas horizontales de los coeficientes para cada subcampana promediados verticalmente cada 5 metros (desde la superficie hasta los 40 metros). Se ha representado la composición porcentual para cada tipo de agua en una escala de 0 a 1, es decir, los coeficientes $a(x,y)$, $b(x,y)$ y $c(x,y)$ en capas sucesivas de 5 metros.

En la mesoescala 1 (Figura 6.9) se observa cómo, desde la superficie hasta la máxima profundidad estudiada, la distribución de las aguas apenas sufre variaciones significativas. Se detecta una alta concentración de agua A (NACW) en la parte Norte del Golfo de Cádiz, extendiéndose también al Este de Cabo Santa María, mientras que la parte central está ocupada por un agua con características muy parecidas a la del punto B (SAW), en buen acuerdo con la descripción hidrológica del epígrafe 6.2.2. El balance entre los coeficientes se satisface prácticamente considerando sólo estos dos puntos del diagrama porque la concentración de aguas tipo C (cálidas de plataforma) es muy pequeña en toda la región muestreada (sólo hay ligeras trazas en superficie en la parte más nororiental del muestreo).

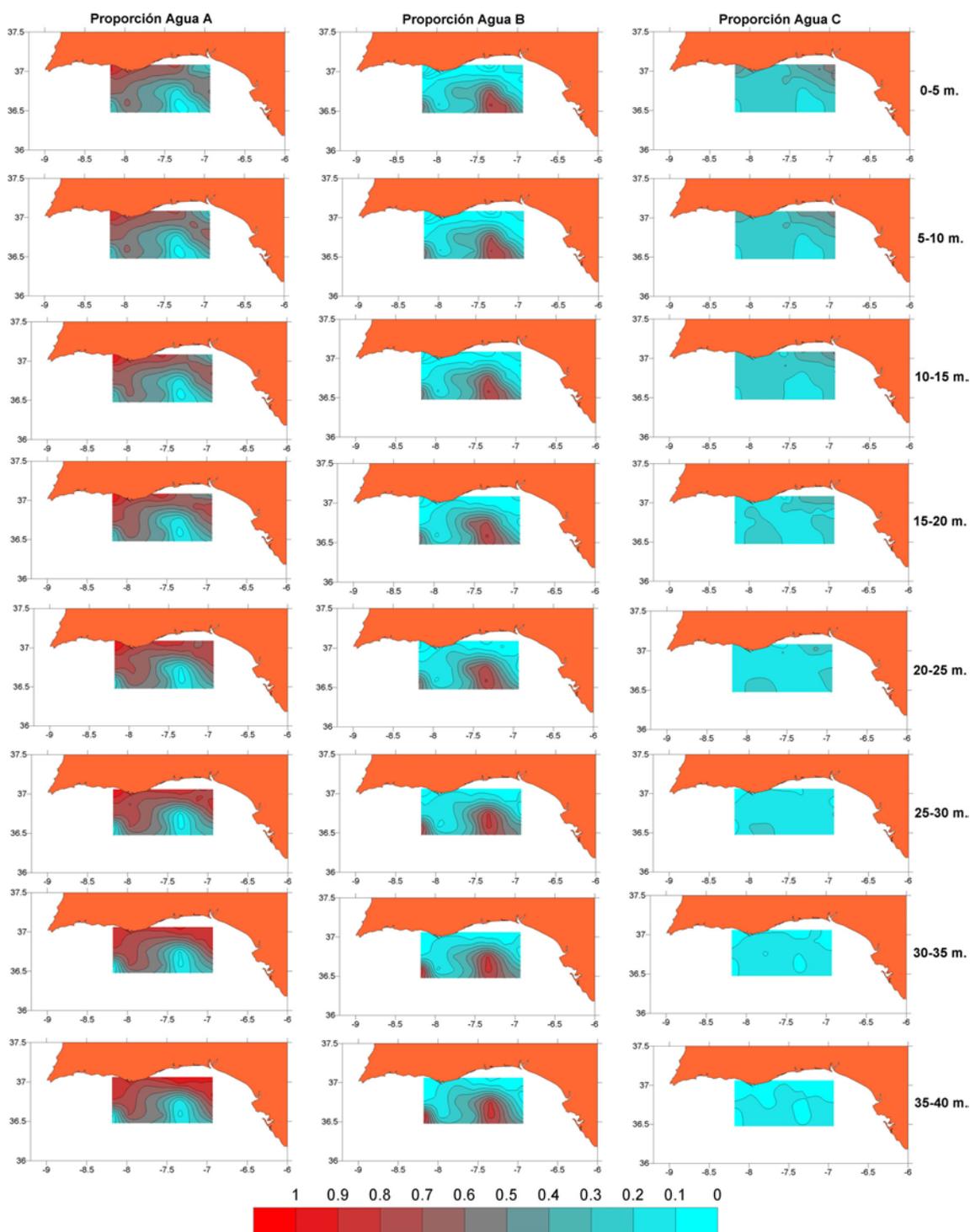


Figura 6.9: Distribución porcentual horizontal de las masas de agua definidas en la Tabla 6.3 para la mesoescala 1. Se han realizados promedios verticales cada 5 metros hasta un máximo de 40 m.

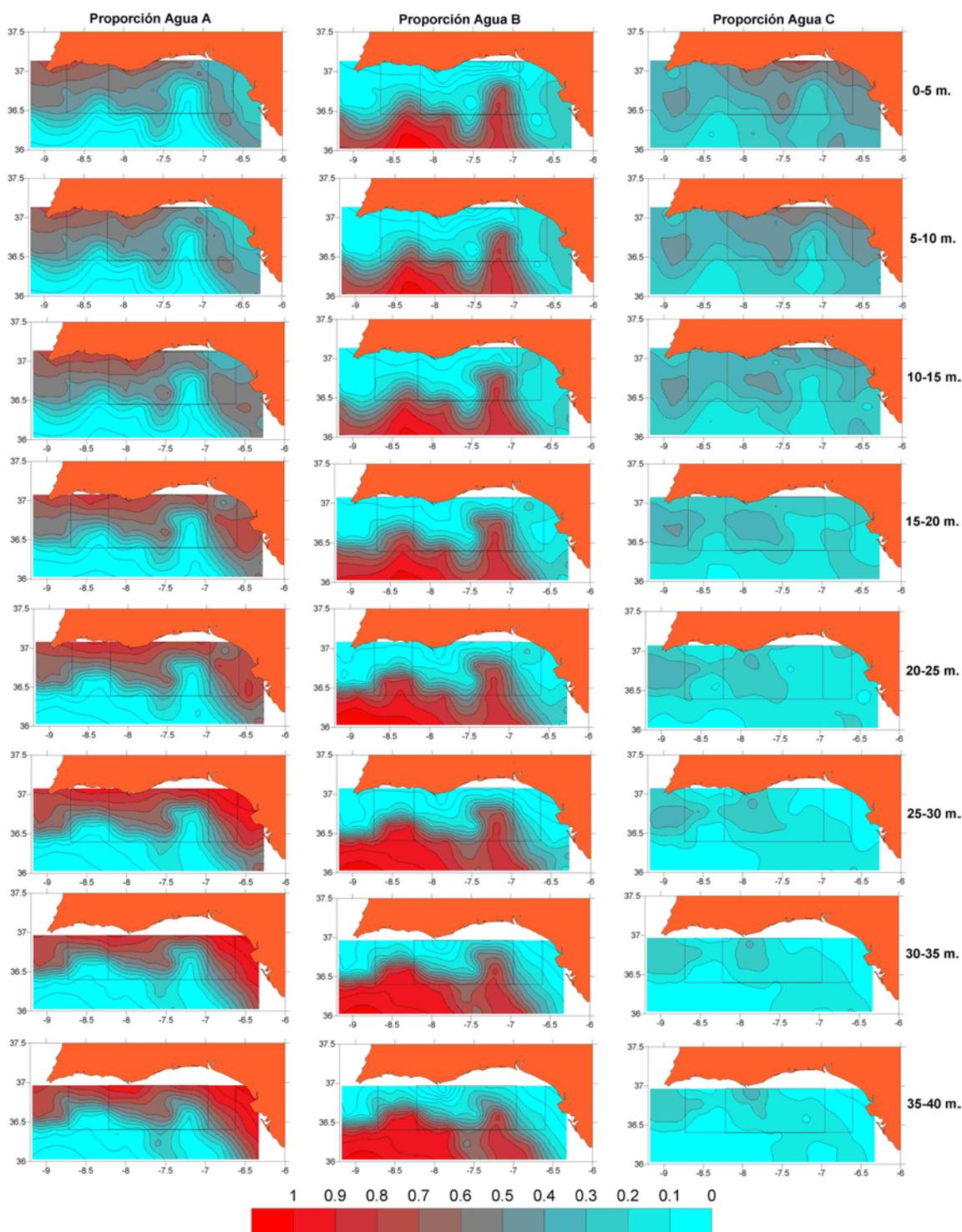


Figura 6.10: Distribución porcentual horizontal de las masas de agua definidas en la Tabla 6.3 para la macroescala. Se han realizados promedios verticales cada 5 metros hasta un máximo de 40 m. Para facilitar la comparación, se ha indicado la extensión de las mesoescalas 1 y 2.

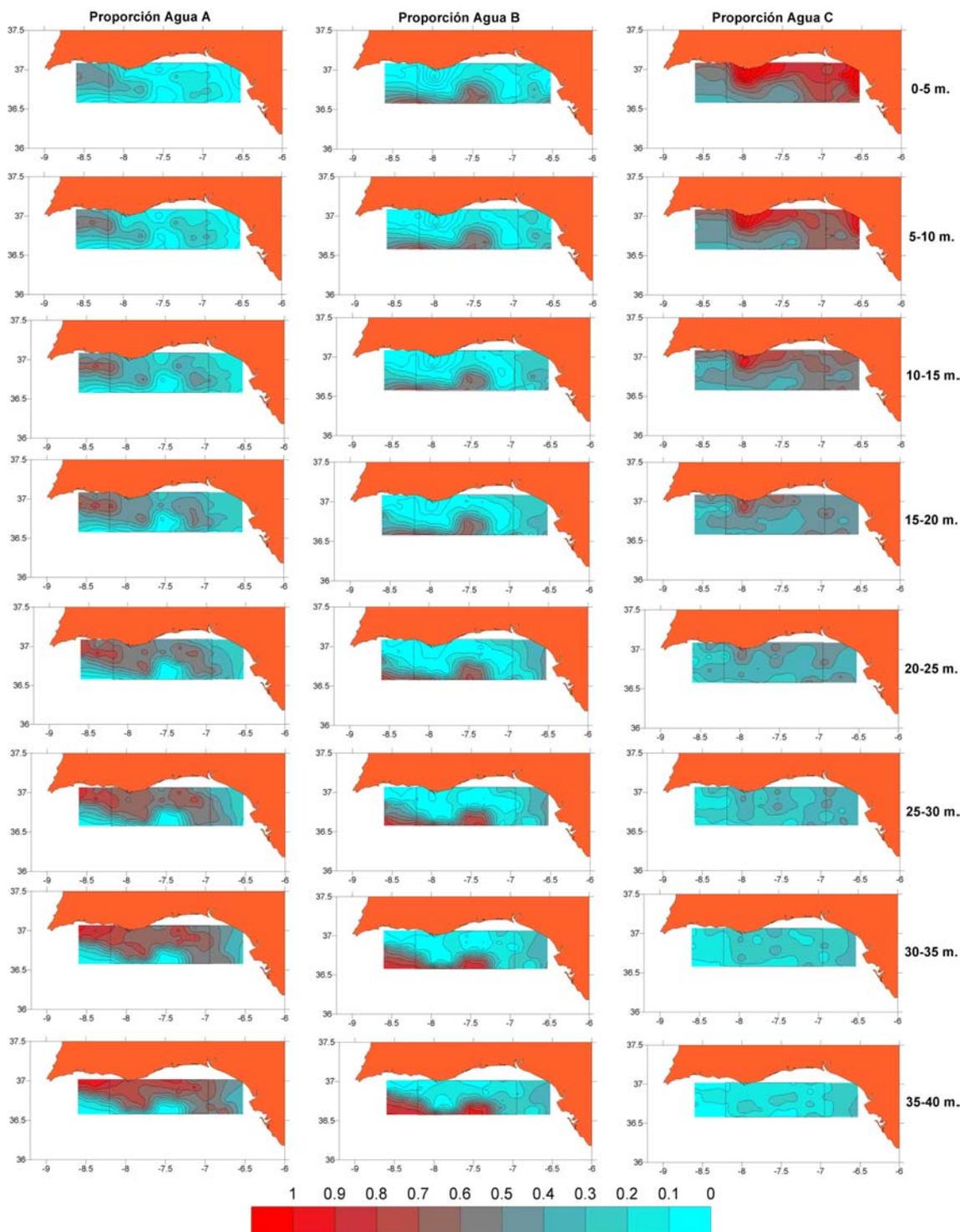


Figura 6.11: Distribución porcentual horizontal de las masas de agua definidas en la Tabla 6.3 para la mesoescala 2. Se han realizados promedios verticales cada 5 metros hasta un máximo de 40 m. Para facilitar la comparación, se ha indicado la extensión de la mesoescala 1.

Si en la mesoescala 1 el patrón apenas cambia en toda la columna de agua considerada, en la macroescala se observan algunas modificaciones (Figura 6.10). El agua tipo B (SAW) es el que presenta un comportamiento más uniforme, aunque merece la pena resaltar la intrusión de aguas con características A (NACW) que se aprecia a

partir de los 30-35 metros y, sobre todo, de los 35-40 metros y que se corresponde con el filamento de Cabo Santa María, objeto de estudio del epígrafe 5.5. En superficie, la presencia de agua A (NACW) en la zona costera es bastante evidente, con insinuación del Frente de Huelva hasta los 10-15 metros. No obstante, existe mayor signatura superficial en la región nororiental, próxima a la desembocadura del río Guadalquivir, de las aguas cálidas de tipo C respecto a la mesoescala 1. La señal disminuye desde la superficie y, a partir de los 25-30 m, el balance se satisface casi exclusivamente con agua tipo A (NACW) en la región más al Norte y agua B (SAW) en la parte central, de nuevo en buen acuerdo con la descripción hidrológica de los epígrafes 5.3 y 6.2.2.

En la mesoescala 2 (Figura 6.11) la descripción anterior se ve claramente modificada en superficie. El agua B (SAW) apenas sufre variación en toda la columna considerada, y se sitúa siempre en la parte central del Golfo. Pero el balance entre las aguas A y C se diferencia de las anteriores subcampañas: el agua A (NACW) se restringe a una pequeña región al Oeste de Cabo Santa María, en tanto que el agua cálida C inunda la plataforma continental desde Cádiz hasta más allá del Cabo Santa María. Este comportamiento se debilita conforme aumenta la profundidad y sobre los 25-30 m apenas es perceptible, recuperándose la configuración común a las tres subcampañas con agua A (NACW) al Norte y agua B (SAW) en la región central.

La descripción anterior confirma la variabilidad inducida por el régimen de vientos (epígrafe 6.2.2), que cambió de Ponientes en la mesoescala 1 a Levantes en la mesoescala 2. Con Ponientes, el afloramiento de NACW es visible en superficie en la costa portuguesa al Oeste de Cabo Santa María mientras que, con Levantes, las aguas afloradas se restringen a una zona muy reducida frente al Cabo San Vicente, al tiempo que las aguas cálidas se desplazan hacia el Oeste impulsadas por la contracorriente costera que se desarrolla con este régimen de vientos (Fiúza, 1983; Folkard et al., 1997; Relvas y Barton, 2002; Vargas et al., 2003). Con este tratamiento puede concretarse el alcance en profundidad de la variabilidad observada, que se apuntó en los epígrafes 6.2.1 y 6.2.2, y concluir que la señal de esta variabilidad inducida por el viento no se extiende demasiado en profundidad, unos 20-25 metros, que se corresponde con las dimensiones típicas de una capa superficial oceánica bien iluminada.

6.3.3.b.- Variabilidad superficial (de 0 a 20 metros)

Como se ha comprobado que el cambio más significativo ocurre en torno a los 20-25 metros, se puede condensar parte de la información de las Figuras 6.9 a 6.11 realizando un promediado en los 20 primeros metros, lo que permite una visualización rápida de la situación en superficie. Esto es lo que se ha hecho en la Figura 6.12, donde el código de colores se corresponde con el color asignado al vértice correspondiente del triángulo (Figura 6.8): verde para el agua A (NACW), azul para el agua B (SAW) y rojo para las aguas cálidas de plataforma C. La explicación de la figura puede encontrarse, al ser un resumen de las anteriores, en los párrafos precedentes.

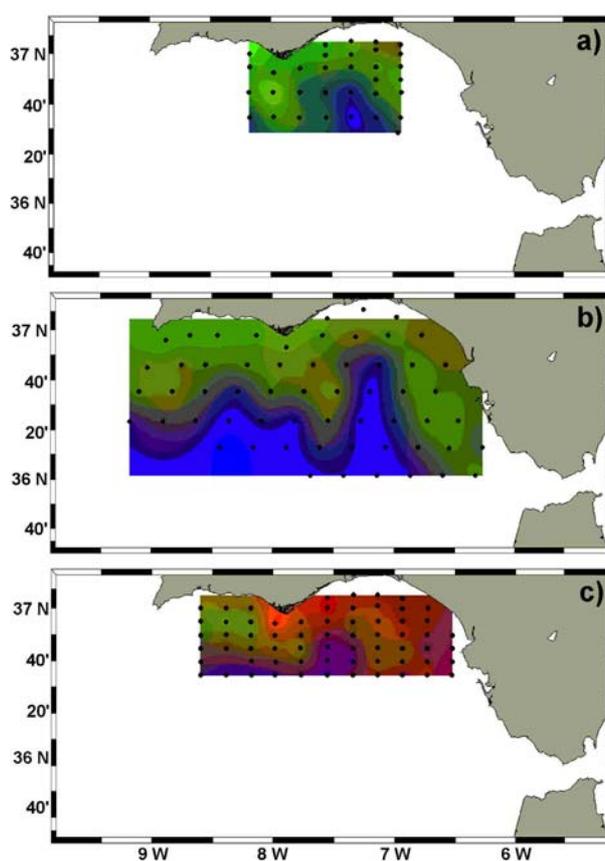


Figura 6.12: Promedio en el intervalo 0-20m de la composición porcentual de masas de agua. El verde se corresponde con agua tipo A, el azul, con B y el rojo con C (ver también Figura 6.8).

6.4.- VARIABILIDAD DE LAS CORRIENTES Y TRANSPORTES GEOSTRÓFICOS

6.4.1.- Corrientes geostroficas y vorticidad geostrofica

En la Figura 6.13 se representan las corrientes geostroficas a 10 metros junto con la vorticidad geostrofica a esa misma profundidad, calculadas respecto a 300 db, para cada una de las subcampanas.

Aunque la circulación general conserva un mismo patrón característico, se aprecian algunas diferencias significativas: por ejemplo, es de destacar que en la mesoescala 1, la corriente en las proximidades de Cabo Santa María es intensa (la velocidad cuadrática media es de 20 cm/s, ver Tabla 6.4) y que las velocidades siguen un sentido horario (anticiclónico). Este comportamiento se ha alterado en la mesoescala 2, donde la corriente es más sinuosa, aunque la energía, indicada por la velocidad cuadrática media, es similar (Tabla 6.4). En su recorrido, describe primero un meandro ciclónico frente al Cabo ($\sim 8^\circ\text{W}$) y luego recupera el sentido anticiclónico en un nuevo meandro más hacia el Este ($\sim 7,25^\circ\text{W}$). Al igual que sucedía con las variables hidrológicas (epígrafe 6.2.2), al extender la región de cálculo (Tabla 6.5), los resultados apenas varían, lo que es indicativo de la robustez de los mismos.

Campana	10 m	50 m	100 m
Mesoescala 1	20 \pm 2	18 \pm 2	13 \pm 1
Macroescala	16 \pm 3	14 \pm 3	11 \pm 2
Mesoescala 2	19 \pm 3	17 \pm 3	13 \pm 2

Tabla 6.4: Velocidad cuadrática media (indicador de la energía promedio del flujo), en cm/s, en la región común de la mesoescala 1 a 10, 50 y 100 m para las tres subcampanas.

Campana	10 m	50 m	100 m
Macroescala	17 \pm 3	15 \pm 3	11 \pm 2
Mesoescala 2	20 \pm 4	17 \pm 3	13 \pm 2

Tabla 6.5: Velocidad cuadrática media (indicador de la energía promedio del flujo), en cm/s, en la región común de la mesoescala 2 a 10, 50 y 100 m para la macroescala y mesoescala 2.

En la macroescala hay combinación de ambos comportamientos: las corrientes no se acercan tanto a Cabo Santa María como en la mesoescala 1, pero tampoco llegan a definir completamente el giro ciclónico que las separa del mismo en la mesoescala 2. Por otro lado, la mayor extensión de la macroescala permite observar una bifurcación de la corriente en dos ramales, aproximadamente en 8°W , que se juntan aguas abajo ($\sim 7^{\circ}\text{W}$). Esta bifurcación contribuye a extender la señal termohalina de aguas afloradas del Cabo San Vicente hacia el Sur, conformando el filamento de Cabo Santa María (ver epígrafe 5.5). La energía del flujo en esta campaña es algo inferior que en las dos mesoescalas (Tabla 6.4). Esta diferencia puede deberse a que, al realizar los cálculos sobre la región común de la mesoescala 1, se pierde la contribución del ramal inferior de la bifurcación y si se contabiliza la región entre los dos ramales en que las velocidades son muy pequeñas (ver Figura 6.13, panel c).

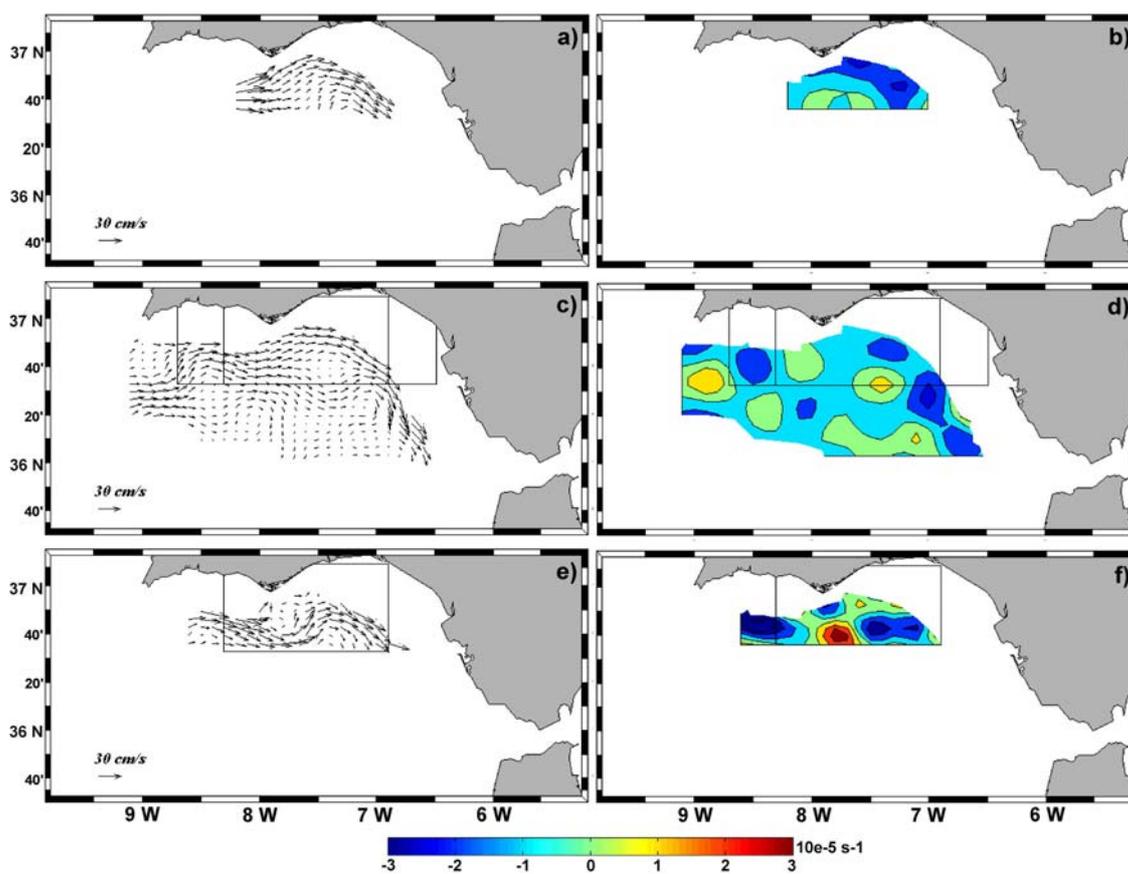


Figura 6.13: Velocidad geostrofica (a, c, e) y vorticidad geostrofica (b, d, f) a 10m respecto a 300 db en la mesoescala 1 (fila superior), macroescala (central) y mesoescala 2 (inferior). Para facilitar la comparación, se ha indicado la extensión de las mesoescalas cuando corresponde.

Una explicación a la variabilidad observada en el comportamiento de las corrientes en la zona de Cabo Santa María es que, en la mesoescala 1, el viento de

Poniente favorable al afloramiento retiene la contracorriente costera que se desplaza hacia el Oeste por la zona Norte del Golfo (Fiúza, 1983; Folkard et al., 1997; Relvas y Barton, 2002; Sánchez y Relvas, 2003a, b), por lo que la corriente principal no encuentra oposición en su movimiento hacia el Este. En la mesoescala 2, con Levantes, se debilita el afloramiento, posibilitando la expansión de la contracorriente costera hacia Cabo Santa María (ver referencias anteriores). La presencia de esta contracorriente puede forzar a la corriente principal a apartarse del Cabo en la segunda mesoescala, formando esa estructura característica de doble meandro².

El campo de vorticidad geostrófica a 10 metros (Figura 6.13b, d, f) muestra una buena correlación entre el signo de la vorticidad geostrófica relativa y el sentido de giro del fluido; así, vorticidades negativas se corresponden con rotaciones en sentido anticiclónico y, recíprocamente, vorticidades positivas se asocian a rotaciones en sentido ciclónico. La estructura del campo de vorticidad de nuevo presenta variabilidad inter-campañas: en la mesoescala 1, la parte más al Norte del dominio presenta una fuerte vorticidad negativa, consecuencia de la estructura ciclónica del campo de velocidades. Mientras tanto, en la misma región en la mesoescala 2, el núcleo de vorticidad negativa se ha debilitado hasta desaparecer prácticamente, debido, posiblemente, al efecto de la contracorriente costera que progresa hacia el Oeste bajo los vientos de Levante dominantes (más detalles en el capítulo 7). Es interesante notar cómo, en esta mesoescala 2, la parte Sur del dominio presenta una estructura de vorticidad negativa-positiva-negativa, reflejo de la estructura de doble meandro de las corrientes, que se deflecan primero hacia el Norte y a continuación hacia el Sur.

Al igual que en el caso de las corrientes, la macroescala se correspondería con una situación intermedia, más próxima a la de la mesoescala 1, en la que tienden a ir debilitándose las estructuras notables. No obstante, resulta llamativo en este muestreo los dos núcleos de vorticidad (negativa al Norte, positiva al Sur) a la altura del meridiano de 7,5°W aprox. Esta doble estructura se corresponde con la bifurcación que se observa en las corrientes, en la que una rama se defleca hacia el Sur y otra hacia el Norte, con importantes repercusiones en el transporte de las aguas afloradas y la formación del filamento de Cabo Santa María (ver epígrafe 5.5). El núcleo de vorticidad

² En el capítulo 7, al tratar la circulación costera, se discuten algunas de estas cuestiones.

negativa en 7°W reúne ambas ramas, que circulan ya conjuntamente de forma anticiclónica paralelamente a costa.

A medida que disminuye la profundidad, decrece también la energía de las corrientes (Tabla 6.4), aunque este descenso es más evidente en el intervalo de 50 a 100 metros. También en estas profundidades la energía de las dos mesoescalas es bastante similar y superior al de la macroescala, posiblemente por la bifurcación de la corriente en esta última. La estructura general de los campos de velocidad y vorticidad geostróficas (Figura 6.14 y 6.15) apenas difiere del caso superficial (10m), con la disminución en los valores de velocidad antes reseñado (Tabla 6.4) y el consiguiente debilitamiento en las estructuras de vorticidad. No se entrará en más detalles, dada la similitud con la Figura 6.13, previamente discutida.

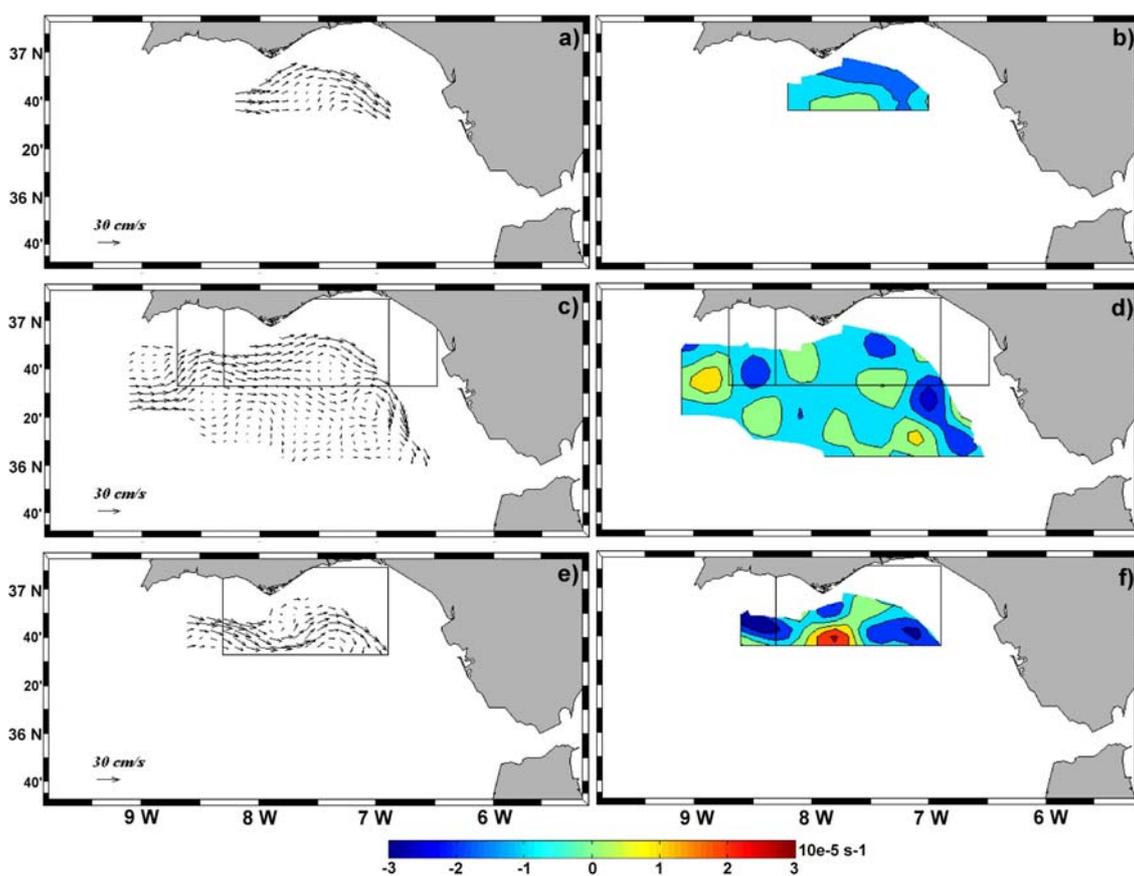


Figura 6.14: Velocidad geostrófica (a, c, e) y vorticidad geostrófica (b, d, f) a 50 m respecto a 300 db en la mesoescala 1 (fila superior), macroescala (central) y mesoescala 2 (inferior). Para facilitar la comparación, se ha indicado la extensión de las mesoescalas cuando corresponde.

Es interesante notar el núcleo de vorticidad positiva frente al Cabo San Vicente, que mantiene su entidad con la profundidad (Figura 6.13d, 6.14d y 6.15d). Se

corresponde con la estructura ciclónica comentada en 5.4.1.b, que estaría asociada al rotacional positivo del viento en esta región. Entonces se vinculó esta circunstancia al afloramiento casi permanente del Cabo San Vicente. Ello confirmaría que dicho afloramiento es un fenómeno relacionado con procesos de océano abierto más que con procesos costeros, como ya se adelantó en el epígrafe 5.4

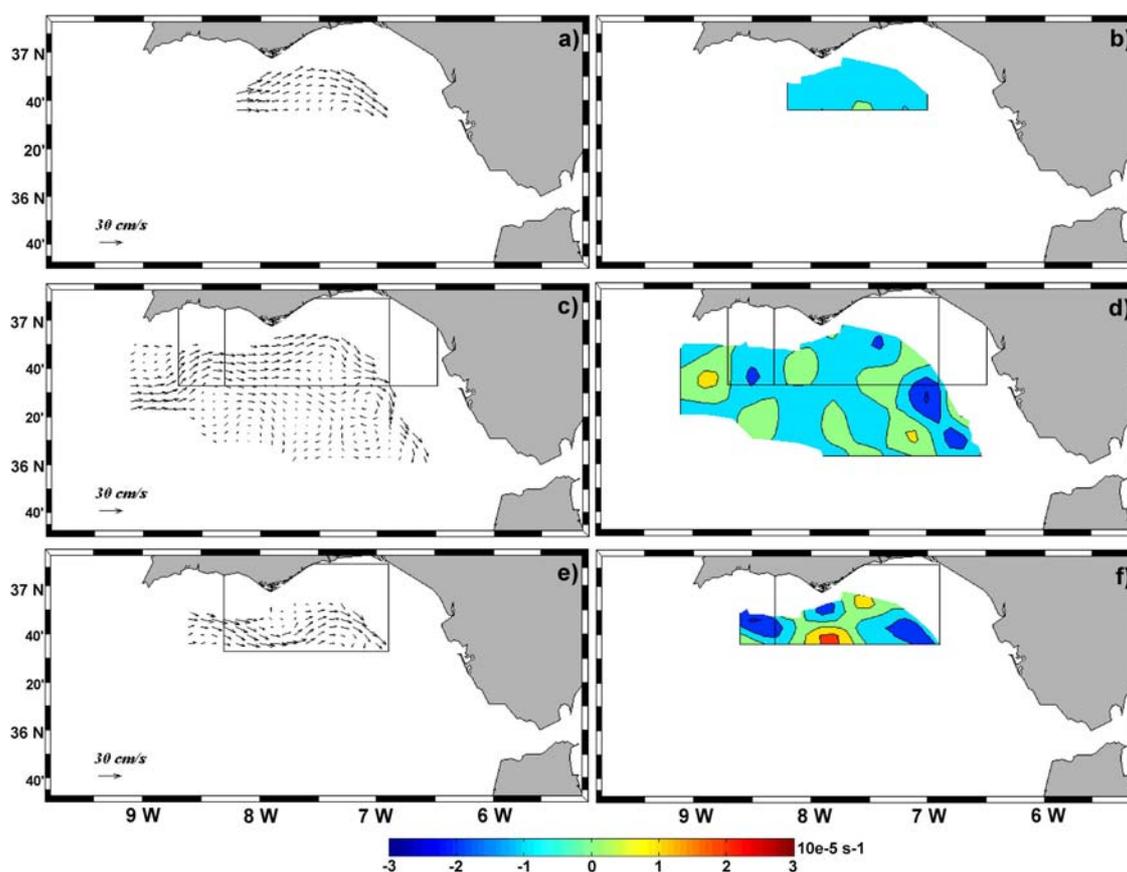


Figura 6.15: Velocidad geostrofica (a, c, e) y vorticidad geostrofica (b, d, f) a 100m respecto a 300 db en la mesoescala 1 (fila superior), macroscala (central) y mesoescala 2 (inferior). Para facilitar la comparación, se ha indicado la extensión de las mesoescalas cuando corresponde.

6.4.2.- Transportes geostroficós

La Figura 6.16 representa los transportes geostroficós en los 300 primeros metros de la columna de agua. Se observa similitud entre el comportamiento de las corrientes y los transportes geostroficós. Por ejemplo, en la primera mesoescala las líneas de transporte son convexas y se acercan al Cabo Santa María, mientras que en la segunda mesoescala permanecen alejadas del mismo y presentan, al igual que sucedía con las corrientes, la estructura de doble meandro.

Los volúmenes transportados muestran más diferencias. Aunque no se puede hablar en sentido estricto del volumen de agua transportado hacia el Estrecho (la extensión del muestreo no lo permite), sí que resulta patente que en la primera mesoescala el volumen que atraviesa una sección cualquiera es mayor que en la segunda mesoescala. Por ejemplo, a través de la sección marcada en rojo en la Figura 6.16 fluyen 0,78 Sv en la mesoescala 1 y 0,83 Sv en la macroescala, pero sólo 0,51 en la mesoescala 2. Esta variabilidad observada es, de nuevo, atribuible al régimen de vientos y está en buen acuerdo con la literatura existente sobre intercambios a través del Estrecho, que predice un aumento del flujo entrante en el Mediterráneo con vientos de Poniente y una disminución con Levantes (García-Lafuente et al., 2002b, c).

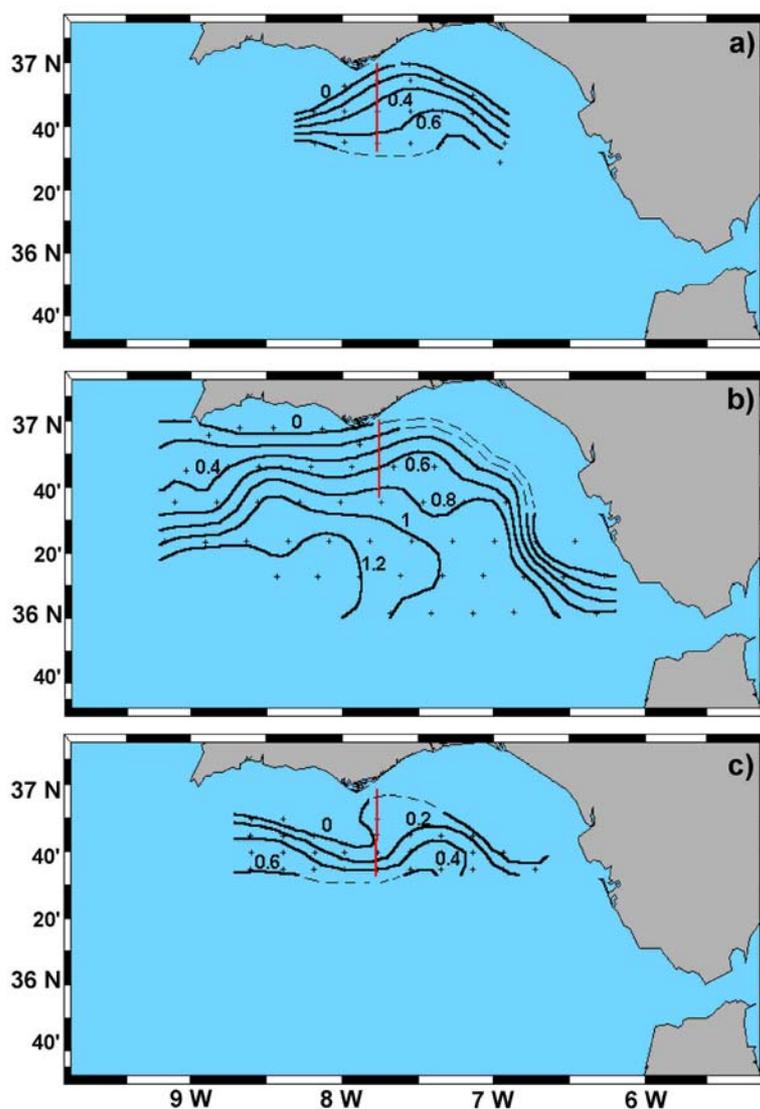


Figura 6.16: Transportes geostroficados en los 300 primeros metros ($Z_{ref}=300$ m) en la mesoescala 1 (a), macroescala (b) y mesoescala 2 (c). Se indica la sección de referencia para los cálculos.

Resaltar, de nuevo, que las líneas de transporte en la macroescala, la campaña que mejor define dichas líneas por su mayor extensión, siguen dos caminos principales: el de entrada hacia el Estrecho de Gibraltar y un segundo que se curva en dirección Sur conformando un meandro que se incorporará a la corriente de Canarias, de acuerdo con el patrón general de circulación en el Golfo de Cádiz (ver epígrafe 1.3.1). El transporte de 0,8 Sv hacia el Estrecho coincide bien con los valores que se encuentran en la literatura (ver epígrafe 1.3.2).

6.5.- EVOLUCIÓN DE LAS IMÁGENES SST DURANTE LA CAMPAÑA GOLFO 2001

La secuencia de imágenes SST para los días en que se llevó a cabo la campaña GOLFO 2001 se presenta en la Figura 6.17. La descripción de la evolución de los patrones superficiales en el Golfo de Cádiz a partir de imágenes SST en respuesta a un régimen de vientos cambiante es un estudio recurrente en la literatura (Fiúza, 1983; Folkard et al., 1997; Relvas y Barton, 2002), por lo que no nos extenderemos en detalles. Sí se quiere comentar, sin embargo, el afloramiento de Cabo San Vicente, puesto que la extensión de los muestreos de mesoescala no permite una descripción detallada del mismo ni tampoco de su variabilidad temporal.

El afloramiento se detecta fácilmente por su menor temperatura en las imágenes SST hasta, aproximadamente, el 26-27 de Mayo. Los primeros días la extensión del mismo no se restringe a las proximidades del Cabo, sino que se extiende al Oeste hasta sobrepasar el Cabo Santa María, dando lugar al denominado Frente de Huelva (Stevenson, 1977; García et al., 2002), que se aprecia con claridad en las imágenes del 13 al 17 de Mayo. A medida que cambia el régimen de vientos (Figuras 3.4 y 3.5), el afloramiento de San Vicente se limita a un pequeño vórtice ciclónico que se extiende hacia el Sur desde el Cabo (ver imágenes del 27 al 29 de Mayo, por ejemplo).

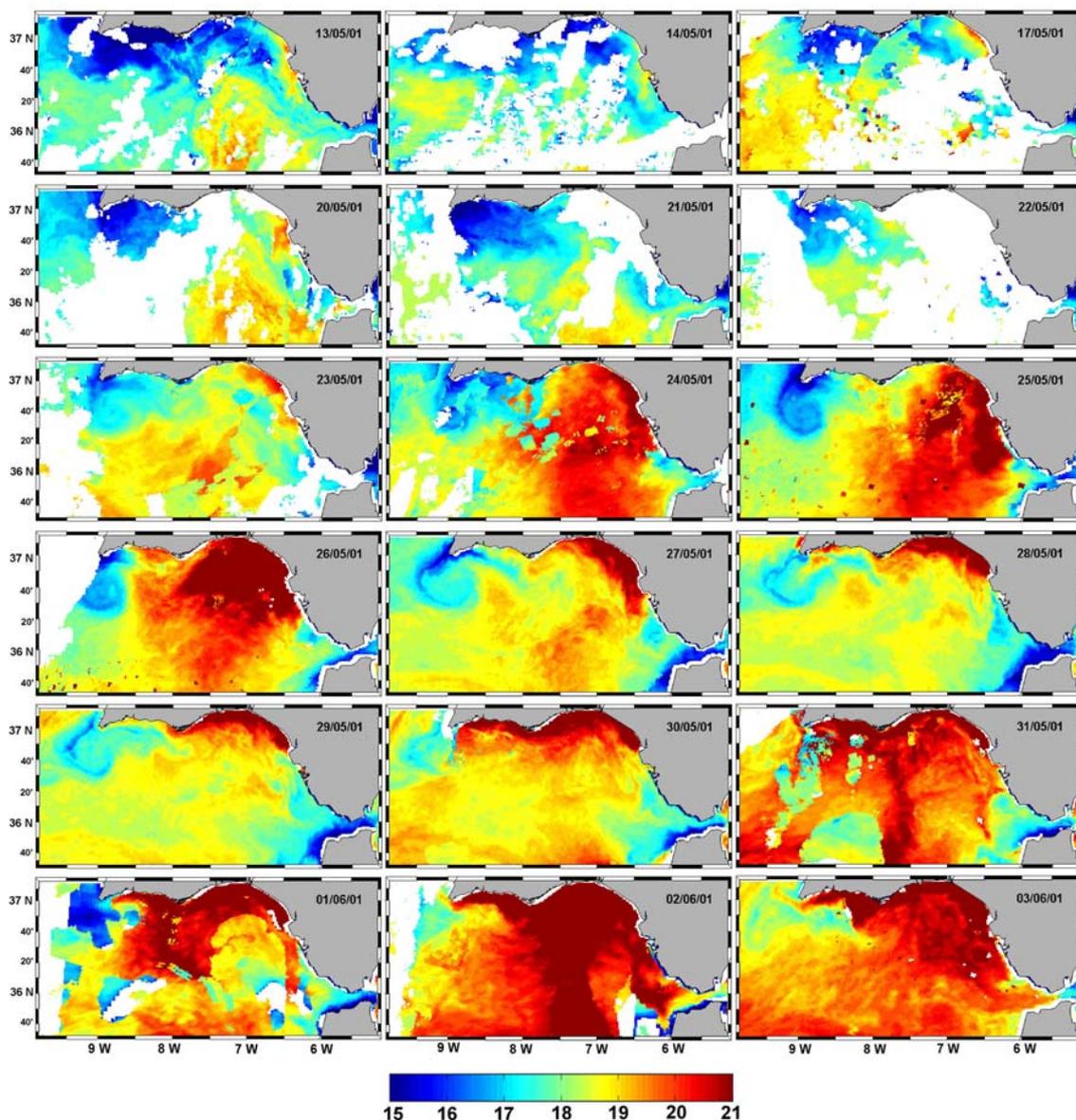


Figura 6.17: Secuencia de imágenes SST (°C) durante la campaña GOLFO 2001. Algunos días se han eliminado porque la presencia de nubes (en color blanco) las hacía poco ilustrativas.

Con el establecimiento de los Levantes, la contracorriente costera (objeto de estudio en el capítulo 7) se desplaza hacia el Este y el Golfo de Cádiz se inunda de aguas cálidas hasta el punto de casi eliminar la señal superficial del afloramiento de San Vicente. Éste ahora aparece desplazado hacia el Sur, habiéndose separado del propio Cabo ante el avance de la contracorriente (ver imágenes del 2 ó 3 de Junio). Este último fenómeno no es demasiado frecuente (Relvas y Barton, 2002; Sánchez y Relvas, 2003b) y precisa de la persistencia de los Levantes con intensidad moderada durante varios días. Es de señalar que, a pesar de la cierta persistencia y notable intensidad de los Levantes durante la mesoescala 2 (Figura 3.4), sigue siendo distinguible la signatura de aguas frías asociadas al afloramiento. Intuitivamente, se tiende a pensar que ello es

consecuencia de una cierta “inercia térmica”, es decir, que las aguas frías que dejan esa signatura superficial forman parte de una estructura que almacena una cantidad considerable de agua fría. Nos referimos al remolino ciclónico mencionado en 5.4.1.b, cuyo origen es el rotacional positivo del viento en esa región. Se pone de manifiesto de forma indirecta la distinta naturaleza de los afloramientos de Cabo Santa María y de Cabo San Vicente. El primero sería un proceso costero de respuesta rápida al viento, que aparece con vientos favorables (imágenes hasta el 23-24 de Mayo de la Figura 6.17) y desaparece con vientos desfavorables (resto de imágenes de la Figura 6.17). El segundo sería un proceso de océano abierto que almacena más cantidad de agua y que, por ello, posee una mayor inercia térmica y es más difícil de suprimir. Antes de que eso ocurra, el régimen de vientos habrá cambiado, presumiblemente, y el afloramiento cobrará nueva intensidad.

En este capítulo y en el anterior se ha realizado una descripción de la distribución y la circulación de las masas de agua en la región exterior del Golfo de Cádiz y la variabilidad inducida por el forzamiento meteorológico. Pero nada se ha dicho de la circulación en la plataforma continental, que no puede resolverse con el balance geostrofico válido para el océano abierto. En el próximo capítulo se aborda de forma conjunta la circulación en la plataforma y su variabilidad.

CAPÍTULO SEPTIMO

CIRCULACIÓN EN LA PLATAFORMA Y TALUD CONTINENTAL

7.1.- INTRODUCCIÓN

En el epígrafe 4.2 se indicó que, en el océano abierto, el primer balance en la ecuación de conservación de la cantidad de movimiento se produce entre las fuerzas de presión y el término de Coriolis (balance geostrófico). Esta condición implica que la importancia relativa de los términos inerciales y de las fuerzas genéricas (fricción, principalmente) por unidad de masa es despreciable. En función de los números de Rossby (Ro) y Ekman¹ horizontal (E_H) y vertical (E_V), lo anterior se expresa:

$$Ro = \frac{U}{fL} \ll 1 \quad [7.1]$$

$$E_H = \frac{A_H}{fL^2} \ll 1 \quad E_V = \frac{A_V}{fH^2} \ll 1 \quad [7.2]$$

donde U es una velocidad característica del movimiento, f el parámetro de Coriolis, L y H una dimensión horizontal y vertical características y A_V , A_H , los coeficientes de viscosidad turbulentos vertical y horizontal, respectivamente.

En la zona de la plataforma continental, las fuerzas de fricción tienen una importancia creciente, por lo que la aproximación geostrófica puede no ser aceptable. Ésta es una de las razones por la que usar los datos ADCP como la principal fuente de datos para estudiar el campo de velocidad en la plataforma. Por otro lado, como las velocidades geostróficas están calculadas respecto a los 300 db (capítulo 4), en las estaciones de la plataforma, muy someras, la mayor parte de los valores corresponden a extrapolaciones, lo que aporta una segunda razón por la que la aproximación geostrófica es claramente inadecuada.

Por otra parte, la escala espacial de los procesos de mesoescala que suelen dominar la circulación de la plataforma continental necesita un muestreo que tenga una resolución espacial mayor que los típicos proporcionados por una malla convencional CTD para poder resolver adecuadamente las estructuras. El ADCP a bordo del B.I.O. Hespérides proporciona la resolución espacial necesaria a lo largo del rumbo del barco, lo que los hace especialmente indicados para el diagnóstico del campo de velocidad². En

¹ El número de Ekman mide la importancia relativa de las fuerzas de fricción.

² Los datos “brutos” del ADCP, altamente ruidosos, fueron sometidos a un decimado y suavizado previos (ver 2.4.1.c). A pesar de ello, poseen la resolución espacial adecuada para el estudio que se persigue.

este capítulo se utilizan los perfiles ADCP para analizar las principales características de la circulación en la plataforma y talud continental y sus proximidades. Es de señalar el buen acuerdo encontrado entre los datos de ADCP y el campo de velocidades geostróficas en la zona de mar abierto, donde sí se satisface el balance geostrófico (véase la Figura 7.1).

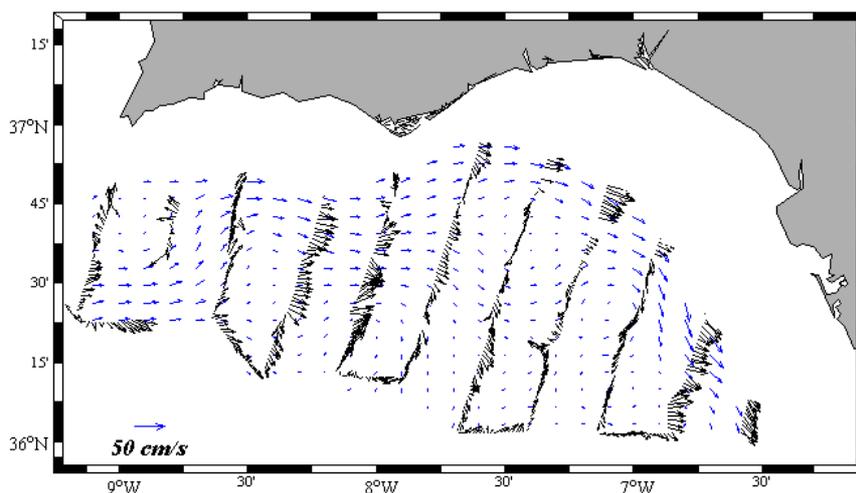


Figura 7.1: Comparación de velocidades ADCP (en negro) y geostróficas (en azul) en la región exterior de la macroescala.

7.2.- ANÁLISIS DE LAS CAMPAÑAS

7.2.1.- Mesoescala 1

La Figura 7.2 muestra las velocidades ADCP y la distribución de densidad³ para cada uno de los transectos Norte-Sur de la mesoescala 1. Estos transectos están indicados en el panel a, superpuestos a una imagen SST de la mesoescala 1. Una primera observación importante es que, a pesar de los comentarios anteriores, los campos de densidad y de velocidad muestran tendencia a acoplarse geostróficamente (véase, por ejemplo, cómo la curvatura de las isopicnas en la zona de rotura de la plataforma en los paneles f y g de la Figura 7.2 se corresponde con velocidades en el sentido predicho por la geostrofia). Esta tendencia, que se mantiene en las otras dos subcampañas, será útil para analizar algunos aspectos de la circulación costera.

³ Recuérdese (2.4.1.c) que los datos de CTD fueron también filtrados para adaptarse a la malla del ADCP.

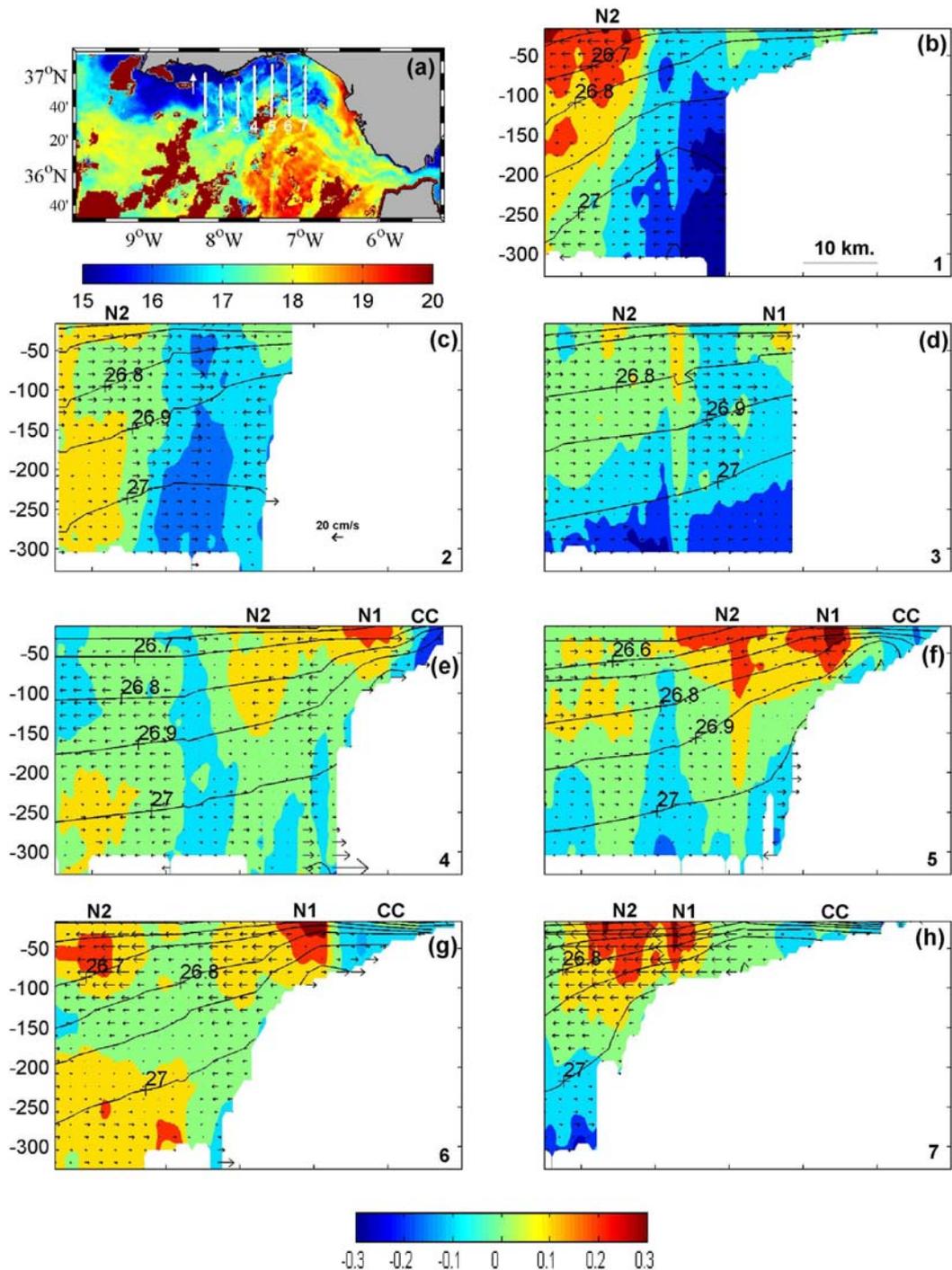


Figura 7.2: a) Imágen satélite (13/05/01) mostrando los diferentes transectos de la mesoescala 1. b)-h) velocidades ADCP normales al transecto (en colores, positivo hacia el Este) y a lo largo del mismo (flechas) y perfiles de sigma-t (contornos). Se indican los núcleos N1, N2 y la contracorriente costera (CC) cuando procede.

Sobre la Figura 7.2 se han identificado dos núcleos distintos de aguas que fluyen en dirección Este. El más exterior, denominado N2, se aprecia claramente en todos los transectos. Está ligado a la circulación de gran escala y juega el papel de una corriente de contorno para el flujo geostrofico en la región oceánica del Golfo de Cádiz. Sería la

corriente geostrofica que puede verse, por ejemplo, en las Figuras 6.13 ó 6.14. El núcleo más interior, denominado N1, aparece débilmente en el transecto 3 por primera vez y se detecta nítidamente en todos los demás transectos al Este del transecto 3. Probablemente, está más relacionado con la circulación de plataforma y talud que con la dinámica de mar abierto. Cerca del límite oriental del dominio muestreado, los núcleos se aproximan uno a otro para, finalmente, unirse prácticamente a la altura del transecto 7.

La anterior distinción de los núcleos, realizada a partir de la inspección visual de los perfiles ADCP a lo largo de los transectos, se confirma por medio de las características TS de las aguas. La Figura 7.3 muestra esas características para las aguas superficiales en N1 (cuadrados blancos) y N2 (cuadrados negros) para la mesoescala 1, junto con el número del transecto al que corresponden. Una primera inspección advierte que las aguas superficiales de N2 son siempre más cálidas y salinas que las de N1. Esto sugiere que N1 contiene aguas afloradas, puesto que la fuente de aguas frías y poco salinas es el agua NACW por debajo de la capa superficial, mientras que el agua de N2 se ha hecho más cálida y salina en la superficie debido a una mayor exposición a intercambios con la atmósfera.

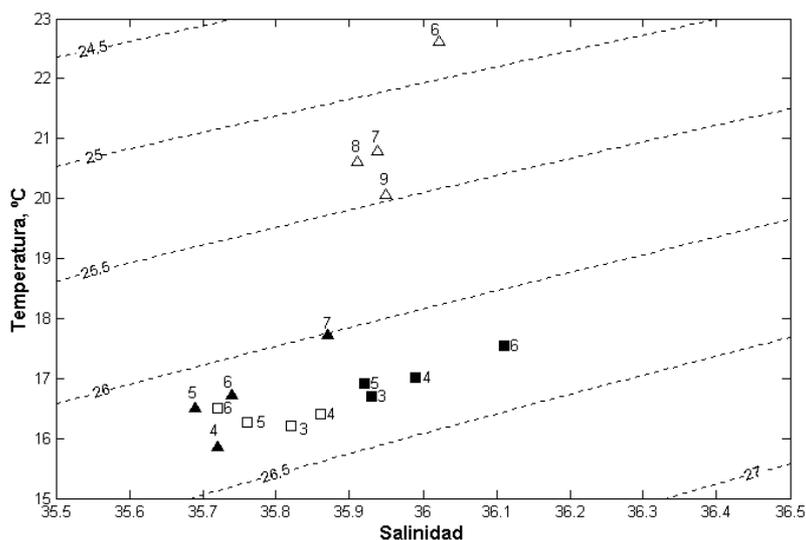


Figura 7.3: Características TS (medidas por el termosalinógrafo) de las aguas superficiales del núcleo N1 (cuadrados blancos), del núcleo N2 (cuadrados negros) durante la mesoescala 1 y de la corriente costera en la mesoescala 1 (triángulos negros) y en la mesoescala 2 (triángulos blancos). Los números indican los transectos.

El transporte en N1 aumenta progresivamente desde 0,12 Sv en el transecto 4 hasta 0,28 Sv en el transecto 6, lo que sugiere que se produce un arrastre de agua del fondo y/o de los laterales. Esta hipótesis se apoya parcialmente en la evolución de las características TS de las aguas en N1 a lo largo de los sucesivos transectos. La incorporación de nuevas aguas afloradas, de menor salinidad, a N1 puede explicar, por ejemplo, el descenso en la salinidad desde el transecto 4 al 6.

La circulación de masas de agua en la plataforma y sus proximidades presenta patrones distintos al Este y al Oeste de Cabo Santa Maria, producto de la diferente extensión de la plataforma continental, mucho más ancha en la parte oriental del Golfo que en la parte occidental (epígrafe 1.1). Los paneles e, f, g y h de la Figura 7.2, correspondientes a los transectos 4, 5, 6 y 7, respectivamente, muestran una contracorriente costera (denominada CC) que fluye hacia el Oeste en la plataforma oriental. No hay indicación de esta contracorriente en la plataforma occidental, lo que sugiere que la corriente debe recircular hacia el Este conforme se aproxima al Cabo Santa Maria, cerrando así una celda ciclónica sobre la plataforma. Es probable que esta recirculación contribuya al incremento del transporte de N1.

La contracorriente ocupa la zona interior de la plataforma con profundidades inferiores a los 70m que, a priori, son insuficientes para que se establezca el balance geostrofico. Sin embargo, la curvatura de las isopícnas en esa región (véase Figura 7.4c o panel f de la Figura 7.2, por ejemplo) sugiere una tendencia al ajuste geostrofico. Más concretamente, si se aplica la ecuación del viento térmico [4.8] al campo de densidad de la Figura 7.4c, correspondiente al transecto 5 de la mesoescala 1, se obtiene una corriente geostrofica en la zona interior fluyendo hacia el Oeste con velocidades en torno a 13 cm/s a 16 m relativo al fondo. Los registros de ADCP proporcionan (Figura 7.4b) velocidades de 10-12 cm/s en la misma región, algo inferiores a las predichas por geostrofia, pero del mismo orden, pudiéndose atribuir las discrepancias a los efectos de fricción. Un cálculo similar para la zona exterior de la plataforma proporciona valores de velocidad del orden de 15 cm/s hacia el Este, de nuevo algo inferiores a los 20 cm/s registrados por el ADCP, pero con una correcta predicción del sentido y el orden de magnitud, confirmando la existencia de una circulación ciclónica en la plataforma con tendencia al ajuste geostrofico.

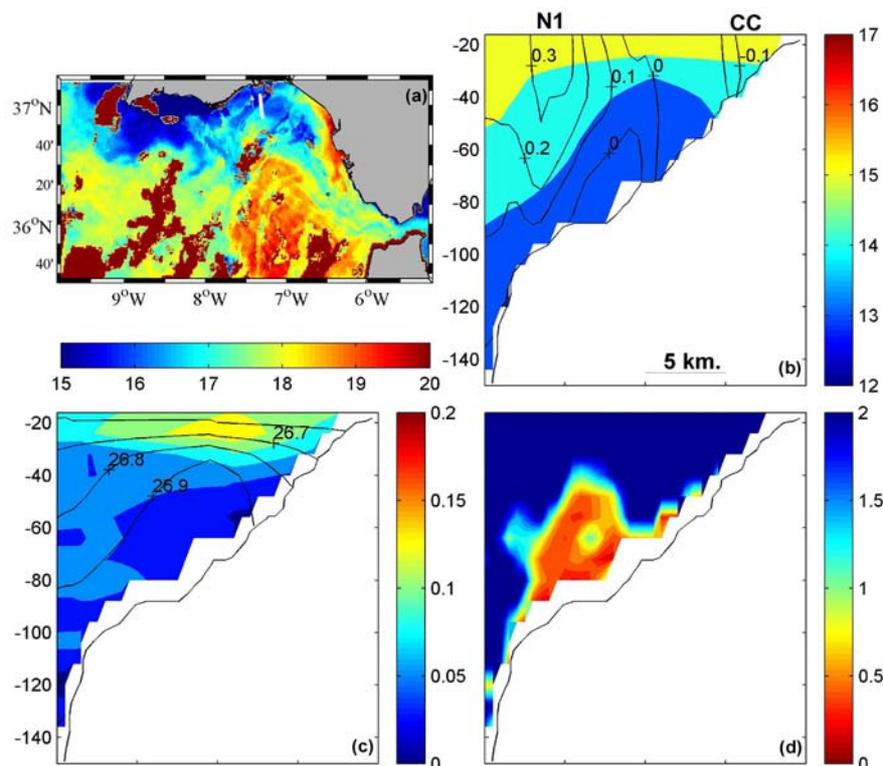


Figura 7.4: a) Imagen satélite (13/05/01) mostrando el detalle del transecto 5 de la mesoescala 1. b) Temperatura (°C, en colores) y velocidad transversal (m/s, contornos) c) Frecuencia de Brunt-Väisälä (min^{-1} , en colores) y sigma-t (contornos) d) Número de Richardson (Ri).

Nótese que es la temperatura la que hace disminuir la densidad hacia costa (Figura 7.4b) en buen acuerdo con observaciones previas en la zona, que detectan una acumulación de aguas cálidas en la parte interna de la plataforma (Relvas y Barton, 2002; Vargas et al., 2003). Una primera estimación del volumen transportado por la contracorriente proporciona un moderado valor de 0,03 Sv, con velocidades típicas de 10-15 cm/s hacia el Oeste. Estos valores se mantienen aproximadamente constantes a lo largo de los diferentes transectos de la plataforma oriental durante la mesoescala 1.

La circulación al Oeste de Cabo de Santa María es diferente de la descrita anteriormente. Mientras que N2 aparece claramente en los transectos 1 y 2, no hay indicación ni de N1 ni de la contracorriente costera en estos transectos situados al Oeste del Cabo. Se aprecia, en cualquier caso, una circulación hacia el Oeste que se extiende desde la superficie hasta profundidades por debajo de los 300m próximo al talud continental. El campo de velocidad en estos transectos occidentales, no sólo en su componente Este-Oeste sino también en la Norte-Sur, sugiere firmemente la presencia de un giro ciclónico, que ya se apuntó en el epígrafe 5.4.1.b, y cuyo centro podría

situarse algunos kilómetros al Oeste de nuestro transecto más occidental, fuera de los límites de los muestreos de GOLFO 2001. El volumen transportado por el giro es considerable: tomando el transecto 1 (Figura 7.2b) como referencia, el transporte hacia el Oeste en los primeros 300m supera los 0,45 Sv, mientras que hacia el Este se transportan más de 0,55 Sv. Nótese que esta última cifra es poco indicativa en este sentido, porque en el último cálculo no se ha computado el transporte hacia el Este que tiene lugar más al Sur de los límites del muestreo y que tendrá, previsiblemente, un valor considerable. Como se apuntó en 5.4.1.c, esta estructura estaría relacionada con procesos oceánicos, concretamente con la respuesta del mar a una componente z positiva del estrés del viento en la región de Cabo San Vicente. Tanto la coherencia vertical y la profundidad de las corrientes registradas por el ADCP como el gran volumen que recircula en la celda y la señal que produce en los campos de velocidad y vorticidad geostrofica apoyan esta hipótesis.

7.2.2.- Macroescala

La Figura 7.5 muestra las velocidades ADCP y la distribución de densidad para la selección de transectos indicados en la Figura 7.5a durante la macroescala. La extensión de los mismos se ha reducido para centrarnos en la región situada al Norte del paralelo de $36^{\circ}20'$, que coincide con el área muestreada en las mesoescalas 1 y 2. No obstante, la comparación directa de la Figura 7.2 y la Figura 7.5 no es inmediata por la mayor distancia entre las estaciones de muestreo y la orientación oblicua de los transectos en esta subcampana. En cualquier caso, muchas de las estructuras identificadas en la Figura 7.2 son también reconocibles en la Figura 7.5, como a continuación se detalla.

El núcleo N1 aparece por primera vez en el transecto 6, que es el equivalente al transecto 3 de la mesoescala 1, y es visible en los transectos 7, 8, 9 y 10 (los dos últimos no se muestran). La contracorriente costera es visible en el transecto 9 y aparece bien desarrollada en los transectos 8, 7 y 6. El volumen transportado por ella es mayor que en la mesoescala 1 y muestra una importante variabilidad espacial. Por ejemplo, los transportes a través de los transectos 8, 7 y 6 son, respectivamente, 0,06, 0,12 y 0,04 Sv hacia el Oeste. La conservación de la masa implica una importante recirculación entre

los transectos 7 y 6 y, de hecho, el transporte hacia el Este en N1 aumenta desde 0,17 Sv en 6 hasta 0,32 Sv en 7.

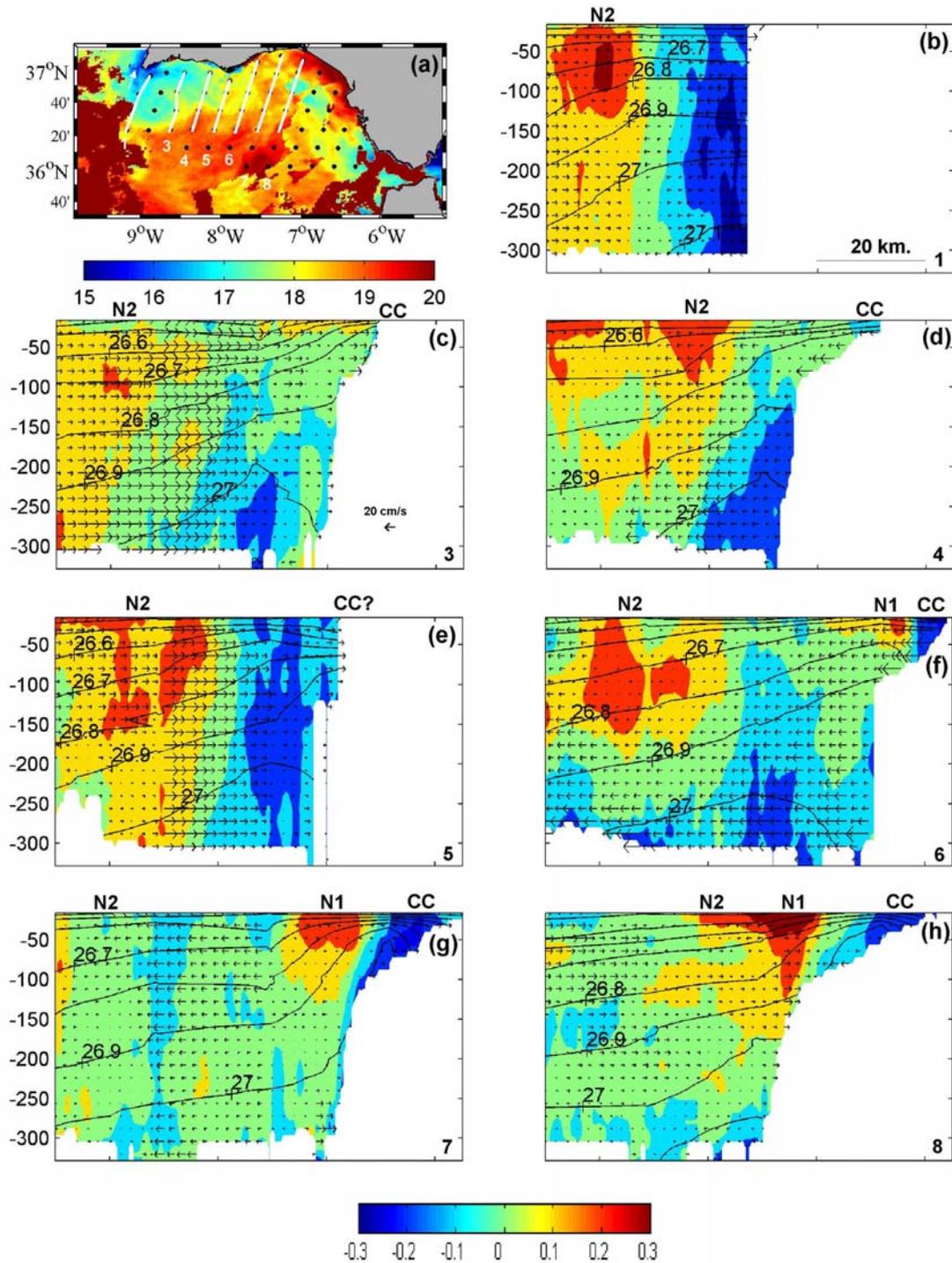


Figura 7.5: a) Imágen satélite (23/05/01) mostrando los diferentes transectos de la macroescala. b)-h) velocidades ADCP normales al transecto (en colores, positivo hacia el Este) y a lo largo del mismo (flechas) y perfiles de sigma-t (contornos). Se indican los núcleos N1, N2 y la contracorriente costera (CC) cuando procede.

Es importante notar también la pronunciada curvatura de las isopícnas en la Figura 7.6, que debe ser compensada, al menos parcialmente, por una importante

circulación ciclónica de carácter cuasi geostrófico alrededor del domo. En efecto, la corriente geostrófica asociada con el gradiente horizontal de densidad se estima en 18 cm/s hacia el Oeste a 16 m relativo al fondo para la región interior del transecto 7 (Figura 7.6c), de nuevo en buen acuerdo con los valores obtenidos del ADCP (unos 20 cm/s, Figura 7.6b) y en torno a 17 cm/s hacia el Este a la misma profundidad en la zona exterior del mismo transecto (Figura 7.6c), valores superiores a los calculados para la mesoescala 1.

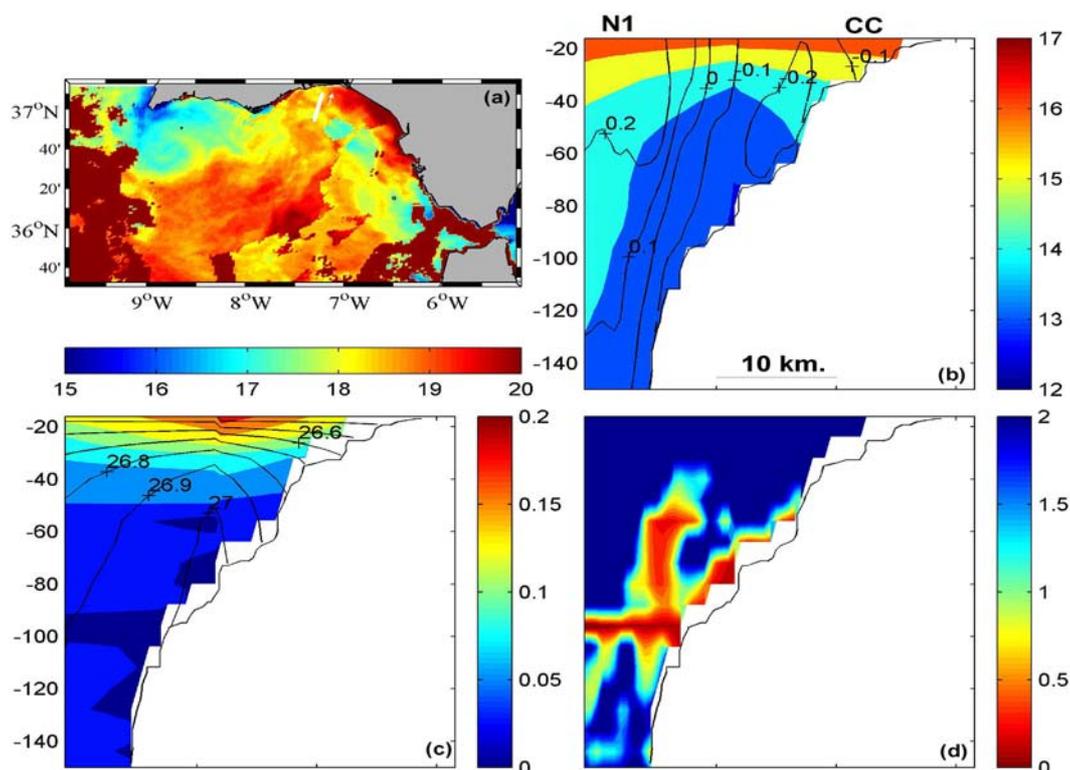


Figura 7.6: a) Imagen satélite (23/05/01) mostrando el detalle del transecto 7 de la macroescala. b) Temperatura (°C, en colores) y velocidad transversal (m/s, contornos) c) Frecuencia de Brunt-Väisälä (min⁻¹, en colores) y sigma-t (contornos) d) Número de Richardson (Ri).

Al contrario de lo observado en la mesoescala 1, en esta campaña la contracorriente continua fluyendo hacia el Oeste a través del transecto 5 y siguientes. En todo caso, el cálculo del transporte en el transecto 5 es complicado porque la contracorriente se ha unido al remolino ciclónico de San Vicente, que tiene velocidades hacia el Oeste en la región interior (ver panel e de la Figura 7.5). Hay alguna indicación de la contracorriente en los transectos 4 (panel d de la Figura 7.5), con un transporte en torno a 0,01 Sv e, incluso, en el transecto 3 (panel c), con un transporte despreciable inferior a 0,005 Sv, pero, en cualquier caso, es relevante el hecho de que los dos últimos

transectos anteriores están situados al Oeste de Cabo Santa María. Asimismo, la disminución de transporte desde 0,04 Sv en el transecto 6, al Este de Cabo Santa María, hasta 0,01 Sv en el transecto 4, al Oeste de Cabo Santa María, implica una recirculación hacia el Este en las proximidades del Cabo, al igual que sucedía en la mesoescala 1.

La circulación en la plataforma occidental del Golfo de Cádiz y sus proximidades es bastante parecida a la encontrada durante la mesoescala 1. Los paneles b, c, d y e de la Figura 7.5, correspondientes a los transectos 1, 3, 4 y 5, muestran una clara indicación de una circulación ciclónica de gran escala que se extiende hasta profundidades por debajo de los 300m. Esto sería la manifestación del, relativamente, gran giro ciclónico asociado con el afloramiento permanente de Cabo San Vicente ya mencionado. El volumen transportado hacia el Oeste por el giro exhibe una importante variabilidad espacial, desde más de 0,5 Sv en el transecto 1 (panel b Figura 7.5) hasta menos de 0,2 Sv en el 3 (panel c), para incrementar nuevamente por encima de 0,4 Sv en el transecto 5 (panel e).

Otra diferencia importante respecto a la mesoescala 1 es que la trayectoria del núcleo 2 es más exterior, lo que está en buen acuerdo con la descripción geostrofica de los capítulos 5 y 6, que muestra como el núcleo N2 se bifurca frente al Cabo de Santa María (ver, por ejemplo, Figura 5.11 o 6.13c). Una rama fluye a lo largo del talud y se une con N1, mientras que la otra rama se extiende en dirección Este-Sureste para girar al Norte aguas abajo y unirse a N1 a la altura del transecto 8 (panel h de la Figura 7.5). En consecuencia, el volumen transportado por N1 casi se duplica entre el transecto 7 (0,41 Sv) y el 8 (0,75 Sv), donde ya se ha producido la unión con la segunda rama.

7.2.3.- Mesoescala 2

En líneas generales, las estructuras descritas para la mesoescala 1 y macroescala son también visibles en la mesoescala 2. En la Figura 7.7 se muestra la velocidad ADCP (componente Este-Oeste en código de colores y componente Norte-Sur con flechas) y los perfiles de densidad para una selección de transectos de la mesoescala 2 (indicados en la Figura 7.7a).

Es, de nuevo, en el primer transecto en que se muestrea la plataforma al Este de Cabo Santa María cuando aparece el núcleo N1 por primera vez (transecto 6, Figura 7.7f, aunque en este caso una laguna en los datos no permite mostrarlo en toda su extensión). Este núcleo también aparece en los transectos 7 y 8 (Figura 7.7g y h) y 9 (no mostrado). El núcleo N2, por su parte, es visible en todos los transectos.

La contracorriente costera llega más hacia el Oeste en la plataforma occidental que en la macroescala. Se detecta en el transecto 2 (Figura 7.7b) y, de forma más débil, en el transecto 1 (no mostrado). El volumen transportado por esta contracorriente en la plataforma oriental es apreciablemente mayor que en la mesoescala 1 (de 0,03 Sv en promedio en la mesoescala 1 a unos 0,1 Sv en mesoescala 2). Además, las características TS de las aguas superficiales en la contracorriente muestran que, durante la mesoescala 2, son 4°C más cálidas en promedio y ligeramente más salinas que en la mesoescala 1 (Figura 7.3). Hay, de nuevo, una significativa recirculación de esta contracorriente cerca de Cabo Santa María, como evidencia la disminución del volumen transportado desde los 0,2 Sv en el transecto 6 (al Este del Cabo, Figura 7.7f) hasta los 0,05 Sv en el transecto 4, al Oeste del Cabo (Figura 7.7d). Aunque la contracorriente costera invade la plataforma occidental, el volumen que transporta disminuye cuando atraviesa el Cabo de Santa María.

Se encuentra de nuevo un cierto ajuste geostrófico, evidenciado por la curvatura de las isopicnas en la plataforma oriental (ver paneles f, g y h en la Figura 7.7, por ejemplo). La ecuación del viento térmico aplicada a la distribución de densidad del transecto 7 (Figura 7.8c) proporciona una estimación de la corriente geostrófica en la plataforma interior (a 16 m relativo al fondo) de 16 cm/s hacia el Oeste, en buen acuerdo con los registro del ADCP (Figura 7.8b). Para la zona exterior, el mismo cálculo proporciona valores en torno a los 10 cm/s (comparar con la Figura 7.8b). En este caso, es evidente el origen térmico del hundimiento de las isopicnas en la zona más próxima a costa (Figura 7.8b y c).

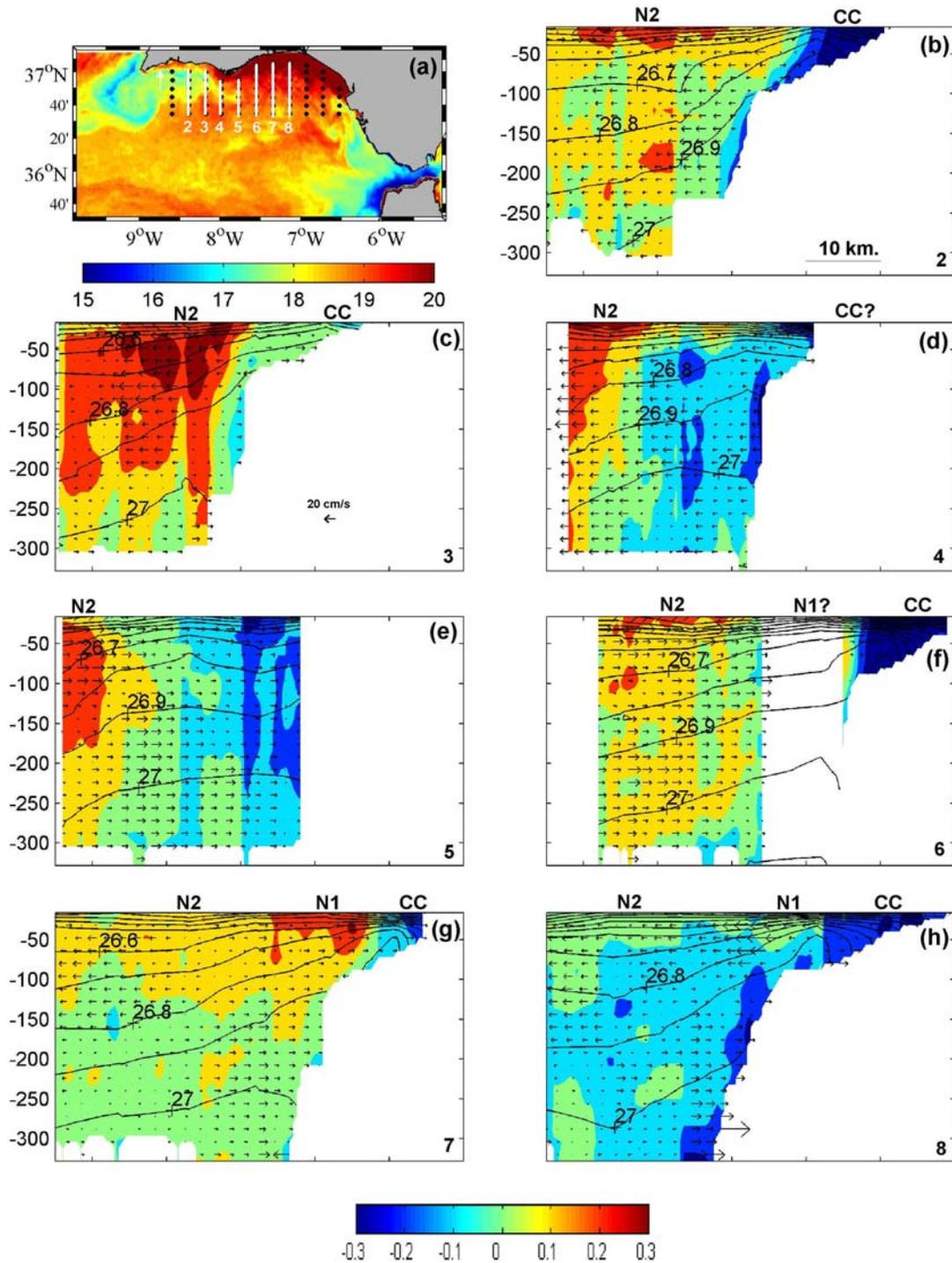


Figura 7.7: a) Imágen satélite (29/05/01) mostrando los diferentes transectos de la mesoescala 2. b)-h) velocidades ADCP normales al transecto (en colores, positivo hacia el Este) y a lo largo del mismo (flechas) y perfiles de sigma-t (contornos). Se indican los núcleos N1, N2 y la contracorriente costera (CC) cuando procede.

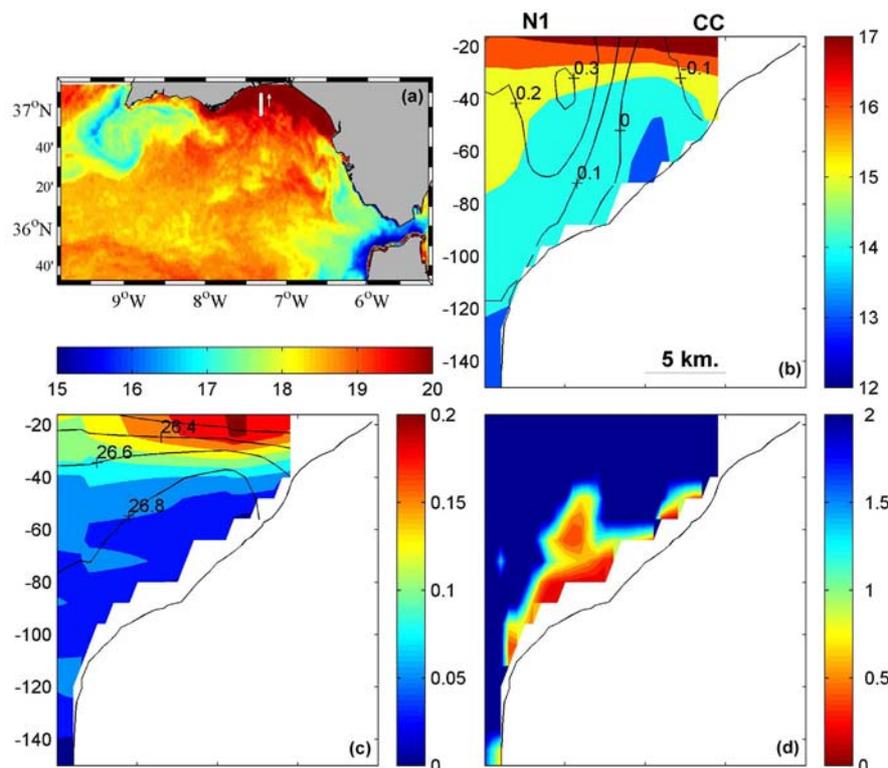


Figura 7.8: a) Imagen satélite (29/05/01) mostrando el detalle del transecto 7 de la mesoescala 2. b) Temperatura ($^{\circ}\text{C}$, en colores) y velocidad transversal (m/s, contornos) c) Frecuencia de Brunt-Väisälä (min^{-1} , en colores) y sigma-t (contornos) d) Número de Richardson (Ri).

7.3.- ESTABILIDAD ESTÁTICA Y DINÁMICA EN LA CAPA SUPERFICIAL⁴

Durante el mes de Mayo, se empieza a desarrollar una termoclina estacional en el Golfo de Cádiz. El máximo de estabilidad estática, N^2 (ver epígrafe II.1), se alcanza muy próximo a la superficie (Figura 7.4c, Figura 7.6c, Figura 7.8c), excepto en la región central, donde se encuentra algunos metros por debajo de la misma. Este hecho es más apreciable durante la macroescala y la mesoescala 2, como se ilustra en la Figura 7.9. Esto es indicativo de la presencia en la región central de una capa homogénea superficial relativamente delgada (<20 metros), de la que no hay indicación en la zona de plataforma. Por debajo de esta incipiente termoclina, la columna de agua es bastante homogénea, como se deduce de los bajos valores de N^2 (Figura 7.4c, Figura 7.6c, Figura 7.8c), favoreciéndose la inestabilidad del tipo Kelvin-Helmholtz en regiones de cizalla vertical de velocidad (ver epígrafe II.2).

⁴ En el Apéndice II de esta memoria pueden encontrarse algunas notas introductorias relativas a los conceptos de estabilidad estática y dinámica.

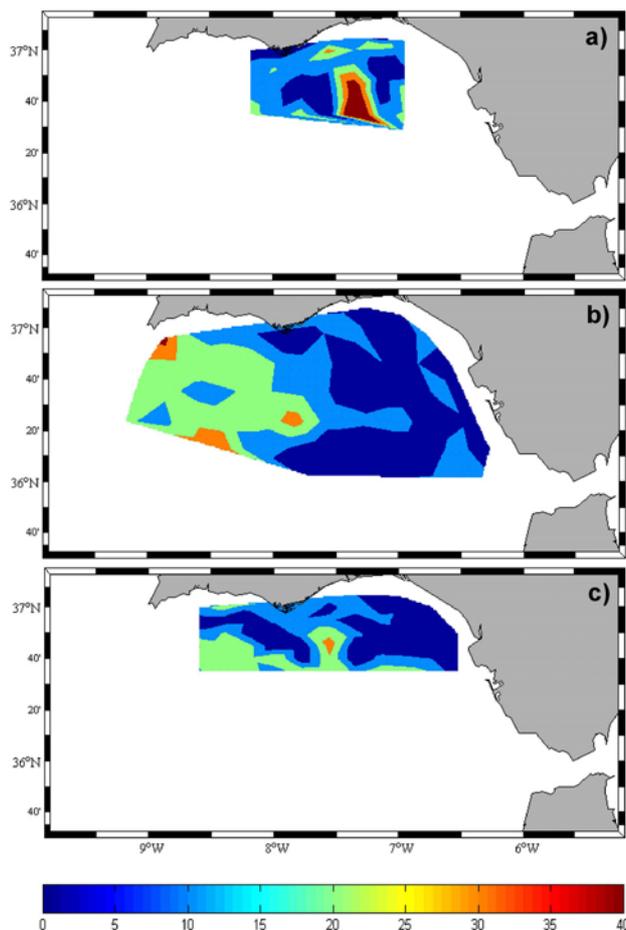


Figura 7.9: Profundidad del máximo de N^2 para la mesoescala 1 (a), macroscala (b) y mesoescala 2 (c).

Los paneles c y d de las Figuras 7.4, 7.6 y 7.8 muestran la frecuencia de Brunt Väisälä (en min^{-1}) y el número de Richardson, Ri , para la parte de los transectos 5 de la mesoescala 1, 7 de la macroscala y 7 de la mesoescala 2 que discurren a lo largo de la plataforma (indicado en blanco sobre el panel a). Sólo se han representado los valores de Ri menores que 1, valor cercano al límite teórico de 0,25 para la ocurrencia de inestabilidades. Puede observarse cómo la plataforma continental exterior y el talud al Este del Cabo Santa María, la región ocupada por el núcleo N1, son los lugares más propicios para que se dé este tipo de flujo proclive a inestabilidades, lo que tendrá importantes consecuencias en la circulación de la plataforma (epígrafe 7.4). Además, estos bajos valores de Ri están presentes en las tres subcampanas, lo que sugiere que se trataría de una característica permanente de la circulación del Golfo de Cádiz, al menos durante la estación de afloramiento.

7.4.- UN ESQUEMA DE LA CIRCULACIÓN EN EL GOLFO DE CÁDIZ

La circulación superficial en la región de mar abierto (profundidades por debajo de 200 m) en el Golfo de Cádiz durante la campaña GOLFO 2001, analizada en detalle en los capítulos 5 y 6, es anticiclónica con variaciones de corto periodo inducida por el forzamiento meteorológico, que cambia la forma de las líneas de corriente y transporte geostrofico en menos de dos semanas (ver epígrafe 6.4). A pesar de esta variabilidad, la corriente que fluye por la plataforma y talud continentales en la mitad oriental de la cuenca es una estructura permanente en las tres subcampañas, aunque no está exenta, asimismo, de cierta variabilidad. Esta corriente constituye el límite Nororiental de la circulación oceánica del Golfo de Cádiz y, a su vez, es el límite Sur de la circulación en la plataforma.

El análisis de los datos recogidos durante la campaña GOLFO 2001 indica que esta corriente está formada por dos contribuciones, los núcleos N2 y N1. El núcleo N2 se detecta tanto en la plataforma oriental como en la occidental, pero el N1 está restringido a la plataforma al Este de Cabo Santa María. El núcleo N2 parece ser parte de la corriente portuguesa, que fluye hacia el Sur próximo a la costa occidental de la Península Ibérica y que se ve reforzada en primavera y verano, las estaciones más favorables para el afloramiento (Mazé et al., 1997; Fiúza, 1983; Relvas y Barton, 2002; Sánchez y Relvas, 2003a). De acuerdo con Relvas y Barton (2002), la dirección preferida principalmente para la continuación de esta corriente al llegar al Cabo San Vicente es hacia el Este a lo largo de la plataforma y talud de la costa Sur Ibérica. La Figura 7.10, que resume la circulación superficial deducida de nuestros datos, indica esta trayectoria y muestra que N2 se mueve alrededor del remolino ciclónico del Cabo San Vicente y hacia el Este en el Golfo de Cádiz. Es frecuente que este núcleo se bifurque a la altura de Cabo Santa María (Sánchez y Relvas, 2003a) para generar el filamento de Santa María, analizado en los epígrafes 5.5 y 6.2.3 de esta memoria. Al Este del Cabo Santa María, N2 se aproxima a la zona de rotura de la plataforma, uniéndose a N1 algunos kilómetros aguas abajo del Cabo y alimentando, en parte la entrada de Agua Atlántica al Estrecho de Gibraltar, y en parte la Corriente Canaria (ver epígrafe 6.4.2 y Figura 6.16).

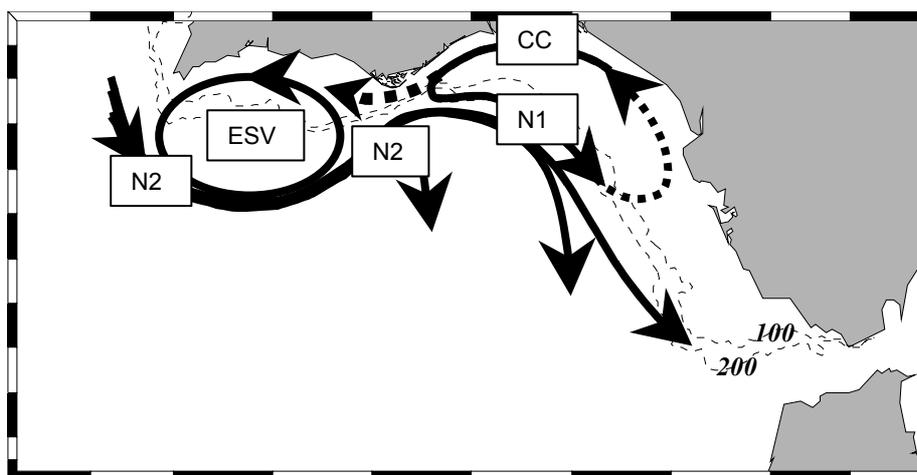


Figura 7.10: Esquema de la circulación general en el Golfo de Cádiz a partir de los datos recogidos en la campaña GOLFO 2001. N1 y N2 representan los núcleos 1 y 2 respectivamente, CC la contracorriente costera y ESV el eddy de San Vicente. La línea de puntos indica el posible cierre de la celda ciclónica en la plataforma (no hay datos para confirmar este extremo). La flecha punteada hacia el Oeste en el Cabo Santa María indica el camino de CC con Levantes.

El núcleo N1 y la contracorriente costera son estructuras bastante permanentes en las tres subcampanas en la parte oriental de la plataforma y talud. Parecen ser parte de una celda ciclónica superficial de mesoescala que ocupa la parte oriental de la plataforma entre Cabo Santa María y la desembocadura del río Guadalquivir. La estructura ciclónica tiene tendencia a encontrarse en balance geostrofico, como muestra la curvatura de las isopícnas en la parte central de la estructura (panel c en las Figuras 7.4, 7.6 y 7.8) por debajo de la incipiente termoclina y como se comprueba a partir de la ecuación del viento térmico aplicada a los perfiles de densidad de las anteriores figuras.

El panel d) de estas figuras sugiere que el levantamiento de las isopícnas está relacionado con inestabilidades de cizalla en la base del núcleo N1, donde el flujo tiene bajos números de Richardson (próximos a 0,25). La inestabilidad de Kelvin-Helmholtz convierte parte de la energía cinética del chorro en energía potencial del flujo a través de mezclas verticales. Este es un mecanismo conocido que contribuye a la formación de frentes en las zonas de rotura de la plataforma. Dichos frentes suelen situarse sobre la parte más exterior de la plataforma continental o en la zona de ruptura de ésta (Gawarkiewicz y Chapman, 1992; Matsuno et al., 1997). La curvatura de las isopícnas crea, por su parte, gradientes de densidad horizontales que pueden forzar parcialmente la contracorriente costera sobre la plataforma interna. En otras palabras, la

contracorriente costera podría tener una componente geostrófica que estaría, en último término, relacionada con inestabilidades de Kelvin-Helmholtz en la corriente de plataforma.

La presencia del Cabo Santa María hace que la contracorriente costera recircule, al menos parcialmente, hacia el Este, alimentando el núcleo N1. En cualquier caso, en condiciones favorables (Levantes), esta contracorriente sobrepasa el Cabo Santa María y progresa hacia el Oeste, como ocurrió durante la mesoescala 2 (Figura 7.7a). En estos casos, la contracorriente costera se une con el remolino de San Vicente, que discurre hacia el Oeste en la zona costera, llegando incluso a desplazar las aguas frías de éste hacia el Sur, como se detectó en la mesoescala 2 (panel a de la Figura 7.7). Un comportamiento similar se documenta en Relvas y Barton (2002) a partir de imágenes SST como respuesta de la corriente costera a vientos de Levante.

La descripción aportada por la Figura 7.10 sería válida para primavera y verano, la estación de afloramiento. En invierno, los registros de la boya RAP del Golfo de Cádiz (ver Figura 7.11 para ubicación) muestran inversiones de la corriente, que pasa de fluir en dirección Sureste (compatible con una circulación anticiclónica) a fluir en dirección Noroeste (Álvarez-Fanjul, 1999b). En invierno, la dirección del viento en las costas occidentales de la Península Ibérica cambia de Norte a Oeste o Suroeste (Fiúza et al., 1982; Fiúza, 1983). Esto puede provocar un cambio en la circulación superficial de gran escala en el Golfo de Cádiz, principalmente forzada por el viento, que debe ser seguido de cambios en la circulación de la plataforma. Es posible que la contracorriente costera también desaparezca en base a los dos siguientes argumentos. En primer lugar, el núcleo N1, que forma parte de la circulación anticiclónica, desaparecería al cambiar el régimen de circulación. Esto repercutiría en la circulación sobre la plataforma, que dejaría de ser la celda ciclónica de la Figura 7.10 y, en consecuencia, no favorecería el mantenimiento de la contracorriente costera. En segundo lugar, la región de aguas cálidas, cuyo origen e importancia en la dinámica de la circulación se discute en el epígrafe 7.6, no está presente en invierno. Como esta región cálida es responsable de la pendiente del nivel del mar a lo largo de la costa que fuerza la contracorriente, al desaparecer aquélla, también lo hará ésta.

7.5.- VARIABILIDAD DE CORTO PERIODO Y EVOLUCIÓN DEL FRENTE DE HUELVA

La comparación de los mapas de SST de la Figura 7.2a y la Figura 7.7a indica que la circulación superficial en el Golfo de Cádiz sufrió importantes cambios desde la mesoescala 1 (14-16 de Mayo) hasta la mesoescala 2 (28 de Mayo-2 de Junio), forzada por el cambio en el régimen del viento. Sin embargo, el análisis de la circulación subsuperficial no muestra un cambio tan notable.

Unas cuantas decenas de metros por debajo, la situación resulta ser bastante insensible a este cambio meteorológico (véanse, por ejemplo, los epígrafes 7.2.1-7.2.3 o 6.2.2 para más detalles). En particular, la celda ciclónica de circulación superficial sobre la plataforma oriental, incluyendo el núcleo N1 y la contracorriente costera, el remolino ciclónico del Cabo de San Vicente y la corriente de contorno N2, que aparentemente alimenta la entrada de Agua Atlántica en el Mar Mediterráneo, son claramente identificables en todos los muestreos. Pero también existen algunas discrepancias. Por ejemplo, el transporte geostrofico hacia el Estrecho de Gibraltar se reduce considerablemente durante la segunda mesoescala (epígrafe 6.4.2), en buen acuerdo con el descenso observado en la entrada de Agua Atlántica a través del Estrecho con viento de Levante (García Lafuente et al., 2002b, c).

En lo que respecta a la circulación costera, un cambio evidente es la progresión de la contracorriente costera al Oeste de Cabo Santa María, forzada por el viento de Levante que dominó en la mesoescala 2 (Figura 7.11b). La evolución temporal de esta contracorriente bajo este régimen de viento ha sido identificada y ampliamente discutida mediante el análisis de secuencias SST usando la temperatura superficial como trazador del flujo (Fiuza, 1983; Folkard, 1997; Relvas y Barton, 2002 y en el epígrafe 6.5 de esta memoria). Pero el hecho de admitir que la temperatura superficial sea un adecuado trazador del flujo puede ser, en principio, discutible y debe revisarse a la luz de los datos de velocidad. Los registros de ADCP recogidos durante la mesoescala 2 corroboran las conclusiones obtenidas a partir de los argumentos anteriores y confirman que, efectivamente, la temperatura superficial es un buen indicador de la corriente costera de densidad. El acuerdo no es sólo cualitativo sino también cuantitativo: Relvas y Barton

(2002) calculan una velocidad media del flujo de 16-19 cm/s después de analizar varios conjuntos de secuencias SST que describen la progresión hacia el Oeste de la corriente cálida durante un episodio persistente de Levante. Esos valores son compatibles con los alrededor de 20cm/s registrados por el ADCP en la plataforma occidental durante la mesoescala 2 (Figura 7.8b).

Una segunda y más evidente diferencia entre las mesoescalas 1 y 2 es el cambio en el patrón de SST que tuvo lugar en tan sólo 15 días (Figura 7.2a y Figura 7.7a, ver también Figura 6.17). El promedio espacial de temperatura superficial sobre la región de la plataforma aumentó más de 3°C entre ambas campañas y más de 5°C en lugares concretos, como la desembocadura del río Guadiana, próximo al meridiano 7°W. Este incremento tan considerable en la temperatura superficial no puede explicarse sólo por la ganancia local de calor, sino que tienen que concurrir al menos otros dos factores sinérgicos: la interrupción del afloramiento costero de Cabo Santa María inducido por el viento que sigue al descenso de los Ponientes y la liberación y posterior expansión hacia el Oeste de la región de aguas cálidas que los Ponientes habían apilado contra la desembocadura del río Guadalquivir y la Bahía de Cádiz (compárese a este respecto los paneles a de las figuras 7.2, 7.5 y 7.7).

El Frente de Huelva, pioneramente documentado por Stevenson (1977), es una estructura superficial, vagamente definida, identificada a partir del contraste de la señal SST entre las aguas de la plataforma y de mar abierto. Con posterioridad, otros autores (Fiúza, 1983; Folkard et al., 1997; Vargas et al., 2003) relacionan esta lengua de aguas frías con el régimen de vientos, mostrando cómo los Ponientes favorecen su aparición, mientras que los Levantes la inhiben (ver epígrafe 1.4.4). Dada la naturaleza de las descripciones anteriores, la información tridimensional sobre este frente es escasa, si no nula, y no hay documentación sobre la señal subsuperficial de densidad del frente. Así, puede plantearse la cuestión de si el Frente de Huelva es tan sólo la huella superficial del afloramiento de Cabo Santa María o si, por el contrario, tiene entidad subsuperficial *per se*.

Una consecuencia del cambio en el régimen de vientos durante la campaña GOLFO 2001 es que la señal de temperatura superficial del Frente de Huelva detectada durante la mesoescala 1 (Figura 7.2a) y, en menor medida, durante la macroescala

(Figura 7.5a) desapareció durante la mesoescala 2 (Figura 7.7a), bajo vientos de Levante (Figura 7.11b). Pero los datos ADCP indican que la corriente subsuperficial de plataforma (el núcleo N1) continuó circulando hacia el Sureste (Figura 7.7; ver también Figura 7.8b). Si el denominado Frente de Huelva tiene entidad subsuperficial, debe coincidir con el núcleo N1, en cuyo caso sería un frente de densidad de plataforma (ver paneles b y c de las figuras 7.4, 7.6 y 7.8) cuya signatura térmica en superficie dependería del régimen de vientos.

Los vientos de Poniente, favorables al afloramiento, desplazan aguas frías a la superficie en las proximidades del Cabo Santa María, bien por transporte vertical de aguas profundas en la región del Cabo por transporte Ekman, bien por advección horizontal desde el afloramiento de Cabo San Vicente (ver epígrafe 5.4.2). Estas aguas frías son transportadas por el frente subsuperficial aguas abajo haciendo que aparezca en superficie la señal fría históricamente identificada con el Frente de Huelva. Con el descenso de los Ponientes, se inhibe el suministro de aguas frías en el Cabo de Santa María y desaparece la señal superficial fría, haciendo pensar que el Frente de Huelva también ha desaparecido. Pero, en realidad, sería sólo la huella superficial del mismo la que desaparece, puesto que el frente (núcleo N1) sigue existiendo varios metros por debajo de la superficie. Este hecho está en buen acuerdo con la discusión sobre la composición de las masas de agua superficiales (epígrafe 6.3), donde se mostró que por debajo de 20-25 m las estructuras mantienen su identidad sin verse apenas afectadas por el forzamiento meteorológico. Nótese también que la temperatura subsuperficial (Figura 7.8b) contribuye en mayor medida que la salinidad al gradiente horizontal de densidad subsuperficial (Figura 7.8c), lo que ayudaría a mantener el núcleo N1 por balance geostrofico, incluso en condiciones de Levante.

7.6.- ORIGEN DE LA CIRCULACIÓN EN LA PLATAFORMA ORIENTAL

Las observaciones analizadas en los epígrafes 7.2.1 a 7.2.3 sugieren que la contracorriente costera y el núcleo N1 forman parte de la misma celda de circulación. El origen de esta contracorriente costera ha sido relacionado con la presencia de un gradiente de presión a lo largo de costa entre Lagos, L1, y Vila-Real, V1, (Relvas y

Barton, 2002) que sería más intenso en verano, con diferencias de nivel entre 4 y 5 cm, y tendería a disminuir, e incluso anularse, en invierno.

Este mecanismo de forzamiento sería convincente si no fuera por que el núcleo N1 estaría fluyendo en contra de esta pendiente superficial unos pocos kilómetros al Sur de la contracorriente sin ninguna desaceleración aparente. La pendiente de altura dinámica a lo largo de la costa entre los puntos V1 (más alto) y L1 (más bajo) referido en Relvas y Barton (2002) (ver Figura 7.11) podría forzar la corriente costera pero evitaría, al tiempo, la circulación de gran escala deducida en los capítulos 5 y 6. Esta pendiente de altura dinámica estaría más relacionada con la geostrofia (circulación ciclónica alrededor del punto L1) que con una corriente de densidad.

El gradiente de presión a lo largo de costa necesario para forzar la contracorriente debe estar confinado a la parte interna de la plataforma y desaparecer unos cuantos kilómetros hacia el exterior. Muy probablemente, está relacionado con la región de aguas cálidas que sistemáticamente aparece en la desembocadura del río Guadalquivir y la Bahía de Cádiz en las imágenes SST desde primavera (Abril) hasta otoño (Octubre), como se documenta en Folkard et al. (1997); Vargas et al. (2003) y Navarro (2004). Consideremos el origen de estas aguas cálidas.

La presencia continuada en el mar de regiones de agua más cálida que la media espacial de los alrededores necesita un suministro de calor para mantener la señal de temperatura superficial frente a la difusión y transporte de calor. En la región de la desembocadura del Guadalquivir y la Bahía de Cádiz, la fuente de calor es la tierra. Esta hipótesis se confirma por los patrones SST de la Figura 7.2a y la Figura 7.7a, que muestra la región de aguas cálidas deformada por el transporte hacia el Este o el Oeste forzado por los Ponientes y Levantes, respectivamente (Figura 7.11).

En esta área, la amplitud M_2 de la marea es superior a un metro (epígrafe 1.1) y la onda de marea progresa tierra adentro a lo largo de los diferentes ramales del río Guadalquivir durante más de cien kilómetros, inundando muchos kilómetros cuadrados de marismas. Lo mismo sucede en las proximidades de la Bahía de Cádiz. Las mezclas verticales forzadas por la propagación de la marea, la turbidez del agua del río y su poca profundidad, la mayor duración de la luz solar en primavera y verano y, especialmente,

la inundación de marismas que han sido calentadas por radiación solar durante el anterior descenso de la marea⁵ dan lugar a una mayor absorción de energía por unidad de masa en el río que mar adentro durante los días de primavera y verano. La mayor parte de esta energía es devuelta al mar con la retirada de la marea. Durante la noche, no debe haber diferencia entre la cantidad de calor que gana o pierde una parcela de agua en el río o en mar abierto, pero la media diaria proporciona un transporte neto de calor positivo desde la tierra al mar en primavera y verano. Nótese que este transporte de calor no depende de las descargas de agua dulce del río (la descarga es, por lo general, despreciable en estas estaciones secas) y sólo depende de la dinámica de marea y del calentamiento relativo de la tierra respecto al agua. En otoño e invierno, el proceso será al contrario y la tierra importará calor del mar. De hecho, la climatología mensual de SST (Vargas et al., 2003; Navarro, 2004) muestra que esta área es más fría que la media entre Noviembre y Marzo.

La acumulación de aguas cálidas y, por tanto, más ligeras, en esta parte de la plataforma crea una pendiente de Este a Oeste en la superficie del mar a lo largo de la costa que, si no se compensa de forma baroclina, produciría un gradiente de presión subsuperficial hacia el Oeste. El estrés del viento jugaría un importante papel en esta dinámica. Los Ponientes incrementarían esta pendiente de la superficie puesto que apilan agua contra la costa. Pero el estrés del viento cancelaría el exceso del gradiente en el nivel del mar, evitando el desarrollo de la contracorriente superficial hacia el Oeste. Por debajo de la capa superficial, el estrés del viento no podría cancelar el gradiente de presión y las aguas se moverían a lo largo de este gradiente hacia el Oeste. En una escala espacial muy diferente, este mecanismo recuerda la acumulación de aguas cálidas en el Pacífico occidental y la contracorriente del Pacífico ecuatorial en los años en que no aparece el fenómeno de El Niño.

Los resultados del modelo NIVMAR (ver epígrafe 3.3 para detalles) para la mesoescala 1, en la que hubo Ponientes (Figura 7.11b), predicen este levantamiento de la superficie (Figura 7.11c) y, en consecuencia, una altura del nivel del mar creciente hacia el Este. NIVMAR predice también la desaparición de esta pendiente en la mesoescala 2, cuando el viento fue predominantemente de Levante (Figura 7.11b y c).

⁵ Nótese que tiene lugar al menos un descenso durante el día.

En esta situación, la altura del nivel del mar decrece hacia el Este y la región de aguas cálidas ya no puede ser retenida cerca de la desembocadura del Guadalquivir y es liberada invadiendo la mayor parte de la capa superficial de la plataforma oriental, y en parte también de la occidental (comparar Figura 7.2a y Figura 7.7a). Es interesante notar que el modelo predice una pendiente mucho mayor en la plataforma oriental que en la occidental (Figura 7.11c), lo que indica que la orientación de la costa juega un papel importante en el efecto del viento.

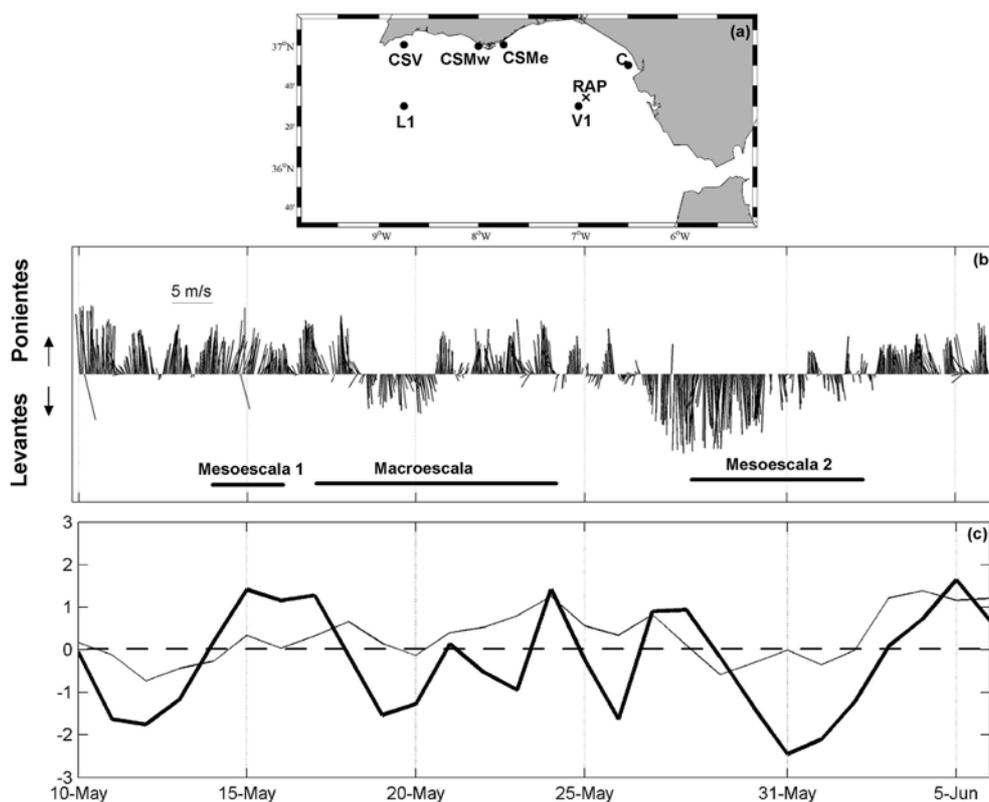


Figura 7.11: a) Localización de los puntos mencionados en la figura y en el texto. b) Velocidad y dirección del viento en la boya RAP. c) Valores diarios de la diferencia de nivel (cm) entre los puntos C y CSMc (C-CSMc, línea gruesa) y CSMw y CSV (CSMw-CSV, línea fina) a partir del modelo NIVMAR.

Con este capítulo se da por terminada la presentación y discusión de los resultados de esta memoria. A continuación se sintetizan los resultados más relevantes y se resumen las principales conclusiones extraídas de este trabajo.

SÍNTESIS Y CONCLUSIONES

SÍNTESIS Y CONCLUSIONES

- A partir de los datos recogidos en la campaña GOLFO 2001, se ha realizado un estudio de la circulación y distribución de masas de agua en el Golfo de Cádiz en la primavera de 2001, que coincide con la estación de afloramiento, así como de la variabilidad inducida por el forzamiento meteorológico. El grueso de la información experimental para realizar el estudio lo forman los datos de CTD, con los que se ha realizado el análisis geostrófico en la región exterior del Golfo de Cádiz, y los datos de ADCP, que se han utilizado para el estudio de la circulación en la plataforma y talud continental.

Respecto a estos últimos datos, la correlación encontrada entre el modo navegación y el modo “bottom tracking” es aceptable tras realizar una corrección de 2° en la rotación de las velocidades desde los ejes de los transductores al sistema de coordenadas terrestres. Asimismo, se ha diseñado un proceso de filtrado exponencial de los datos de ADCP para conseguir una malla regular, tanto en la dirección horizontal como en vertical.

Las condiciones meteorológicas, estudiadas a partir de los registros de la estación del Hespérides y de la boya RAP, así como de los datos de escaterómetro, muestran que, en la mesoescala 1 y la mayor parte de la macroescala, el viento dominante fue de Poniente. En la mesoescala 2, tuvo lugar un episodio de Levante moderado. Esta variabilidad ha permitido estudiar la respuesta de las estructuras al forzamiento meteorológico.

- A la hora de trabajar con la aproximación geostrófica, se ha comprobado que la mejor elección es escoger la superficie de referencia en el Golfo de Cádiz como aquella que maximice el transporte hacia el Estrecho de Gibraltar. Esta condición equivale a considerar la superficie de referencia en la “interfase” media entre el Agua Atlántica y el Agua Mediterránea en la región del Estrecho. El valor obtenido mediante este procedimiento es $Z_{ref} = 300$ metros. Los transportes geostróficos son muy sensibles a variaciones en la elección de Z_{ref} . Valores por encima o por debajo de 300 m infraestiman el flujo de entrada al Estrecho de Gibraltar, mientras que la elección $Z_{ref} = 300$ metros proporciona unos resultados que se encuentran en buen acuerdo con los volúmenes de agua intercambiados por el Estrecho mencionados en la literatura.
- La representación de las variables hidrológicas en la macroescala ha permitido identificar y estudiar una serie de estructuras notables en la cuenca, como son las áreas de afloramiento en Cabo San Vicente y Cabo Santa María, el filamento de Cabo Santa María, la circulación y espesor del NACW, la región exterior, la vena de Agua Mediterránea, la contracorriente costera, la zona costera de aguas cálidas en la plataforma o el frente de Huelva.

- Las principales áreas de afloramiento en el Golfo de Cádiz son el Cabo San Vicente y el Cabo Santa María. El primero de ellos forma parte del sistema de afloramientos casi permanentes de las costas occidentales portuguesas en primavera y verano. Se trata, previsiblemente, de un fenómeno de océano abierto, relacionado con el régimen de vientos y sujeto a una menor variabilidad que el afloramiento de Cabo Santa María. Este último se corresponde con un proceso costero en el que el forzamiento meteorológico induce una importante variabilidad en periodos de pocos días, acentuándose con vientos de Poniente y desapareciendo con Levantes.

- El filamento de Cabo Santa María puede identificarse mediante la observación de los diagramas TS, puesto que produce una alteración en los perfiles esperados del NACW. Dicha alteración consiste en la intrusión de una región de agua más frías y menos salinas, que se identifica con un pico en torno a (36, 15-16°C) en el diagrama TS. Las aguas afloradas en Cabo San Vicente se desplazan de Oeste a Este siguiendo la corriente principal hasta, aproximadamente, 7,5°W, donde parte de ellas son transportadas hacia el Sur o Sureste, constituyendo el filamento. El primer modo del análisis de modos empíricos ortogonales captura la estructura del filamento, explicando un porcentaje elevado de la varianza total. Los coeficientes de amplitud alcanzan su máximo en torno a los 40-50 metros, la profundidad de máxima señal termohalina del filamento.

- En la isopicna $\sigma_t = 27$, la temperatura y salinidad de las aguas es, prácticamente, única, de forma que el punto $T = 13,2$; $S = 35,8$; $\sigma_t = 27$ se mantiene como una especie de punto triple en todo el dominio, indicativo de la señal más pura de NACW. Los límites superior ($\sigma_t = 26,6$) e inferior ($\sigma_t = 27,3$) del NACW se corresponden con profundidades medias de 42 m y 535 m, respectivamente. Un criterio más conservador, basado en calcular el espesor de la capa de NACW como $S < 35,8$, reduce la extensión de la misma, pero aún se obtienen valores superiores a 300 metros en la región central del Golfo. La parte inferior de la capa de NACW es arrastrada por la vena de Agua Mediterránea en la zona Norte del Golfo hacia el océano abierto, en tanto que la parte superior de dicha capa forma el núcleo principal de la circulación anticiclónica superficial del Golfo de Cádiz en esa misma zona. En la región exterior, reservorio principal de NACW, el movimiento de esta masa de agua es muy reducido.

- La circulación general superficial en la parte exterior del Golfo de Cádiz es anticiclónica, con algunas variaciones intercampañas inducidas por el forzamiento meteorológico, sobre todo en las proximidades de Cabo

Santa María. En la mesoescala 1, con Ponientes, las corrientes se aproximan notablemente a Cabo Santa María, circulando en sentido horario. En la mesoescala 2, las corrientes se apartan de Cabo Santa María y describen un meandro primero hacia el Sur y luego hacia el Norte, posiblemente vinculado a la contracorriente costera que discurre de Este a Oeste en superficie con vientos de Levante. La macroescala es una situación intermedia entre ambos comportamientos y es de destacar una bifurcación de la corriente en dos ramales a la altura de $7,5^{\circ}\text{W}$ (frente a Cabo Santa María) que luego se unifican aguas abajo. Una vez unificada, sigue dos caminos al aproximarse al Estrecho de Gibraltar: uno de entrada hacia el mar de Alborán a través del propio Estrecho y otro curvándose en dirección Sur y conformando un meandro que se incorpora a la corriente de Canarias.

- Se han identificado los dos núcleos “clásicos” en que se divide el Agua Mediterránea en su evolución por el Golfo de Cádiz. El máximo de salinidad del MW desciende bruscamente a la altura del meridiano de 7°W , lo que es indicativo de que los procesos de mezcla más intensos tienen lugar en una región de reducidas dimensiones. En el resto del Golfo, el mínimo de salinidad entre el NACW y el MW dificulta la influencia mutua y la variación de las propiedades del Agua Mediterránea es mucho más lenta. La profundidad del máximo, indicativa del núcleo inferior de MW, se estabiliza en los transectos más occidentales, indicando que la vena Mediterránea ha alcanzado ya flotabilidad neutra en esa región.

- La circulación superficial en la plataforma oriental del Golfo de Cádiz (entendiendo como tal la situada al Este de Cabo Santa María) en la estación de afloramiento (primavera-verano) estaría formada por una celda ciclónica superficial de mesoescala entre Cabo Santa María y la desembocadura del río Guadalquivir. En la parte occidental, entre los cabos de Santa María y San Vicente, se identifica un remolino ciclónico de gran coherencia en profundidad. La parte Norte de la celda ciclónica oriental es una contracorriente costera que transporta aguas cálidas acumuladas, aparentemente, en la desembocadura del río Guadalquivir y la Bahía de Cádiz hacia el Oeste. Dicha contracorriente podría tener una componente geostrófica que estaría, en último término, asociada a inestabilidades de Kelvin-Helmholtz en la base de la componente hacia el Este de la celda ciclónica. Presenta una cierta variabilidad inducida por el régimen de vientos, reduciéndose con Ponientes y llegando a sobrepasar el Cabo Santa María bajo vientos de Levante.

- Se especula con que el origen de la región de aguas cálidas en la desembocadura del río Guadalquivir y la Bahía de Cádiz pueda ser

debido a la ganancia de calor desde la tierra al mar en primavera y verano. Con la subida de la marea, se inundan grandes extensiones de marismas, que ceden calor al mar en el siguiente descenso. Este mecanismo proporcionaría los gradientes de presión longitudinales necesarios para forzar la contracorriente. Los Ponientes contribuyen a retener estas aguas cálidas en una reducida región próxima a la desembocadura del Guadalquivir, en tanto que, con Levantes, las aguas ya no pueden ser retenidas y se liberan, invadiendo la mayor parte de la capa superficial de la plataforma oriental y, si los vientos son suficientemente persistentes, de la occidental. Los resultados del modelo NIVMAR de Puertos del Estado apoyan esta hipótesis.

- En nuestro análisis, el históricamente denominado Frente de Huelva sería, en realidad, la señal térmica superficial de un frente de densidad en la plataforma oriental que se corresponde con la componente hacia el Este de la celda ciclónica y que sigue circulando aun en condiciones de Levante. Con Ponientes, las aguas frías afloradas son transportadas por el frente subsuperficial aguas abajo haciendo que aparezca en superficie la señal fría históricamente identificada con el Frente de Huelva. Con Levantes, se inhibe el suministro de aguas frías a Cabo Santa María y desaparece la señal superficial fría, pero el frente sigue existiendo unos metros por debajo de la superficie.
- Los patrones hidrológicos superficiales, en particular la temperatura y, de ahí, la densidad, están influenciados por el régimen de vientos. Un cambio en el mismo produce gran variabilidad temporal de algunas estructuras espaciales (el afloramiento de Cabo Santa María, la señal superficial del Frente de Huelva, la región de aguas cálidas costeras,...) en una capa relativamente somera (<50 metros). La secuencia de imágenes SST durante la campaña confirma la variabilidad encontrada en las estructura superficiales. Por debajo de esta capa superficial, las características hidrológicas son bastante independientes del forzamiento meteorológico.
- La parte más superficial de los diagramas TS presenta variabilidad intercampañas debido a la variabilidad inducida por el viento en las estructuras superficiales en una capa de unos 20-25 m de espesor. El promedio en los primeros 20 m de la distribución horizontal de los puntos del diagrama TS muestra NACW en la parte Norte y SAW en el centro del Golfo, tanto en la mesoescala 1 como en la macroescala. En la mesoescala 2 se altera este patrón y es significativa la presencia de aguas cálidas de plataforma, AP, que desplazan al Oeste el NACW y difuminan la señal de SAW en la parte central.

- A pesar de que en la mesoescala 2 no se dan las condiciones favorables para afloramiento en Cabo Santa María, la signatura TS típica del filamento del mismo nombre sigue existiendo, aunque con un caudal considerablemente disminuido. Este hecho apoya la hipótesis de que el origen del filamento son las aguas afloradas en Cabo San Vicente, un fenómeno mucho más persistente en primavera y verano, que se desplazan hacia el Sureste siguiendo la corriente principal.

- Los transportes geostroficados están en buen acuerdo con el campo de velocidades y presentan variabilidad intercampañas. Con Ponientes, el transporte hacia el Este en una sección cualquiera es más de un 30% superior al transporte en la misma sección con Levantes.

- Finalmente, el intento de cálculo de velocidades verticales mediante la utilización de la ecuación Omega no ha resultado satisfactorio. La condición de sinopticidad que requiere la ecuación Omega y que no es del todo cierta en la macroescala puede ser la causa de que no se obtenga un resultado verosímil.

APÉNDICES

APÉNDICE I: ENTORNO GRÁFICO DE USUARIO EN MATLAB

Un entorno gráfico de usuario es, de forma genérica, una herramienta interactiva que agiliza el manejo de datos con vista a su representación gráfica de forma rápida y directa. El proceso de programación de estos entornos consta de dos partes. En una primera fase, se hace un “layout” de la interfaz, colocando y distribuyendo los ejes de las representaciones que se deseen realizar, así como los botones de selección y de ejecución de futuras instrucciones. Por ejemplo, para representar los datos hidrológicos y de velocidad sobre los distintos transectos, que es el caso que nos ocupa (recuérdese el epígrafe 2.4.1.d), se ha diseñado un entorno con la distribución de ejes y de botones de comando que se muestra en la Figura I.1. En una segunda etapa, se lleva a cabo una asociación entre los distintos elementos gráficos del “layout” con el código que desarrolla las instrucciones de cada uno. El entorno desarrollado tiene como objetivo básico la representación de distintas magnitudes en los ejes que lo conforman (Figura I.1). Además, consta de una serie de botones y “pop-up menus” para la selección de las distintas tareas.

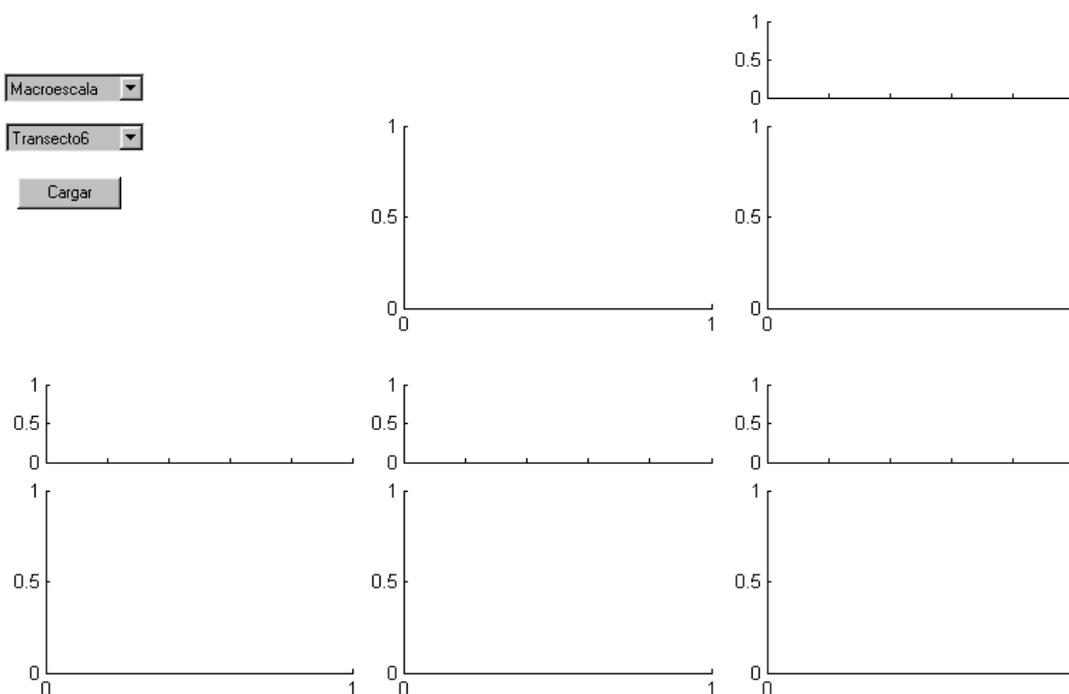
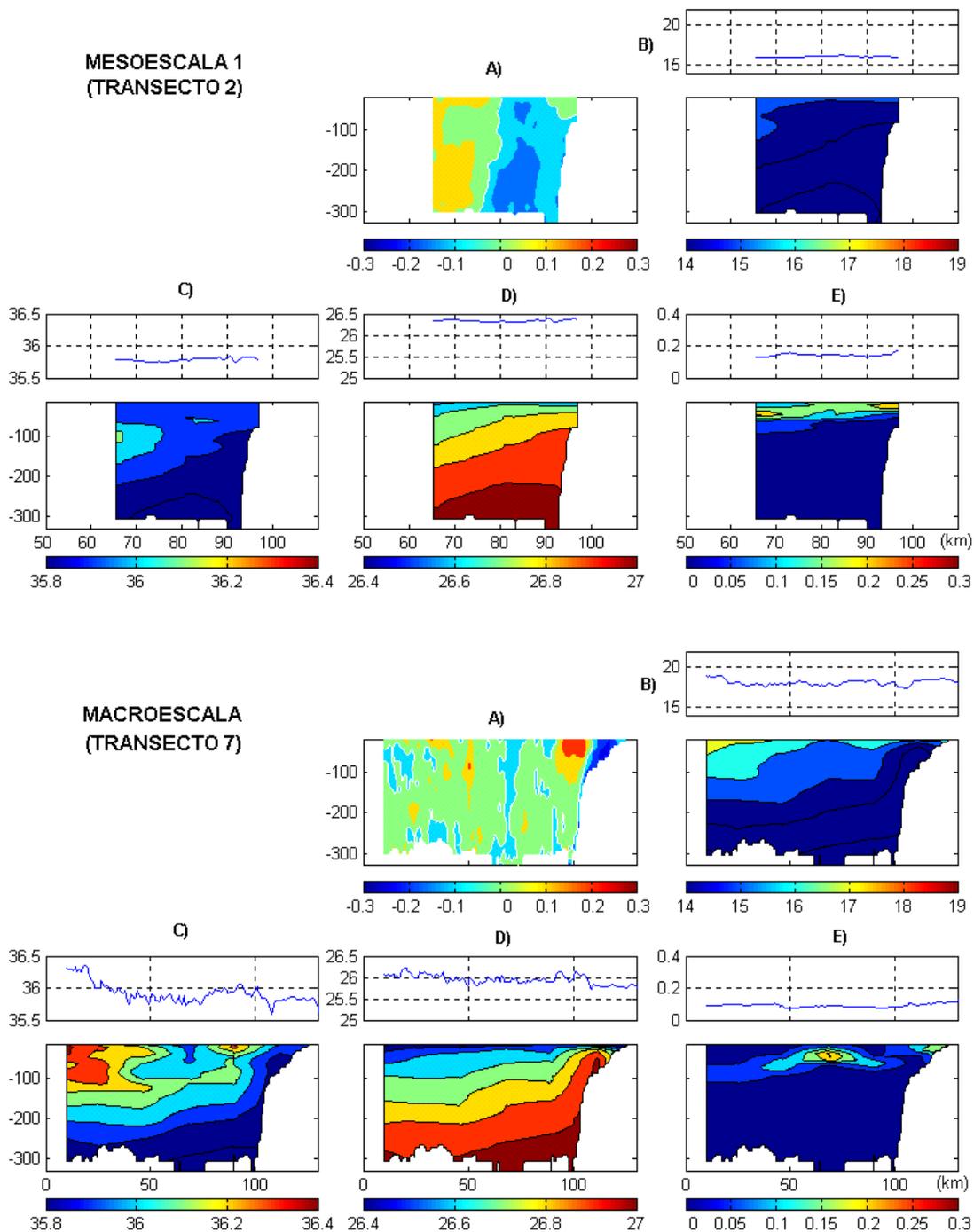


Figura I.1: Distribución de los ejes y botones de comando en el entorno gráfico para la representación de cortes verticales de las distintas variables.

El primero de los tres botones (Figura I.1) permite seleccionar la campaña sobre la que se va a realizar la representación (mesoescala 1, macroescala o mesoescala 2),

mientras que el segundo selecciona un transecto concreto de la campaña que se trate. Por último, el tercero de los botones, “Cargar”, equivale a ejecutar el código MATLAB y rellena cada uno de los ejes con su gráfica correspondiente. Una de las ventajas de este tipo de programación es que permite visualizar los resultados de los distintos transectos sin más que seleccionarlos en los botones de selección. En la Figura I.2 se muestran ejemplos de las representaciones obtenidas para cada una de las tres subcampañas.



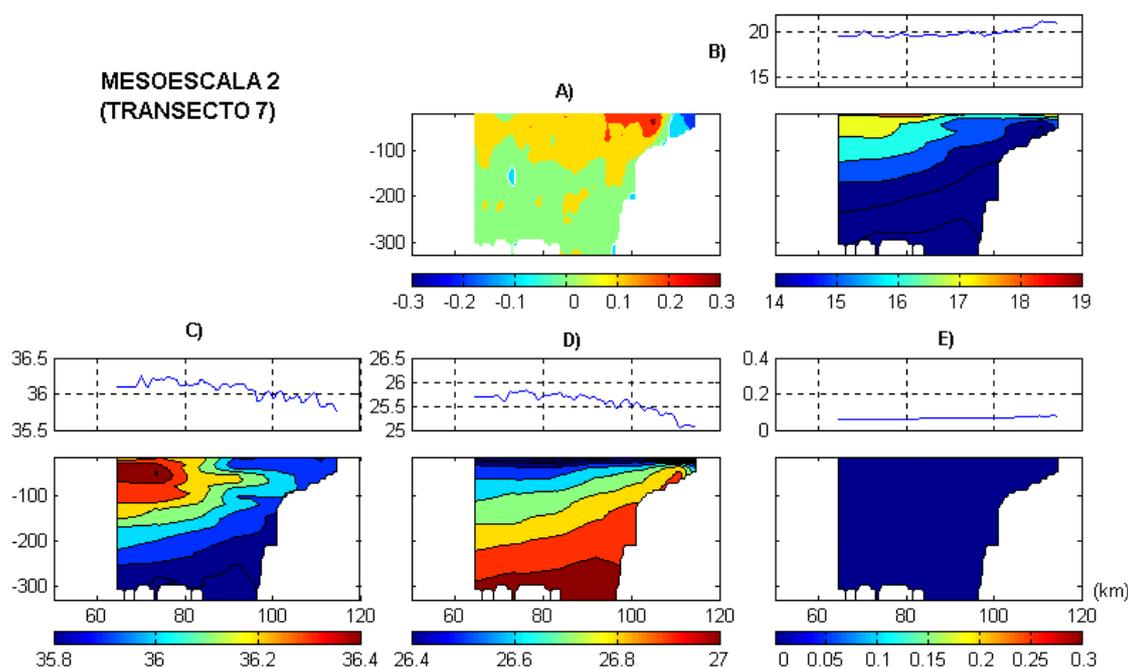


Figura I.2: Representación conjunta de los datos para el transecto 2 de la mesoescala 1 (superior), transecto 7 de la macroescala (central) y transecto 7 de la mesoescala 2 (inferior). Ver texto para detalles.

Todas las figuras tienen la misma estructura, diferenciándose únicamente en los valores representados, que dependen del transecto. El panel A corresponde a los contornos de la componente u de la velocidad, es decir, la componente perpendicular al transecto (el eje y se alinea siempre con la dirección del transecto). Para una mayor claridad, se representa con una línea blanca el contorno de velocidad nula. El resto de los valores se representan con un código de colores comprendido entre $[-0,3 \ 0,3]$, en el bien entendido que valores de velocidad por encima o por debajo de los citados valores se representarán todos con el mismo color (el asociado al extremo correspondiente). Los contornos de velocidad tienen una resolución de 10 cm/s, suficiente para apreciar las estructuras presentes, si bien este valor es variable a voluntad del usuario desde el propio entorno gráfico.

Todos los datos están representados frente a la distancia del transecto al paralelo de 36° . En los transectos de las mesoescalas 1 y 2, como éstos están alineados con los paralelos y meridianos terrestres, la distancia es simplemente una diferencia de latitudes. Pero en los transectos de la macroescala, al tener una cierta inclinación, la distancia entre dos puntos cualesquiera es contribución tanto de la diferencia en latitud como en longitud. El criterio uniforme para todas las subcampañas es, como se ha

dicho, referir la distancia al paralelo de 36° ¹ moviéndonos siempre a lo largo de la línea del transecto (esté o no alineada con las referencias terrestres).

El panel B representa el comportamiento de la temperatura, tanto en el continuo (datos medidos con el termosalinógrafo) como a distintas profundidades. Los datos del continuo se representan entre los 14°C y 22°C , rango suficiente para abarcar todas las temperaturas presentes en las tres subcampañas y poder comparar así la evolución de las mismas. Los datos en profundidad se representan en contornos de 1°C de resolución entre los 14°C y 19°C , aplicando, como en el caso anterior, el criterio que asigna a valores por encima o por debajo de éstos el color de su extremo.

El panel C es completamente análogo al anterior pero para la variable salinidad. En este caso, el rango para los datos del continuo se ha tomado entre 35,5 y 36,5, la escala de representación para los contornos en profundidad entre 35,8 y 36,4 y la resolución de los mismos es de 0,1.

El panel D representa la variable densidad (sigma-t, más concretamente) de igual forma a todas las anteriormente descritas. El rango para los valores del continuo se ha tomado entre 25 y 26,5, la escala de representación de los contornos en profundidad entre 26,4 y 27 y la separación entre contornos de 0,1.

El último panel (E) repite el mismo estudio sistemático para la fluorescencia. En este caso, los valores están normalizados por el software del equipo de medida al intervalo (0 1), pero, en realidad, no se encuentran valores por encima de 0,4, así que el rango utilizado para los datos del continuo es el comprendido entre 0 y 0,4 y para los contornos en profundidad es suficiente con tomar el intervalo (0 0,3). Con objeto de destacar aun los pequeños cambios en los valores de la fluorescencia, que pueden ser indicativos como trazadores de otras variables, se han resuelto contornos de 0,05 unidades.

¹ Este criterio es perfectamente modificable por el usuario y, por ejemplo, para las mesoescalas pueden referirse las distancias al paralelo de $36,5^{\circ}\text{N}$, puesto que todos los datos están situados al Norte del mismo.

APÉNDICE II: INTRODUCCIÓN A LA TEORÍA DE ESTABILIDAD

II.1.- INTRODUCCIÓN A LA ESTABILIDAD ESTÁTICA

Se define la estabilidad (E) de la columna de agua como el cociente cambiado de signo entre la aceleración vertical que experimentaría una parcela de agua desplazada verticalmente una distancia δz y la aceleración de la gravedad g para un desplazamiento δz unitario. Es decir,

$$E = -\frac{a_z}{g \cdot \delta z} \quad [\text{II.1}]$$

donde a_z , aceleración vertical, será, siguiendo la segunda ley de Newton, el cociente entre la fuerza de flotabilidad y la densidad de la parcela en el nivel al que se ha desplazado. Si se expresa la aceleración vertical en función de las distintas variables de la columna de agua, la ecuación [II.1] puede ser reescrita como (Pond y Pickard, 1983):

$$E = -\frac{a_z}{g \cdot \delta z} = -\frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial \rho}{\partial S} \frac{\partial S}{\partial z} + \frac{\partial \rho}{\partial T} \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \Gamma \right) \right] \quad [\text{II.2}]$$

donde ρ , S y T representan, respectivamente, la densidad, la salinidad y la temperatura y Γ es el gradiente de temperatura adiabático:

$$\Gamma = \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{adiab.} \quad [\text{II.3}]$$

En la parte superficial de los océanos, los gradientes de densidad pueden determinarse con bastante precisión como los gradientes de σ_t y, teniendo en cuenta que Γ es despreciable frente al gradiente de temperatura *in situ* (Pond y Pickard, 1983), la ecuación [II.2] se simplifica a:

$$E = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \sigma_t}{\partial z} \quad [\text{II.4}]$$

La ecuación [II.2] puede escribirse también de la forma:

$$a_z = -(gE) \cdot \delta z \quad [\text{II.5}]$$

que, en el caso de estabilidad estática positiva $E > 0$, representa la conocida ecuación del oscilador armónico. Si $E > 0$, la parcela desplazada hacia abajo sufre una aceleración positiva que tiende a devolverla a su posición inicial. En realidad, debido a la inercia, sobrepasará la posición inicial y penetrará en una región superior de aguas menos densas en la que el empuje será ahora el contrario, por lo que invertirá su aceleración y su movimiento, repitiéndose el proceso. La frecuencia de oscilación de este movimiento (N) se denomina frecuencia natural de oscilación o frecuencia de Brunt-Väisälä y viene dada por la expresión:

$$N^2 = (gE) \cong -\frac{g}{\rho} \frac{\partial \sigma_t}{\partial z} \quad [\text{II.6}]$$

cuyas unidades son $(rad/s)^2$. Los mayores valores de N^2 se corresponden con la mayor estratificación de la columna de agua y se alcanzan en la región de la pycnoclina (región de máximo gradiente vertical de densidad). Dada la dependencia de la densidad con la temperatura, este gradiente máximo suele darse en la región de la termoclina (región de máximo gradiente vertical de temperatura) salvo en regiones de intercambios de masas de agua bien diferenciadas (el Estrecho de Gibraltar es un buen ejemplo), donde coincide con la haloclina (región de máximo gradiente vertical de salinidad).

II.2.- INTRODUCCIÓN A LA ESTABILIDAD DINÁMICA

En el caso de un océano en reposo, la distribución de densidad con la profundidad es la que determina la estabilidad de la columna de agua, dando lugar al concepto de estabilidad estática, analizado en la sección precedente. Pero el océano es un fluido en permanente movimiento y el concepto de estabilidad estática no es suficiente para determinar si un determinado flujo resulta dinámicamente estable. En este caso, la idea de inestabilidad está relacionada con el hecho de que una pequeña perturbación de velocidad superpuesta a un medio estable tenga la posibilidad de crecer. Para que este crecimiento sea posible se necesitará un aporte de energía, que sólo puede provenir del hecho de que existan gradientes de velocidad en el interior del fluido.

Si los gradientes de velocidad juegan un papel desestabilizador, los gradientes verticales de densidad (para el caso de océano estáticamente estable) tienden a compensar las inestabilidades. La situación real de un océano en movimiento debe

considerar ambos efectos. El número de Richardson (más precisamente, número de Richardson del gradiente) expresa el cociente entre el efecto estabilizador (N^2) y el efecto desestabilizador de los gradientes verticales de velocidad¹

$$Ri = \frac{N^2}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2} \quad [\text{II.7}]$$

Desde el punto de vista dinámico, esta inestabilidad² favorecerá el crecimiento de las perturbaciones de velocidad vertical, que conducirán a una mezcla del fluido a lo largo de la columna de agua. Esta situación supone un aumento de la energía potencial del flujo, cuyo origen es la energía cinética de la turbulencia que se nutre, a su vez, de la energía cinética del flujo medio (Pond y Pickard, 1983). La disponibilidad de energía para la mezcla debe provenir de la existencia de gradientes de velocidad suficientemente altos o bien de una estabilidad E pequeña que no ponga excesivos obstáculos a los movimientos verticales. En ambos casos Ri debe tener un valor pequeño. Si, por el contrario, la energía disponible no es muy elevada (denominador de [II.7] pequeño) y la estabilidad es alta, el efecto estabilizador de esta última no permite el crecimiento de las perturbaciones, que acabarán decayendo por fricción. Esta situación de flujo dinámicamente estable se corresponde con valores de Ri altos.

Puede demostrarse que el valor crítico teórico por debajo del cual se da la inestabilidad de Kelvin-Helmholtz es $Ri = 0,25$. En la práctica, es difícil determinar el valor real que separa una situación de estabilidad de una que no lo es. Por esto, se toma como referencia el valor $0,25$ pero se admite que valores por encima de $0,25$ pueden también producir inestabilidad.

¹ Sólo se están considerando las inestabilidades que tengan lugar en la dirección vertical.

² Este tipo de inestabilidades se denominan inestabilidades de Kelvin-Helmholtz.

REFERENCIAS

-
- **Allen, J.T. y Smeed, D.A. (1996).** Potential Vorticity and Vertical Velocity at the Iceland Faroes Front. *J. Phys. Oceanogr.*, 26, 2611-2634.
 - **Alvarez-Fanjul, E. (1995).** Modelado Numerico de la Circulacion Estuarica en la Ria de Vigo. *Programa de Clima Marítimo, Madrid*, 64pp.
 - **Álvarez-Fanjul, E., Gómez, B.P., Carretero, J.P. y Rodríguez, I. (1998a).** Tide and Surge Dynamics along the Iberian Atlantic Coast. *Oceanologica Acta*, 21,nº2, 131-143.
 - **Álvarez-Fanjul, E. A. , Rodríguez, I. y Pérez, B. (1998b).** A Description of the Tides in the Eastern North Atlantic. *Progress in Oceanography* 40, 217-244.
 - **Álvarez-Fanjul, E., Pérez, B. y Rodríguez, I. (1999a).** Verificación de la Previsión del Nivel del Mar. *Informe Interno Puertos del Estado*, 95 pp.
 - **Álvarez-Fanjul, E., Alfonso, M., Serrano, O. y Ruiz, M.I. (1999b).** Informe Sobre las Observaciones de la Boya RAYO del Golfo de Cádiz en 1998. “*Puertos del Estado*” Report, Ministerio de Fomento, Spain, 71pp.
 - **Álvarez-Fanjul, E., Pérez Gómez, B. y Rodríguez Sánchez-Arévalo, I. (2001).** NIVMAR: A Storm Surge Forecasting System for Spanish Waters. *Scientia Marina*, 65 (suppl 1), 145-154.
 - **Álvarez, A., López, C., Riera, M., Hernández-García, E. y Tintoré, J. (2000).** Forecasting the SST Space-Time Variability of the Alboran Sea with Genetic Algorithms. *Geophys. Res. Lett.*, 27(17), 2709-2712.
 - **Alves, M., Gaillard, F., Sparrow, M., Knoll, M. y Giraud, S. (2002).** Circulation Patterns and Transport of the Azores Front – Current System. *Deep-Sea Res. II* 49, 3983-4002.
 - **Ambar, I. y Howe, M.R. (1979a).** Observations of the Mediterranean Outflow I: Mixing in the Mediterranean Outflow. *Deep-Sea Res.*, 26A, 535-554.
 - **Ambar, I. y Howe, M.R. (1979b).** Observations of the Mediterranean Outflow II: The Deep Circulation in the Vicinity of the Gulf of Cadiz. *Deep-Sea Res.*, 26ª, 555-568.
 - **Ambar, I. (1983).** A Shallow Core of Mediterranean water Off Western Portugal. *Deep-Sea Res.*, 30, 677-680.
 - **Ambar, I., Armi, L., Bower, A. y Ferreira, T. (1999).** Some Aspects of the Time Variability of the Mediterranean Water Off South Portugal. *Deep-Sea Res. I*, 46, 1109-1136.

- **Ambar, I. , Serra, N. , Brogueira, M.J. , Cabeçadas, G. , Abrantes, F. , Freitas, P., Gonçalves, C. y Gonzalez, N. (2002).** Physical, Chemical and Sedimentological Aspects of the Mediterranean Outflow Off Iberia. *Deep-Sea Research II* 49, 4163-4177.
- **Armi, L. y Zenk, W. (1984).** Large Lenses of Highly Saline Mediterranean Water. *J. Phys. Oceanogr.*, 14, 1560-1575.
- **Armi, L. y Farmer, D. (1985).** The Internal Hydraulics of the Strait of Gibraltar and Associated Sills and Narrows. *Oceanol. Acta*, 8 37-46.
- **Backhaus, Jan O. (1983).** A Semi-Implicit Scheme for the Shallow Water Equations for Application to Shelf Sea Modelling. *Continental Shelf research*, vol 2, n°4 243-254.
- **Backhaus, Jan O. (1985).** A Three-Dimensional Model for Simulation of Shelf Sea Dynamics. *Dt. Hydrogr. Z.* 38, H.4: 164-187.
- **Baringer, M.O. y Price, J.F. (1997).** Mixing and Spreading of the Mediterranean Outflow. *J. Phys. Oceanogr.*, 27(8), 1654-1677.
- **Bennett, A.F. (1992).** Inverse Methods in Physical Oceanography. *Cambridge Monographs on Mechanics and Applied Mathematics*. Cambridge University Press, 347 pp.
- **Bennett, A.F. y Chua, B.S. (1992).** Open Ocean Modelling as an Inverse Problem: the Primitive Equations. *Monthly Weather Review*, 112, 1326-1336.
- **Bentamy A., Flament, P y Quilfen, Y. (2001):** Scatterometer wind field characteristics - a new release. *Submitted to Canadian Journal of Remote Sensing*.
- **Berghorsson, P. y Doos, P. (1955).** Numerical Weather Map Analysis. *Tellus*, 7, 329-340.
- **Béthoux, J.P. (1979).** Budgets of the Mediterranean Sea: Their Dependence on the Local Climate and on the Characteristics of the Atlantic Waters. *Oceanol. Acta*, 7(3), 289-296.
- **Béthoux, J.P. (1980).** Mean Water Fluxes Across Sections in the Mediterranean Sea, Evaluated on the Basis of Water and Salt Budgets and of Observed Salinities. *Oceanol. Acta*, 3, 79-88.
- **Bjerknes, V. (1911).** Dynamic Meteorology and Hydrography. Part II: Kinematics. (New York: Carnegie Institute, Gibson Bros).

- **Borenäs, K.M., Wahlin, A.K., Ambar, I. y Serra, N. (2002).** The Mediterranean Outflow Splitting. A Comparison Between Theoretical Models and CANIGO Data. *Deep-Sea Research II*, 49, 4195-4205.
- **Bormans, M., Garret, C. y Thompson, K.R. (1986).** Seasonal Variability of the Surface Inflow Through the Strait of Gibraltar. *Oceanol. Acta*, 9, 403-414.
- **Boukthir, M. y Barnier, B. (2000).** Seasonal and Inter-Annual Variations in the Surface Freshwater Flux in the Mediterranean Sea from the ECMWF Re-Analysis Project. *Journal of Marine Systems* 24, 343-354.
- **Bower, A.S., Armi, L. y Ambar, I. (1995).** Direct Evidence of Meddy Formation Off the Southwest Coast of Portugal. *Deep-Sea Res. II*, 42, 1624-1630.
- **Bower, A.S., Armi, L. y Ambar, I. (1997).** Lagrangian Observations of Meddy Formation During a Mediterranean Undercurrent Seeding Experiment. *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 2545-2575.
- **Bray, N.A., Keyes, A. y Morawitz, W.M.L. (1999).** The California Current System and in the Southern California Bight and the Santa Barbara Channel. *J. Geophys. Res.*, 104, 7695-7714.
- **Bryden, H.L. y Stommel, H.M. (1984).** Limiting Processes that Determine Basic Features of the Circulation in the Mediterranean Sea. *Oceanol. Acta*, 7(3), 289-296.
- **Bryden, H.L. y Kinder, T. (1990).** Steady Two Layers Exchange Through the Strait of Gibraltar. *Deep-Sea Research*, 38 (supl. 1), s445-s463.
- **Bryden, H.L., Candela, J. y Kinder, T.H. (1994).** Exchange Through the Strait of Gibraltar. *Prog. Oceanogr.* 33, 201-248.
- **Candela, J., Winant, C. y Bryden, H. (1989).** Meteorologically Forced Subinertial Flows Through the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.* 94(c9), 12667-12679.
- **Candela, J., Winant, C. y Ruiz, A. (1990).** Tides in the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.* 95(c5), 7313-7335.
- **Cano, N., García-Lafuente, J., Hernández-Guerra, A., Blanco, J.M. y Escáñez, J. (1997).** Hidrología del Mar de Alborán en Julio de 1993. *Publ. Espec.Inst. Esp. Oceanogr.* 24.1997.9-26.
- **Caralp, M.H. (1988).** Late Glacial to Recent Deep-Sea Benthic Foraminifera from the Northeastern Atlantic (Cadiz Gulf) and Western Mediterranean (Alboran Sea): Paleoceanographic Results. *Mar. Micropaleontol.*, 13, 265-289.

-
- **Crepon, M. (1965).** Influence de la Pression Atmospherique sur le Niveau Moyen de la Mediterranée Occidentale et sur le Flux a Travers le Detroit de Gibraltar. *Presentation D'observations. Cashiers Oceanographiques, 17, 15-32.*
 - **Daley, R. (1991).** Atmospheric Data Analysis. *Cambridge University Press, 457 pp.*
 - **D'Asaro, E.A. (1988).** Generation of Submesoscale Vortices: A New Mechanism. *Journal of Geophysical Research 93, 6685-6693.*
 - **Díaz del Río, V., Vázquez, J.T., Somoza, L., Hernández-Molina, F.J., Barnolas, A., Alveirinho, J.M., Llave, E., Fernández-Puga, M.C., Maestro, A., Lobo, F.J. y Ojeda, J. (2000).** Contexto Morfoestructural del banco del Guadalquivir (Golfo de Cádiz, SW Margen Ibérico). *2ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica . Lagos, 2000.*
 - **Emery, W y Thomson, R. (1998).** Data Analysis Methods in Physical Oceanography. *Pergamon, 634 pp.*
 - **Eskinazzi, S. (1967).** Vector Mechanics of Fluid and Magnetofluids. *Academic Press.*
 - **Eskinazzi, S. (1967).** Fluid Mechanics and Thermodynamics of Our Environment. *Academic Press.*
 - **Farmer, D. y Armi, L. (1988).** The Flow of the Atlantic Water Through the Strait of Gibraltar. *Prog. Oceanogr., 21, 1-105.*
 - **Fiúza, A.F.G., de Macedo, M.E. y Guerreiro, M.R. (1982).** Climatological Space and Time Variations of the Portuguese Coastal Upwelling. *Oceanol. Acta 5, 31-40.*
 - **Fiúza, A.F.G. (1983).** Upwelling Patterns off Portugal. *In: Suess, E., Thiede, J. (eds), Coastal Upwelling. Plenum, New York, pp 85-98.*
 - **Folkard, A.M., Davies, P.A., Fiúza, A.F.G. y Ambar, I. (1997).** Remotely Sensed Sea Surface Thermal Patterns in the Gulf of Cadiz and Strait of Gibraltar: Variability, Correlations and Relationships with the Surface Wind Field. *J. Geophys. Res. 102, 5669-5683.*
 - **Frouin, R., Fiúza, A.F.G., Ambar, I. y Boyd, T.J. (1990).** Observations of a Poleward Current Off the Coasts of Portugal and Spain During Winter. *J. Geophys. Res. 95(C1), 679-691.*
 - **Gandin, L. (1963).** Objective Analysis of Meteorological Fields. *Tral. from Russian by Israel Program for Scientific Translations, 1965 (NTIS N°. TT65-50007).*
 - **García, C.M., Prieto, L., Vargas, M., Echevarría, F., García Lafuente, J., Ruiz, J. y Rubín, P. (2002).** Hydrodynamics and the Spatial Distribution of Plankton and

- TEP in the Gulf of Cádiz (SW Iberian Peninsula). *Journal of Plankton Research*, 24 n°8, 817-833.
- **García Lafuente, J. (1986).** Variabilidad del Nivel del Mar en el Estrecho de Gibraltar: Mareas y Oscilaciones Residuales. *Tesis Doctoral, Universidad de Málaga*.
 - **García Lafuente, J., Vargas, J.M., Plaza, F., Sarhan, T., Bascheck, B. y Candela, J. (2000).** Tide at the Eastern Section of the Strait of Gibraltar. *Journal of Geophysical Research*, vol 105, n°c6, 14197-14213.
 - **García Lafuente, J., Delgado, J. y Criado, F. (2002a).** Inflow Interruption by Meteorological Forcing in the Strait of Gibraltar. *Geophysical Research Letters*, 29, 19, doi 10.1029/2002GLO15446.
 - **García Lafuente, J., Álvarez Fanjul, E., Vargas, J.M. y Ratsimandresy, A. (2002b).** Subinertial Variability in the Flow Through the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.*, 107, c10, doi:10.1029/2001JC00104.
 - **García Lafuente, J., Delgado, J., Vargas, J.M., Vargas, M., Plaza, F. y Sarhan, T. (2002c).** Low-frequency Variability of the Exchanged Flows through the Strait of Gibraltar during CANIGO. *Deep-Sea Research II*, 49, 4051-4067.
 - **Garrett, C., Bormans, M. y Thompson, K. (1990).** Is the Exchange Through the Strait of Gibraltar Maximal or Submaximal? In: *Pratt, L.J. (Ed.), The Physical Oceanography of Sea Straits. NATO ASI Series C*, vol 318, pp. 271-294.
 - **Gascard, J. y Richez, C. (1985).** Water Masses and Circulation in the Western Alboran Sea and in the Strait of Gibraltar. *Prog. Oceanogr.*, 15:157-256.
 - **Gawarkiewicz, G. y Chapman, D. (1992).** The Role of the Stratification in the Formation and Maintenance of Shelf-break Fronts. *Journal of Physical Oceanography*, 22 (7), 753-772.
 - **GETECH (1995).** Geophysical Exploration Technology Internal Report. *Dept. Earth Sciences, University of Leeds, UK*.
 - **Gilchrist, B. y Cressman, G. (1954).** An Experiment in Objective Analysis. *Tellus*, 6, 309-318.
 - **Gomis, D., Ruiz, S. y Pedder, M.A. (2001).** Diagnostic Analysis of the 3D Ageostrophic Circulation from a Multivariate Analysis of CTD and ADCP Data. *Deep-Sea Res. I*, 48/1, 269-295.
 - **Gründlingh, M. (1981).** On the Observation of a Solitary Event in the Mediterranean Outflow. *Meteor. Forschung-Ergebnisse A/B23*, 15-46.

- **Harms, S. y Winant, C.D. (1998).** Characteristics Patterns of the Circulation in the Santa Barbara Channel. *J. Geophys. Res.*, 103, 3041-3065.
- **Haynes, R. y Barton, P. (1990).** A Poleward Flow Along the Atlantic Coast of the Iberian peninsula. *J. Geophys. Res.*, 95, 11425-11442.
- **Heezen, B.C. y Johnson, G.L. (1969).** Mediterranean Undercurrent and Microphysiography West of Gibraltar. *Bull. Inst. Oceanogr., Monaco*, 67(1382), 1-97.
- **Hinrichsen, H.H., Rein, M., Kase, R.H. y Zenk, W. (1993).** The Mediterranean Water Tongue and Its Chlorofluoromethane Signal in the Iberian Basin in Early Summer 1989. *J. Geophys. Res.*, 98, 8405-8412.
- **Holton, J. (1979).** An Introduction to Dynamic Meteorology. *Academic Press*.
- **Hoskins, B.J., Draghici, I. y Davies, H.C. (1978).** A New Look at the Omega Equation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 104, 31-38.
- **Howe, M.R., Abdullah, M.I. y Deetae, S. (1974).** An Interpretation of the Double T-S Maxima in the Mediterranean Outflow Using Chemical Tracers. *Journal of Marine Research*, 32(3), 377-386.
- **Hickey, B. y Pola, N.E. (1983).** The Seasonal Alongshore Pressure Gradient on the West Coast of the United States. *J. Geophys. Res.*, 88, 7623-7633.
- **Informe de Campaña GOLFO 2001.**
- **Informe de Campaña GOLFO 2001. AnexoI: Estaciones CTD.**
- **Jia, Y. (1999).** Formation of an Azores Current Due to Mediterranean Overflow in a Modelling Study of the North Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, 30, 2342-2358.
- **Johnson, J. y Stevens, I. (2000).** A Fine Resolution Model of the Eastern North-Atlantic Between the Azores, the Canary Islands and The Strait of Gibraltar. *Deep-Sea Res. I*, 47, 875-899.
- **Johnson, J., Ambar, I., Serra, N. y Stevens, I. (2002).** Comparative Studies of the Spreading of Mediterranean Water Through the Gulf of Cadiz. *Deep-Sea Res. II*, 49, 4179-4193.
- **Jungclauss, J.H. y Mellor, G.L. (2000).** A Three-Dimensional Model Study of the Mediterranean Outflow. *J. Mar. Syst.*, 24, 44-66.
- **Käse, R.H., Beckmann, A. y Hinrichsen, H.H. (1989).** Observational Evidence of Salt Lens Formation in the Iberian Basin. *Journal of Geophysical Research* 94, 4905-4912.

- **Käse, R.H. y Zenk, W. (1996).** Structure of the Mediterranean Water and Meddy Characteristics in the Northeastern Atlantic. *In: Kruss, W. (Ed.), The Warmwatersphere of the North Atlantic Ocean. GebrüderBorntraeger, Berlin, Germany, pp. 365-395.*
- **Kinder, T.H. y Bryden, H.L. (1987).** The 1985-1986 Gibraltar Experiment Data Collection and Preliminary Results. *EOS Trans. AGU 68, 786-787, 793-795.*
- **Knoll, M., Lenz, B., Müller, T.J., Reppin, J. y Siedler, G. (1999).** Eastern Canary Basin Hydrography. Part I: Physical Observations. *In CANIGO Final Conference. Las Palmas de Gran Canaria.*
- **Lacombe, H. (1961).** Contribution a L'étude du Regime du Detroit de Gibraltar. *Cashiers Océanogr., XIII, 74-107.*
- **Lacombe, H., Gascard, J.C., Gonella, J. y Béthoux, J. (1981).** Response of the Mediterranean Sea to Water and Energy Fluxes Across its Surface on a Seasonal and Interannual Scales. *Oceanol. Acta 4(2), 247-255.*
- **Lacombe, H. y Richez, C. (1982).** The Regimen of the Strait of Gibraltar. *En J.C.J. Nihoul, editor, Hydrodynamics of the Semi-Enclosed Seas, 13-73. Elsevier, Amsterdam.*
- **Lagerloef, G.S. y Bernstein, R.L. (1988).** Empirical Ortoogonal Analysis of Advanced Very High Resolution Radiometer Surface Temperature Patterns in Santa Barbara Channel. *J. Geophys. Res., 93, 6863-6873.*
- **Largier, J.L., Magnell, B.A. y Winant, C.D. (1993).** Subtidal Circulation over the Northern California Shelf. *J. Geophys. Res., 98, 18147-18179.*
- **Leach, H. (1987).** The Diagnosis of Synoptic Scale Vertical Motion in the Seasonal Thermocline. *Deep-Sea Res., 34, 2005-2017.*
- **Madelain, F. (1970).** Influence de la Topographie du Fond Sur L'écoulement Méditerranéen entre le Détroit de Gibraltar et le Cap Saint -Vincent. *Cahiers Océanographiques 22, 43-61.*
- **Mann, K.H. y Lazier, J.R.N. (1996).** Dynamics of Marine Ecosystems: Biological-Physical Interactions in the Oceans. *2nd edition Blackwell Science. Cambridge, 394 pp.*
- **Matsuno, T., Hibiya, T., Kanary, S. y Kobayashi, C. (1997).** Small scale internal waves and turbulent fluctuations near the continental shelf break in the East China Sea. *Journal of Oceanography, 53, 259-269.*

- **Mauritzen, C., Morel, Y. y Paillet, J. (2001).** On the Influence of Mediterranean Water on the Central Waters of the North Atlantic Ocean. *Deep-Sea Res., Part I*, 48, 347-381.
- **Mazé, J.P., Arhan, M. y Mercier, H. (1997).** Volume Budget of the Eastern Boundary Layer Off the Iberian Peninsula. *Deep-Sea Res.I*, 44, 1543-1574.
- **Meincke, J., Seidler, G. y Zenk, W. (1975).** Some Current Observations Near the Continental Slope Off Portugal. *Meteor Forschungsergebnisse A*, 16, 15-22.
- **Millero, F.J. y Poisson, A. (1981).** International One-Atmosphere Equation of State of Seawater. *Deep-Sea Research*, 28^a, 625-629.
- **Navarro, G. (2004).** Escalas de Variabilidad Espacio-Temporal de Procesos Pelágicos en el Golfo de Cádiz. *Tesis Doctoral, Cádiz, 2004.*
- **Nelson, C.H. y Maldonado, A. (1999).** The Cadiz Margin Study Off Spain: an Introduction. *Marine Geology*, 155, 3-8.
- **Ochoa, J. y Bray, N.A. (1991).** Water Masses Exchange in the Gulf of Cadiz. *Deep-Sea Research*, vol 38 Suppl.1, pp S465-S503.
- **Olivera, P.B., Serra, N., Fiúza, A. y Ambar, I. (2000).** A Study of Mediterranean Salt Lenses Using in Situ and Satellite Observations. In: *Halpern, D. (Ed.), Satellites, Oceanography and Society*, 63. Elsevier Oceanography Series. Elsevier, Amsterdam, pp. 125-148.
- **Panofsky, H. (1949).** Objective Weather-map Analysis. *J. Appl. Meteor*, 6, 386-392.
- **Parada, M. y Cantón, M. (1998).** Sea Surface Temperature Variability in Alboran Sea from Satellite Data. *Int. J. Remote Sens.* 19, 2439-2450.
- **Parker, R.L. (1994).** Geophysical Inverse Theory. *Princeton University Press.*
- **Pedlosky, J. (1987).** Geophysical Fluid Dynamics. Second Edition. *Springer-Verlag*, 710 pp.
- **Pérez, F.F., Ríos, A.F., King, B.A. y Pollard, R.T. (1995).** Decadal Changes in the θ -S Relationship of the Eastern North Atlantic Central Waters. *Deep-Sea Res.*, 42, 1849-1864.
- **Pollard, R.T. y Pu, S. (1985).** Structure and Circulation of the Upper Atlantic Ocean Northeast of the Azores. *Progress in Oceanography* 14, 443-462.
- **Pollard, R.T. y Reiger, L.A. (1992).** Vorticity and Vertical Circulation at an Ocean Front. *J.Phys. Oceanogr.*, 22, 609-625.

- **Pond, S. y Pickard, G.L.(1983).** Introductory Dynamical Oceanography (2nd. edition) *Pergamon International Library*.
- **Potter, R.A. y Lozier, M.S. (2004).** On the Warming and Salinification of the Mediterranean Outflow Waters in the North Atlantic. *Geophysical Research Letters*, 31, L01202, doi: 10.1029/2003GL018161.
- **Prater, M.D. y Sanford, T.B. (1994).** A Meddy of Cape St. Vincent, Part I, Description. *J. Phys. Oceanogr.*, 24, 1572-1586.
- **Pratt, L. (editor). (1990).** The Physical Oceanography of the Straits. *NATO ASI Series. Series C. Mathematical and Physical Sciences, vol 318. Kluwer Ac. Publ.*
- **Price, J.F. (1979).** On the Scaling of Stress-Driven Entrainment Experiments. *J. Fluid Mech.* 90, 509-529.
- **Prieto, L., García, C.M., Corzo, A., Ruiz Segura, J. y Echevarría, F. (1999).** Phytoplankton, Bacterioplankton and Nitrate Reductase Activity Distribution in Relation to Physical Structure in the Northern Alboran Sea and Gulf of Cadiz (Southern Iberian Peninsula). *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.*, 15 401-411.
- **Pringree, R.D. y Cann, B.L. (1993).** A Shallow Meddy (a Smeddy) from the Secondary Mediterranean Salinity Maximum. *J. Geophys. Res.*, 98, 20169-20185.
- **Pringree, R.D. (1995).** The Droguing of Meddy Pinball and Seeding with Alace Floats. *Journal of Marine Biological Association* 75, 235-252.
- **Ray, R.D. (1999).** A Global Ocean Tide Model from Topex/Poseidon Altimetry. *Report TM-1999 209478, NASA.*
- **Reid, J.L. (1978).** On the Mid-Depth Circulation and Salinity Field in the North-Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 83(C10) 5063-5067.
- **Relvas, P. y Barton, E.D. (2002).** Mesoscale Patterns in the Cape Sao Vicente (Iberian Peninsula) Upwelling Region. *Journal of Geophysical Research*, 107(C10), 23pp.
- **Rhein, M. y Hinrichsen, H.H. (1993).** Modifications of Mediterranean Water in the Gulf of Cadiz, Studied With Hydrographic and Chlorofluoromethanes Data. *Deep-Sea Res. I*, 40, 267-291.
- **Richardson, P.L., Walsh, D., Armi, L., Schröder, M. y Price, J.F. (1989).** Tracking Three Meddies With SOFAR Floats. *Journal of Physical Oceanography* 19, 371-383.
- **Richardson, P.L., Bower, A. y Zenk, W. (2000).** A Census of Meddies Tracked by Floats. *Progress in Oceanography* 45, 209-250.

- **Richez, C. y Kermogard, C. (1990).** Characteristics Features Occurring in the Strait of Gibraltar as Seen Through Remote-Sensing Data. *In The Physical Oceanography of Sea Straits, edited by L.J. Pratt, pp441-455. Kluwer Acad, Norwell, Mass.*
- **Rodríguez, I. y Álvarez-Fanjul, E. (1991).** Modelo Tridimensional de Corrientes. Condiciones de Aplicación a las Costas Españolas y Análisis de Resultados para el Caso de un Esquema de Mallas Anidadas. *Publicación n° 42 del Programa de Clima Marítimo.*
- **Rodríguez, I. (1996).** Modelado de los Procesos Barotrópicos y Baroclínicos en la Costa Noroeste de África. *Tesis Doctoral, Universidad de Las Palmas.*
- **Rubín, J.P., Cano, N., Arrate, P., García Lafuente, J., Escánez, J., Vargas, M., Alonso Santos, J.C. y Hernández, F. (1997).** El Ictioplancton, el Mesozooplancton y la Hidrología en el Golfo de Cádiz, Estrecho de Gibraltar y Sector Noroeste del Mar de Alborán en Julio de 1994. *Inf. Téc. Inst. Esp. Oceanogr., 167 44pp.*
- **Rubín, J.P., Cano, N., Prieto, L, García, C.M., Ruiz, J., Echevarría, F., Corzo, A., Gálvez, J.A., Lozano, F., Alonso Santos, J.C., Escánez, J., Juárez, A., Zabala, L., Hernández, F., García Lafuente, J. y Vargas, M.; (1999).** La Estructura del Ecosistema Pelágico en Relación con las Condiciones Oceanográficas y Topográficas en el Golfo de Cádiz, Estrecho de Gibraltar y Mar de Alborán (Sector Noroeste) en Julio de 1995. *Inf. Téc. Inst. Esp. Oceanogr., 175 73pp.*
- **Ruddick, B. y Herbert, D. (1988).** The Mixing of Meddy Sharon. *Small-Scale Turbulence and Mixing in the Ocean, Proc. 19th Inter. Liegue Colloq.on Ocean Hydrodynamics. Elsevier Oceanogr.Ser., vol 46, J.C.J. Nihoul, Ed., Elsevier, 249-261.*
- **Ruddick, B. (1992).** Intrusive Mixing in a Mediterranean Salt Lens – Intrusion Slopes and Dynamical Mechanisms. *J.Phys. Oceanogr. 22, 1274-1285.*
- **Ruiz Valero, S. (2000).** Análisis Espacial Objetivo de Datos Oceanográficos: Aplicaciones en el Mar de Alborán. *Tesis Doctoral, Universidad de Islas Baleares-IMEDEA.*
- **Sánchez, R. y Relvas, P. (2003a).** Spring – Summer Climatological Circulation in the Upper Layer in the Region of Cape St. Vincent, Southwest Portugal. *ICES Journal of Marine Science, 60, 1232-1250.*

- **Sánchez, R. y Relvas, P. (2003b)**. Breakup of the Upwelling Circulation Off Cape St. Vincent, SW Portugal. *4º Simposio Sobre el Margen Continental Ibérico Atlántico. Vigo, 2003*.
- **Sánchez, R., Pires, O. y Relvas, P. (2003)**. Comparison of Scatterometer and Land-Based Winds Along SW Portugal. *3 Simposio de Meteorología y Geofísica de APGM. Aveiro, 2003*.
- **Schauer, U. (1989)**. A Deep Saline Cyclonic Eddy in the West European Basin. *Deep-Sea Res.*, 36, 1549-1565.
- **Schultz Tokos, K. y Rossby, T. (1991)**. Kinematics and Dynamics of a Mediterranean Salt Lens. *Journal of Physical Oceanography* 24, 2129-2141.
- **Serra, N. y Ambar, I. (2002)**. Eddy Generation in the Mediterranean Undercurrent. *Deep-Sea Research II*, 49, 4225-4243.
- **Shapiro, G.I. y Meschanov, S.L. (1994)**. Spreading Pattern and Mesoscale Structure of Mediterranean Outflow in the Iberian Basin Estimated from Historical Data. *Journal of Marine Systems* 7, 337-348.
- **Smith, P.C. (1975)**. A Streamtube Model for Bottom Boundary Currents in the Ocean. *Deep-Sea Res.*, 22, 853-873.
- **Sparrow, M., Boebel, O., Zervakis, V., Zenk, W., Cantos-Figuerola, A. y Gould, W.J. (2002)**. Two Circulation Regimes of the Mediterranean Outflow Revealed by Lagrangian Measurements. *Journal of Physical Oceanography*, 32, 1322-1330.
- **Stammer, D., Hinrichsen, H.H. y Kase, R.H. (1991)**. Can Meddies Be detected By Satellite Altimetry? *J. Geophys. Res.*, 96, 7005-7014.
- **Stanton, B.R. (1983)**. Low Frequency Variability in the Mediterranean Outflow West of Gibraltar. *Deep-Sea Res.*, 30, 7A, 743-761.
- **Stevenson, R.E. (1977)**. Huelva Front and Malaga, Spain, Eddy Chain as Defined by Satellite and Oceanographic Data. *Dtsch. Hydrogr. Z.* 30(2), 51-53.
- **Sverdrup, H.U., Johnson, M.W., Fleming, R.H. (1942)**. The Oceans: Their Physics, Chemistry and General Biology. *Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ*, 1087 pp.
- **Swallow, J. (1969)**. A Deep Eddy Off Cape St. Vincent. *Deep-Sea Res.*, 16, 285-295.
- **Sy, A. (1988)**. Investigation of Large-Scale Circulation Patterns in the Central North Atlantic: the North Atlantic Current, the Azores Current and the Mediterranean Water Plume in the Area of the Mid-Atlantic Ridge. *Deep-Sea Res.*, 35, 385-413.

- **Tarantolla, A. (1987).** Inverse Problem Theory. Methods for Data Fitting and Model Parameter Estimation. *Elsevier Science Publishers, Amsterdam.*
- **Tchernia, P. (1978).** Océanographie Régionale, Description Physique des Océans et des Mers. *Centre D'edition et de Documentation, ENSTA, 277pp.*
- **Thiébaux, H.J. y Pedder, M.A. (1987).** Spatial Objective Analysis with Applications in Atmospheric Sciences. *Academic Press, 299 pp.*
- **Thorpe, S. (1976).** Variability of the Mediterranean Undercurrent in the Gulf of Cadiz. *Deep-Sea Res., 23, 711-727.*
- **Tintoré, J., Gomis, D., Alonso, S. y Parrilla, G. (1991).** Mesoscale Dynamics and Vertical Motion in the Alborán Sea. *J. Phys.Oceanogr., 21, (6) 811-823.*
- **Tomczak, M. y Stuart Godfrey, J. (1994).** Regional Oceanography: An Introduction. *Pergamon, London.*
- **Turner, J. S. (1973).** Buoyancy Effects in Fluids. *Cambridge University Press, 368 pp.*
- **Tychensky, A. y Carton, X. (1998).** Hydrological and Dynamical Characterization of Meddies in the Azores Region: a Paradigm for Baroclinic Vortex Dynamics. *J. Geophys. Res., 103, 25061-25079.*
- **UNESCO (1981).** Tenth Report of the Joint Panel on Oceanographic Tables and Standards. *Unesco Technical Papers in Marine Science, n°36, p.24.*
- **Van Camp, L., Nykjaer, J., Mittelstaedt, F. y Schlittenhardt, P. (1991).** Upwelling and Boundary Circulation Off Northwest Africa as Depicted by Infrared and Visible Satellite Observations. *Prog. Oceanogr., 26, 357-402.*
- **Vargas, J.M., García-Lafuente, J., Delgado, J. y Criado, F. (2003).** Seasonal and Wind-Induced Variability of Sea Surface Temperature Patterns in the Gulf of Cádiz. *Journal of Marine Systems*38, 205-219.
- **Vargas-Yáñez, M. , Plaza, F. , García-lafuente, J. , Sarhan, T. , Vargas, J.M. y Vélez-Belchi, P. (2002).** About the Seasonal Variability of the Alboran Sea Circulation. *Journal of Marine Systems* 35, 229-248.
- **Verschell, M.A., Bourassa, M.A., Weissman, D.E., y O'Brien, J. J. (1998).** Model Validation of the NASA Scatterometer Winds. *J. Geophys. Res., 104, 11,359-11,374.*
- **Viúdez, A., Tintore, J. y Haney, R.L. (1996).** Circulation in the Alboran Sea Determined by Quasi-Synoptic Hydrographic Observations. Part I: Three-

Dimensional Structure of the Two Anticyclonic Gyres. *Journal of Physical Oceanography*, vol 26,nº5, 684-705.

- **Wang, D.P. (1997)**. Effects of Small-Scale Wind on Coastal Upwelling with Application to Point Concepcion. *J. Geophys. Res.*, 102, 15555-15566.
- **Zenk, W. (1970)**. On the Temperature and Salinity Structure of the Mediterranean Water in the Northeast Atlantic. *Deep-Sea Research* 17, 627-631.
- **Zenk, W. (1975a)**. On the Mediterranean Outflow West of Gibraltar. *Meteor. Forschungsergeb, Rheine A*, 16, 23-34.
- **Zenk, W. (1975b)**. On the Origin of the Intermediate Double-Maxima in T/S Profiles from the North Atlantic. *Meteor. Forschungsergebnisse A* 16, 35-43.
- **Zenk, W. (1980)**. The Sub-Mediterranean Undercurrent. *Deep-Sea Res.*, 27, 97-98.
- **Zenk, W. y Armi, L. (1990)**. The Complex Spreading Pattern of Mediterranean Water Off the Portuguese Continental Slope. *Deep-Sea Res., Part A*, 37, 1805-1823.