

Cambio Climático en el Mediterráneo español

SEGUNDA EDICIÓN ACTUALIZADA

Instituto Español de Oceanografía
MINISTERIO DE CIENCIA E INNOVACIÓN



Cambio climático en el Mediterráneo español

SEGUNDA EDICIÓN ACTUALIZADA

Instituto Español de Oceanografía
MINISTERIO DE CIENCIA E INNOVACIÓN

Cambio climático en el Mediterráneo español

SEGUNDA EDICIÓN ACTUALIZADA

Autores principales

Manuel Vargas Yáñez
M^a Carmen García Martínez
Francina Moya Ruiz
Elena Tel
Gregorio Parrilla
Francisco Plaza
Alicia Lavín
M^a Jesús García

Otros autores

Jordi Salat, José Luis López-Jurado, Josep Pascual, Jesús García Lafuente,
Damiá Gomis, Enrique Álvarez, Marcos García Sotillo, César González-Pola,
Fausto Polvorinos, Eugenio Fraile Nuez, M^a Luz Fernández de Puellas,
Patricia Zunino.

Abstract

The first edition of the report “Climate Change in the Spanish Mediterranean” acknowledged the necessity of monitoring environmental conditions within the Mediterranean Sea and it stated that initiatives aimed at preserving and achieving a sustainable development of its resources should be based on a rigorous and scientific knowledge. The first edition of this report attempted to establish the basis for future works and detected and quantified the sea level rise of waters surrounding the Mediterranean Spanish coasts, the temperature and salinity increase of deep waters, and the warming of the air and sea surface waters. The study of these and other man-made threats on the marine environment is an open question and requires a continuous monitoring effort. Thanks to the collaboration with other Spanish institutions such as ICM (CSIC), Puertos del Estado (PE), IMEDEA (CSIC), UMA, UIB and AEMET, as well as the own monitoring programs from the Instituto Español de Oceanografía (RADMED program), this second edition continues the previous report, analyzing time series extended to July 2008 and evidencing the persistence of the above mentioned warming trends in the Spanish Mediterranean. This and future updated reports, the activities of the IEO Mediterranean Group on Climate Change, and the collaboration with the already mentioned institutions intend to be a tool for the continuous surveillance of the Mediterranean Spanish waters and the assessment for its sustainable exploitation.

Edita: Instituto Español de Oceanografía
Ministerio de Ciencia e Innovación

Copyright: Instituto Español de Oceanografía
Avda. del Brasil, 31. 28020 Madrid
Telf. 915 974 443 / Fax 915 947 770
E-mail: ieo@md.ieo.es
<http://www.ieo.es>

Proyecto editorial y realización: Cuerpo 8, Servicios Periodísticos, S.L.

NIPO: 473-10-001-4

ISBN: 978-84-95877-48-2

Depósito legal: M. 8.459-2010

Impresión y encuadernación: Impresos y Revistas, S.A.



Índice

Presentación	9
Carta del director del Instituto Español de Oceanografía	11
Prefacio a la segunda edición	13
Principales resultados	15
Resumen ejecutivo para gestores y responsables de políticas medioambientales	16
Informe científico	
Capítulo 1. Introducción	31
1.1 Breve introducción al cambio climático.	33
1.2 Importancia de los sistemas de observación. La observación oceánica.	35
1.3 Importancia de la observación del clima marino en el Mediterráneo.	38
Capítulo 2. Mediterráneo y cambio climático	43
2.1 Mediterráneo y cambio climático.	45
2.2 Una revisión de la circulación del Mediterráneo Occidental. La influencia del forzamiento atmosférico.	48
2.3 Certezas e incertidumbres sobre los efectos del cambio climático en el Mediterráneo.	57
Capítulo 3. Sistemas de observación y Grupo de cambio climático del IEO.	63
3.1 Los sistemas de observación del Mediterráneo.	66
Capítulo 4. Campos climatológicos en el litoral mediterráneo español	73
4.1 Campos medios de presión atmosférica y vientos.	76
4.2 Campos medios de temperatura del aire y temperatura superficial del mar.	85
4.3 Flujos de Calor.	88
4.4 Ciclo estacional del nivel del mar.	94
4.5 Perfiles climatológicos de temperatura y salinidad.	101
4.6. Distribución media de corrientes.	109
4.7 Distribuciones medias de temperatura y clorofila superficial desde satélite.	112
Capítulo 5. Variabilidad y tendencias de las variables oceanográficas y atmosféricas a lo largo del litoral mediterráneo español	121
5.1 Principales tendencias oceanográficas y atmosféricas en el litoral Nororiental.	124
5.2 Principales tendencias oceanográficas y atmosféricas en las Islas Baleares y litoral de Levante.	131
5.3 Principales tendencias oceanográficas y atmosféricas en el mar de Alborán.	145
5.4 Análisis de series históricas de datos oceanográficos. Principales tendencias oceanográficas y atmosféricas a lo largo de la segunda mitad del siglo XX.	153
5.5 Efecto del forzamiento atmosférico y nivel estérico sobre las tendencias del nivel del mar.	164
Referencias.	171
Tabla de acrónimos y siglas	175

Presentación

Carta del director del Instituto Español de Oceanografía

“El IEO se dedica al estudio multidisciplinar del mar y especialmente a los problemas derivados de la explotación de los recursos y de la contaminación. En este sentido, el Instituto procura orientar sus investigaciones de tal forma que sus resultados sirvan de apoyo a la función de asesoramiento, y para dar respuestas concretas a la Administración pública con referencia al mar, a su utilización racional y a su protección”.

Bajo este compromiso con las ciencias marinas, la administración y la sociedad en general, el Instituto Español de Oceanografía ha de vigilar y monitorizar los océanos, ayudando con sus sistemas de observación, y a través del estudio de la información obtenida, a un mejor entendimiento del funcionamiento de nuestros mares, al conocimiento de su estado de salud y a la vigilancia permanente de cuantos cambios naturales o antropogénicos pudieran acaecer en ellos.

El Cambio Climático supone una amenaza para los océanos y sus ecosistemas, y el IEO tiene el firme propósito de abordar el análisis de este problema, fomentando la colaboración con otras instituciones. Este estudio debe servir tanto para aumentar nuestro conocimiento científico sobre el mar y su papel en el sistema climático planetario como para el asesoramiento a la administración y, de forma más general, a la divulgación científica en nuestra sociedad.

Con este propósito se presenta este informe sobre el cambio climático en el Mediterráneo, para el que se ha realizado un riguroso análisis científico de la información recogida por el propio IEO a través sus sistemas de observación marinos desde hace más de seis décadas. Además, se ha contado con la colaboración de otras instituciones como El Instituto de Ciencias del Mar (ICM/CSIC), Instituto Mediterráneo de Estudios Avanzados (IMEDEA/CSIC), Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), Puertos del Estado (PE), Universidad de las Islas Baleares (UIB) y Universidad de Málaga (UMA). Estas instituciones han participado tanto aportando información recogida por sus propios sistemas de observación como participando en el análisis de dicha información, y proporcionando material de diversa índole que ha contribuido a completar el presente informe.

Es la intención del IEO seguir avanzando en los distintos aspectos de este problema desde una perspectiva científica y rigurosa y produciendo en el futuro próximo otras aportaciones como ésta que sirvan a la gestión de nuestro medio ambiente marino.

Enrique Tortosa Martorell

Prefacio a la segunda edición

El clima del planeta es algo en continuo cambio, ya sea por su propia naturaleza o por las alteraciones inducidas por el hombre. Es por ello que su estudio tiene forzosamente que ser algo vivo, continuado en el tiempo y en constante revisión. Ningún estudio o informe concerniente al problema del Cambio Climático puede en modo alguno considerarse algo cerrado o acabado. Con esta filosofía el Instituto Español de Oceanografía publicó el informe “Cambio Climático en el Mediterráneo español” y así, en la presentación de su primera edición, se hacía constar expresamente la intención del IEO de “seguir avanzando en los distintos aspectos de este problema desde una perspectiva científica y rigurosa...”.

El estudio de los efectos del Cambio Climático en el medio marino es un problema complejo que requiere de apropiados sistemas de observación, de una gestión eficiente de los datos generados y de un análisis científico constante que permita la actualización de los resultados obtenidos. Con este objetivo y siguiendo el compromiso adquirido por el IEO en el estudio del Cambio Climático marino, desde la fecha de publicación de la primera edición de este informe se está implementando un sistema de observación multidisciplinar en nuestro litoral mediterráneo que aúna y amplía nuestros anteriores sistemas de observación. Este programa de observación, RADMED: Series Temporales de Datos Oceanográficos del Mediterráneo, amplía la cobertura espacial de los programas anteriores hacia zonas que no estaban bien cubiertas (algunas de especial interés ecológico) así como hacia mar abierto.

Gracias a este nuevo programa de monitorización medioambiental, así como a la colaboración de Puertos del Estado, el Instituto de Ciencias del Mar (CSIC) y la Agencia Estatal de Meteorología, que generosamente han colaborado y cedido sus datos oceanográficos y meteorológicos, esta nueva edición presenta una actualización de las series temporales analizadas en el primer informe, habiéndose incluido nuevos datos que en algunos casos alcanzan hasta julio de 2008 y en otros hasta finales de 2007. Las figuras y cálculos correspondientes a los cambios que se están detectando en nuestros mares, o las alteraciones que se pudieran producir en los valores medios que caracterizan nuestro litoral han sido revisados y actualizados.

De esta forma, con el desarrollo de sistemas de observación cada vez más completos, con un funcionamiento ágil y operativo y la generación de informes como éste y sus continuas actualizaciones, el Instituto Español de Oceanografía pretende continuar y profundizar su labor de aumentar nuestro conocimiento sobre el medio marino, los impactos de la actividad humana sobre él, con especial atención al Cambio Climático, y ayudar a la gestión sostenible del mismo.

Agradecimientos

Este informe, y en general el trabajo desarrollado por los oceanógrafos de todo el mundo, no sería posible sin la abnegada labor de aquellas personas dedicadas al trabajo de campo, al mantenimiento de los distintos sistemas de observación y al trabajo en el mar. Queremos agradecer especialmente su labor a Joaquín Molinero, encargado del mantenimiento técnico de la red de mareógrafos del IEO, cuyos datos se analizan en este informe.

La inmensa mayoría de los datos oceanográficos analizados en este trabajo correspondientes a los programas de observación del IEO en el Mediterráneo han sido obtenidos gracias al Buque Oceanográfico Odón de Buen. Nuestro más sincero agradecimiento a los numerosos técnicos, patrones y marineros que han trabajado en este buque (Mariano Serra, Ángel Carpena, Francisco Fernández, Toni Jaume, Manolo Calafat, Perfecto Jiménez, Gerard Reta, Toni Torres, José María López, José Antonio Peiroa, Jesús Martínez y tantos otros que es imposible nombrar) por su profesionalidad y excelente labor.

Principales resultados

El Mediterráneo es una zona particularmente vulnerable a la actividad humana. La concentración de la población en las zonas costeras, la explotación pesquera, los impactos producidos por los sectores agrícola, industrial, turístico y el tráfico marítimo, son algunos ejemplos de las actividades que, potencialmente, pueden influir sobre nuestro medio marino.

Además de estos impactos, el Cambio Climático supone una amenaza más que puede alterar de forma importante las condiciones físicas y químicas del Mediterráneo, y consecuentemente las condiciones ambientales en las que se desarrollan los seres vivos que lo habitan. Los ecosistemas marinos, los recursos vivos explotables o la misma morfología de nuestra costa pueden sufrir las consecuencias de un cambio global del clima del planeta.

En este informe se analizan datos oceanográficos y atmosféricos desde 1943 o 1948, según los casos. A partir de esta fecha se han alternado dos periodos claramente diferenciados. Desde 1948 hasta mediados de los años 70 se produjo un descenso de la temperatura del aire y la temperatura superficial del mar. Desde mediados de los 70 hasta la actualidad ha cambiado esta tendencia con un fuerte ascenso de las temperaturas. El aumento medio de la temperatura superficial del mar para el periodo 1948-2007 varía, dependiendo de la zona de nuestro litoral mediterráneo, entre 0°C y 0,5°C, mientras que la temperatura del aire aumentó entre 0,4°C y 0,9°C.

En profundidades intermedias, (200 m a 600 m), la temperatura aumentó desde 1948 hasta 2000 entre 0,05°C y 0,2°C, y la salinidad se incrementó entre 0,03 y 0,09. En las capas profundas, (1.000 m a 2.000 m) el aumento de temperatura osciló entre 0,03°C y 0,1°C y el de salinidad entre 0,05 y 0,06.

El aumento de temperatura de las capas intermedias y profundas puede parecer pequeño, pero hay que tener en cuenta el alto calor específico del mar, por lo que incrementos pequeños de temperatura requieren que el mar absorba enormes cantidades de calor. El aumento de salinidad refleja la disminución de las precipitaciones en el Mediterráneo, así como la disminución del aporte de los ríos debido a las construcciones hidráulicas llevadas a cabo en sus cauces.

El nivel del mar disminuyó en el Mediterráneo desde los años 50 hasta mediados de los 90. Ello fue debido a un anómalo ascenso de la presión atmosférica. El descenso de ésta desde mediados de los años 90 y la aceleración del aumento de las temperaturas en la misma década coinciden con un acusado aumento del nivel del mar de entre 2,4 mm/año y 8,7 mm/año. Los datos disponibles sugieren que, además del calentamiento de las aguas, otros factores como el aumento de la cantidad de masa de agua pudieran ser responsables de esta aceleración del ritmo de ascenso del nivel del mar.

Resumen ejecutivo para gestores y responsables de políticas medioambientales

La alteración del clima de la Tierra se refleja en el océano global. Pueden producirse cambios importantes (y de hecho ya se aprecian en cierta medida) en el calor almacenado por los mares, en el nivel del mar a escala planetaria, en la intensidad y dirección de los sistemas de circulación oceánica, la intensidad y posición de los principales sistemas de afloramiento, etc. Todos estos elementos relacionados con el mar como componente del sistema climático terrestre han de ser monitorizados por los sistemas de observación globales de los océanos, los cuales, a su vez, han de integrarse en los sistemas de observación global de la Tierra.

Junto con los sistemas de observación de gran escala se deben desarrollar sistemas de observación de mayor resolución para conocer los impactos que pudieran producirse sobre las zonas litorales, bien debidos a las alteraciones del clima, o bien debidos a otras alteraciones del medio marino derivadas de la actividad humana. Los así llamados sistemas de observación costeros deben tener una mayor resolución espacial así como un carácter multidisciplinar para conocer en todo momento las alteraciones medioambientales que pudieran producirse. Estos sistemas costeros deben entenderse de una forma amplia, y deben incluir las zonas de talud continental e incluso mar abierto en algunos casos para contemplar las interacciones entre plataforma y mar abierto. En cuanto a su extensión geográfica deben tomar en consideración las estructuras oceanográficas y principales sistemas de circulación para poder entender las influencias que unas zonas del mar ejercen sobre otras.

El Mediterráneo es una zona idónea para el estudio de los efectos del Cambio Climático. Con frecuencia se ha descrito como un laboratorio natural, ya que, a pesar de sus pequeñas dimensiones si se compara con los grandes océanos, en él se desarrollan la mayor parte de los procesos que son propios de la circulación global de los océanos, teniendo una circulación termohalina propia derivada de su déficit hídrico, la pérdida neta de calor y de flotabilidad y los procesos de formación de aguas profundas.

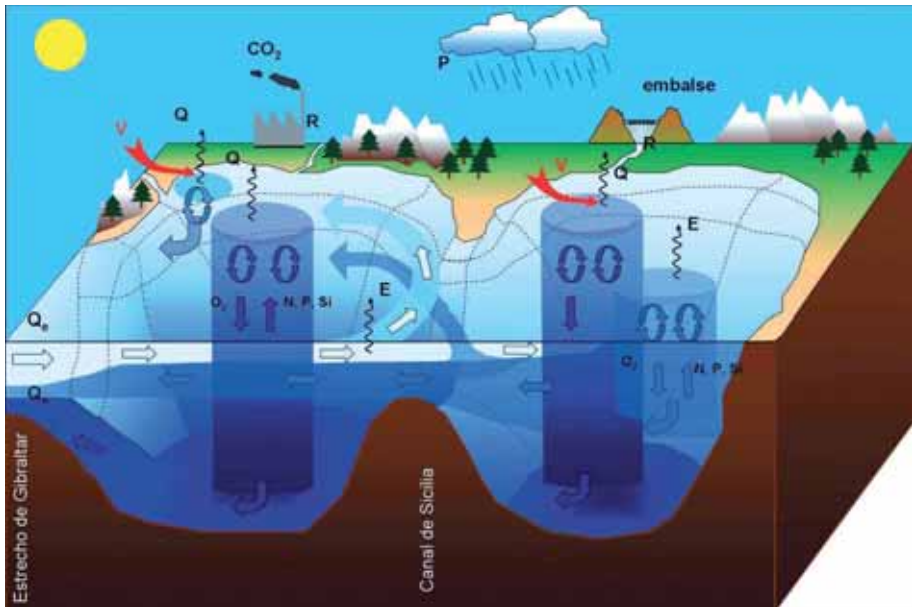
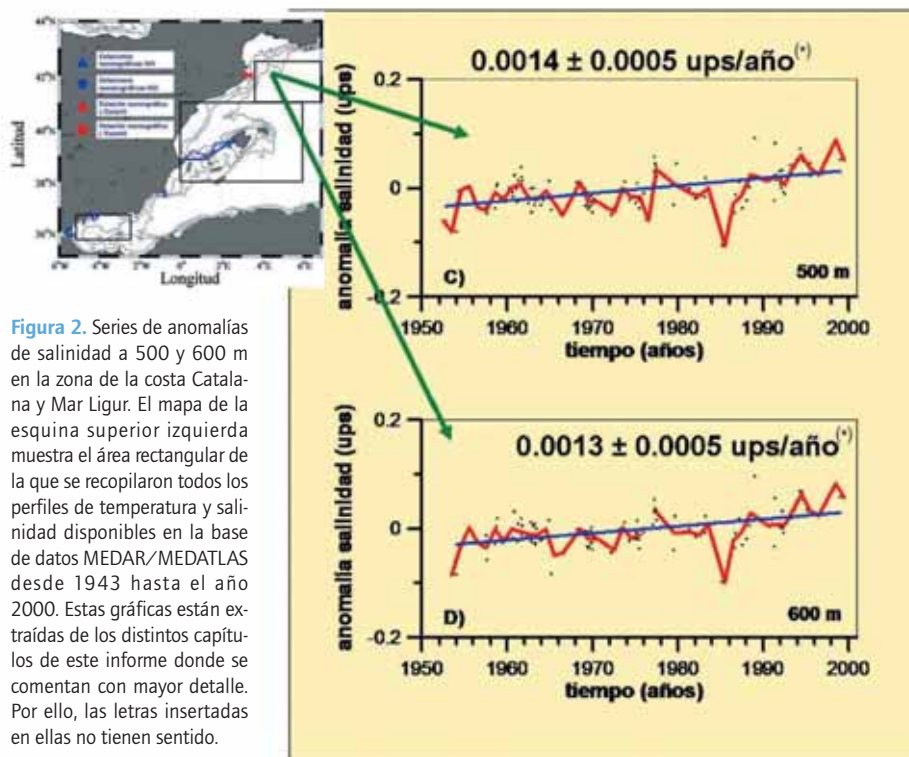


Figura 1. Esquema de funcionamiento del Mediterráneo donde se muestran los principales procesos oceanográficos susceptibles de verse alterados por distintas actuaciones del hombre.

La figura 1 esquematiza algunos rasgos oceanográficos del Mediterráneo que permiten considerarlo como un océano en miniatura y, por tanto, un laboratorio natural para el estudio del Cambio Climático. Uno de los motores que impulsa la circulación del Mediterráneo es la pérdida neta de calor, que se representa en la figura 1 como un flujo de calor “Q” desde el mar hacia la atmósfera. El otro es el déficit hídrico debido a que la evaporación, indicada en la figura como “E”, supera a los aportes de ríos “R” y precipitaciones “P”.

Las grandes “chimeneas” representadas en la figura 1 tratan de esquematizar los procesos de formación de aguas profundas que suceden de forma anual en el Mediterráneo. La pérdida de calor y la evaporación neta producen aguas frías y muy saladas que, por tanto, tienen mayor densidad que las aguas superficiales. Debido a esto se hunden y extienden por el fondo del Mediterráneo para finalmente salir a través del Estrecho de Gibraltar. Consecuentemente, las



aguas superficiales del Atlántico entran a través del Estrecho para compensar esta salida de agua del Mediterráneo y el déficit originado por la evaporación neta.

Todos estos elementos serían alterados debido tanto al efecto del Cambio Climático, que afectaría de forma notable a la región Mediterránea, como por otras actuaciones humanas, como la construcción de embalses y el empleo del agua para usos agrícolas, consumo de las poblaciones etc.

En el Mediterráneo Occidental podemos distinguir tres grandes capas: La capa superficial, comprendida entre la superficie y los 150 o 200 m de profundidad, formada por Aguas Atlánticas (AA) que entran en el Mediterráneo a través del Estrecho de Gibraltar. Las aguas intermedias, entre los 200 y 600 m de profundidad. La mayor parte de esta capa de agua está formada por la llamada Agua Levantina Intermedia (ALI). Estas aguas se forman, es decir, adquieren su

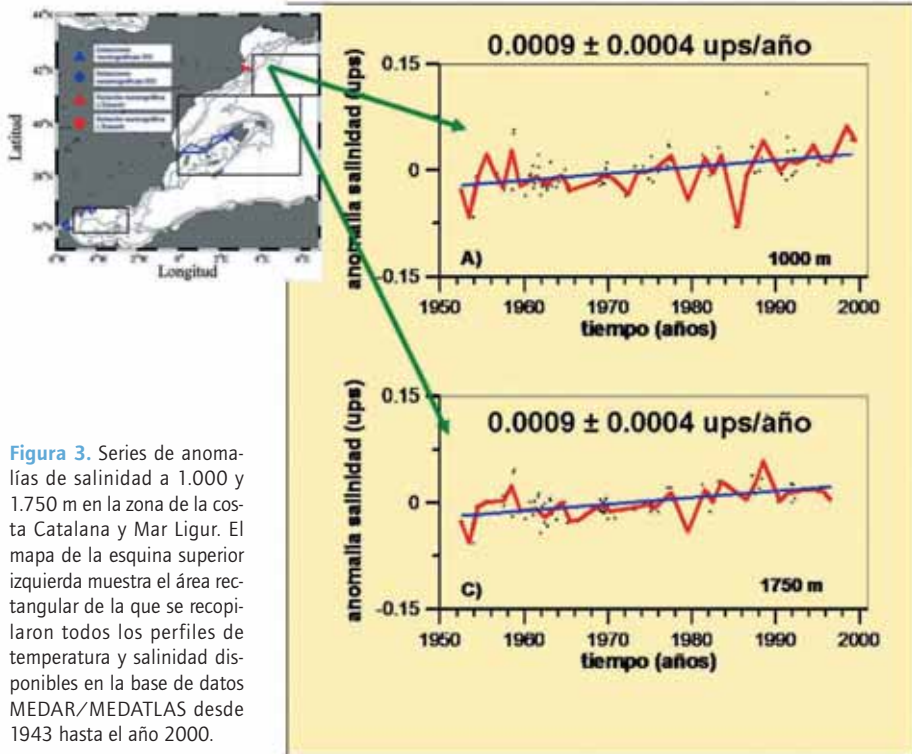


Figura 3. Series de anomalías de salinidad a 1.000 y 1.750 m en la zona de la costa Catalana y Mar Liger. El mapa de la esquina superior izquierda muestra el área rectangular de la que se recopilaban todos los perfiles de temperatura y salinidad disponibles en la base de datos MEDAR/MEDATLAS desde 1943 hasta el año 2000.

temperatura y salinidad características, en el Mediterráneo Oriental, y tras hundirse hasta su profundidad de equilibrio se desplazan hasta el Mediterráneo Occidental para salir finalmente a través del Estrecho de Gibraltar. Son las aguas de mayor salinidad que se encuentran en el Mediterráneo Occidental. Un porcentaje menor de esta capa intermedia está formado por el Agua Occidental Intermedia (AOI). Son aguas muy frías pero menos saladas que el ALI, formadas durante inviernos severos en la plataforma continental del Golfo de León y mar Catalán. Finalmente, el agua que ocupa el fondo del Mediterráneo Occidental es el Agua Profunda del Mediterráneo Occidental (APMO). Son aguas muy frías y saladas que adquieren su alta densidad primero al mezclarse las AA superficiales con las ALI, elevándose así su salinidad. Posteriormente, la acción de los vientos fríos y secos de origen continental que soplan en invierno en el Golfo de León enfría las aguas hasta elevar considerablemente su densidad y hundirse hasta el fondo del mar. Esta masa de agua sale junto con el ALI a través del Estrecho de Gibraltar.

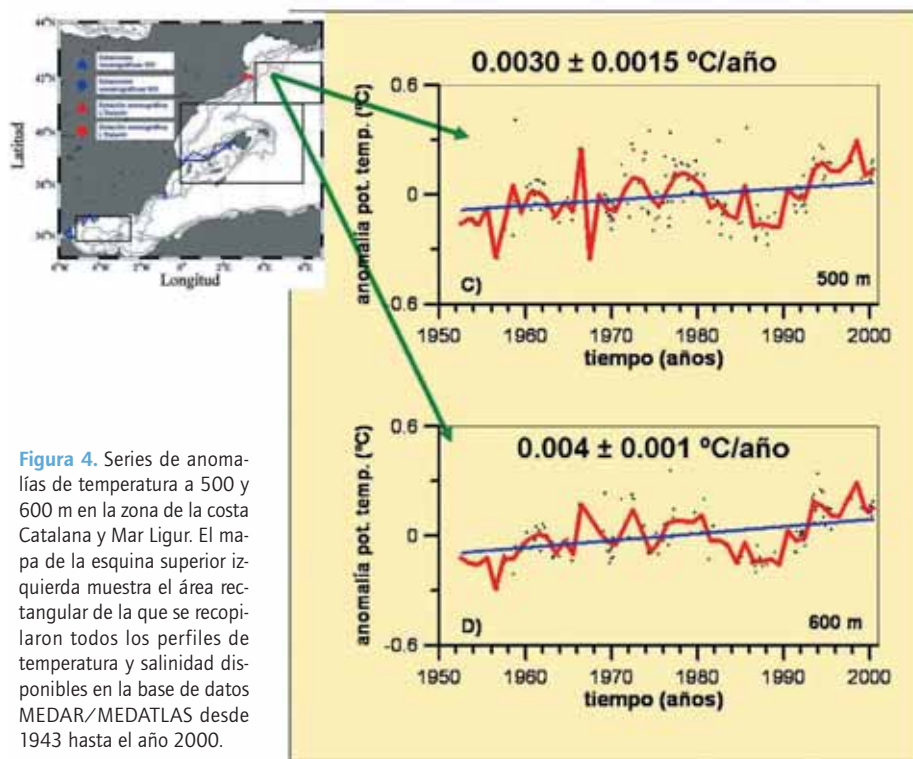


Figura 4. Series de anomalías de temperatura a 500 y 600 m en la zona de la costa Catalana y Mar Lígur. El mapa de la esquina superior izquierda muestra el área rectangular de la que se recopilaban todos los perfiles de temperatura y salinidad disponibles en la base de datos MEDAR/MEDATLAS desde 1943 hasta el año 2000.

Las observaciones realizadas desde mediados del siglo XX en el marco de distintos proyectos oceanográficos y recopilados en la base de datos MEDAR/MEDATLAS [2002] nos permiten estudiar cuál ha sido la evolución de las distintas masas de agua. En la figura 2 se muestra la serie temporal de anomalías de salinidad para dos profundidades correspondientes a la posición que ocupa el ALI, y en la figura 3 mostramos las anomalías de salinidad correspondientes a aguas profundas.

Tanto el ALI como el APMO han aumentado su salinidad desde 1943, e incluso antes si se consideran distintos trabajos publicados anteriormente. Este aumento de salinidad parece ser el resultado de un aumento de la evaporación neta resultado de una combinación de factores. Por una parte un aumento de la evaporación y descenso de las precipitaciones, y por otro, un des-

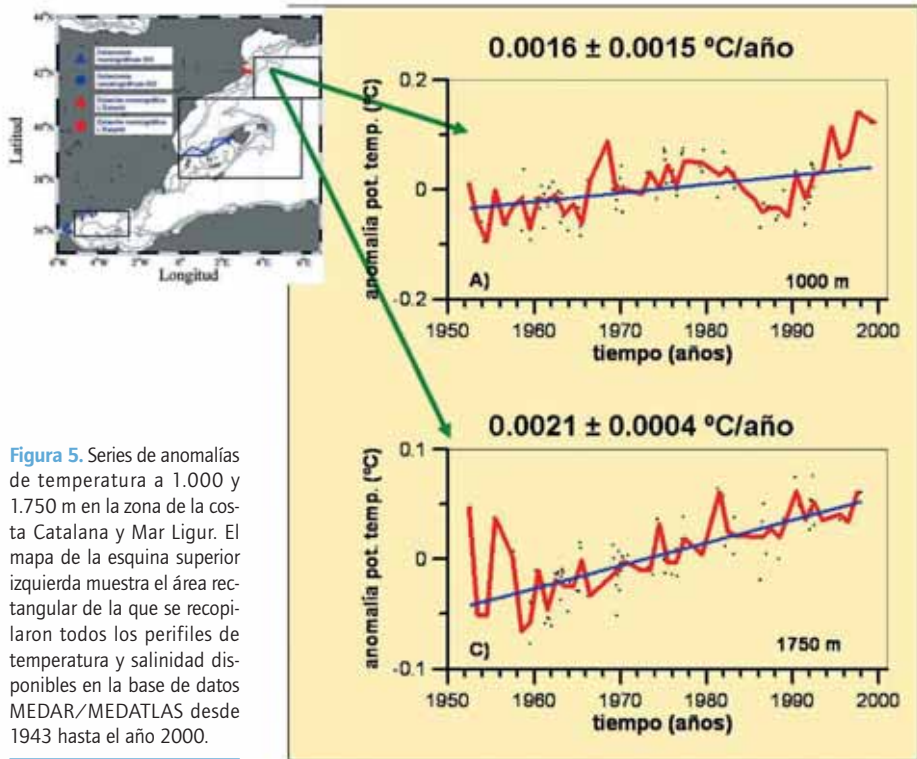


Figura 5. Series de anomalías de temperatura a 1.000 y 1.750 m en la zona de la costa Catalana y Mar Lígur. El mapa de la esquina superior izquierda muestra el área rectangular de la que se recopilaban todos los perfiles de temperatura y salinidad disponibles en la base de datos MEDAR/MEDATLAS desde 1943 hasta el año 2000.

censo de los aportes de agua dulce de los ríos que vierten sus aguas tanto en la cuenca oriental, como es el caso del Nilo o los ríos que desembocan al Mar Negro, como en la cuenca occidental, como ha sido el caso del Ebro.

Además de aumentar su salinidad, las aguas intermedias y profundas han aumentado su temperatura. Las figuras 4 y 5 muestran la evolución de la temperatura en profundidades correspondientes a las aguas intermedias y profundas respectivamente en la zona del mar Catalán/mar Lígur.

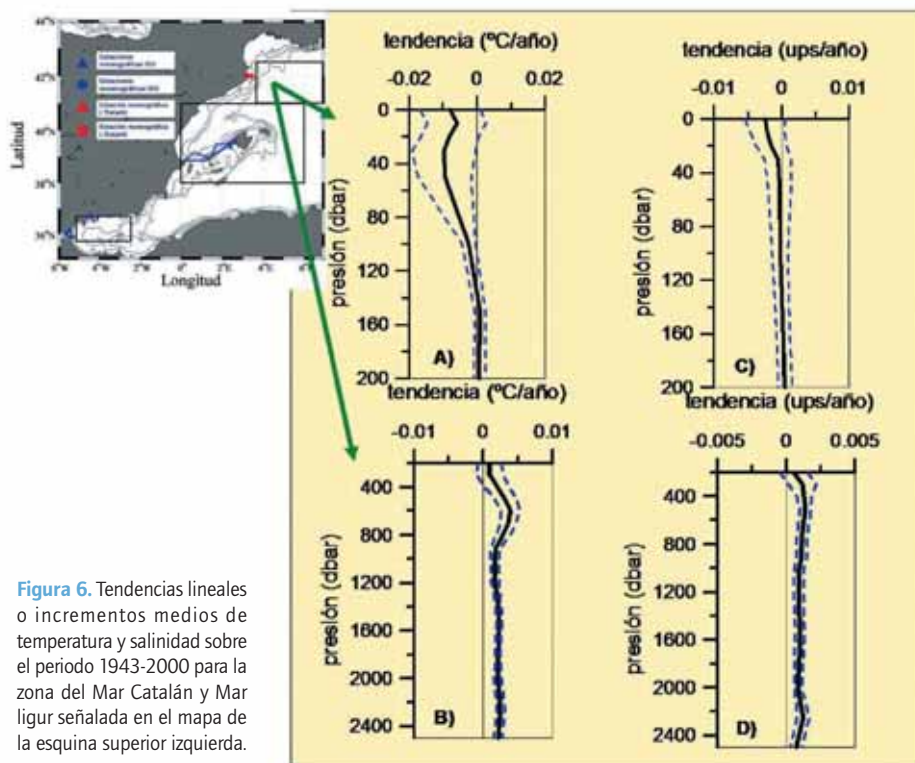


Figura 6. Tendencias lineales o incrementos medios de temperatura y salinidad sobre el periodo 1943-2000 para la zona del Mar Catalán y Mar ligur señalada en el mapa de la esquina superior izquierda.

Los cambios mostrados en la zona más septentrional de la costa mediterránea española para las aguas intermedias y profundas han sido similares en las otras zonas que cubren el Mediterráneo Occidental. Las figuras 6 y 7 muestran los cambios medios o tendencias de temperatura y salinidad en las zonas más septentrionales y meridionales analizadas en este informe. Aunque no se muestran los resultados en este resumen ejecutivo, hay que señalar que cambios parecidos se han detectado en la zona del Mar Balear y área de levante (capítulo 5 de este informe).

Las aguas mediterráneas que vierten por Gibraltar se extienden por el Atlántico Norte a una profundidad de entre 1.000 y 1.200 m. Se ha detectado un aumento de la salinidad y tempe-

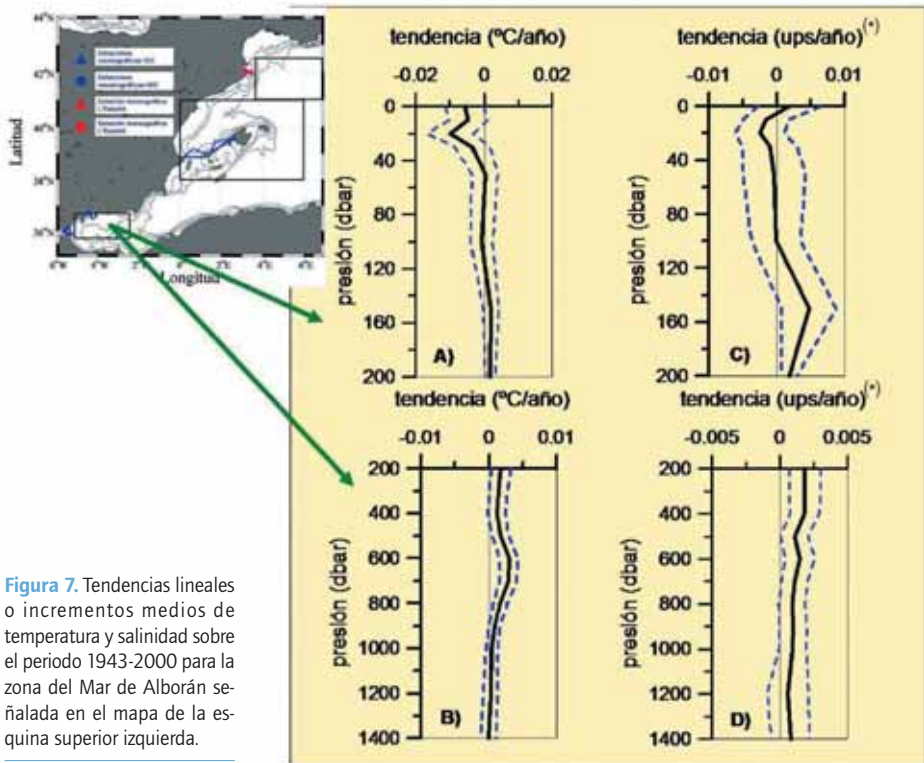


Figura 7. Tendencias lineales o incrementos medios de temperatura y salinidad sobre el periodo 1943-2000 para la zona del Mar de Alborán señalada en el mapa de la esquina superior izquierda.

ratura de las aguas que ocupan esta profundidad en el Atlántico Nororiental, e incluso en las aguas del Golfo de Vizcaya, donde este aumento ha sido de $0,023^{\circ}\text{C}/\text{año}$ y $0,005 \text{ ups}/\text{año}$ durante la década de los 90 e inicios del siglo XXI. Estos valores son similares a los cambios experimentados por las aguas del mar Mediterráneo. Las aguas mediterráneas se mezclan con las aguas atlánticas en su progresión hacia el norte, de tal forma que estos cambios corresponden a aguas con un porcentaje muy bajo del agua original que salió a través del Estrecho de Gibraltar. Por ello, es de esperar que cambios similares se hayan producido en las aguas atlánticas que se han mezclado con las mediterráneas hasta ser detectadas en el Golfo de Vizcaya.

Las capas superficiales del mar Mediterráneo han tenido desde 1948, fecha desde la que se han recopilado datos meteorológicos y oceanográficos del “Nacional Centre for Environmental Prediction (NCEP)”, dos periodos claramente diferenciados. Un primer periodo de descenso de temperaturas superficiales del mar, hasta mediados o finales de los años 70, y un segundo periodo de ascenso rápido de las temperaturas (figura 8). Este comportamiento de las temperaturas superficiales es similar al experimentado por la temperatura del aire, y refleja simplemente el comportamiento a escala planetaria de las temperaturas superficiales tanto del mar como del aire. La evolución a nivel global de estas variables muestra un incremento de $0,071 \pm 0,029^\circ\text{C}/\text{década}$ para la temperatura del mar entre 1901 y 2005 [Trenberth *et al.*, 2007], si bien los principales aumentos de temperatura se han producido entre el inicio del siglo y 1945, y desde finales de los 70 al 2005.

Si exceptuamos las estaciones mareográficas y la estación oceanográfica de L’Estartit, la mayor parte de los sistemas españoles de monitorización del Mediterráneo se han iniciado en la década de los 90. Todos ellos han iniciado sus registros dentro de este periodo de fuerte ascenso global de las temperaturas.

Las tendencias calculadas sobre periodos cortos de tiempo muestran incrementos o decrementos de la temperatura y salinidad muy acusados. Las tendencias sobre periodos largos como los mostrados en la figura 8 para Baleares y mar de Alborán muestran que el ascenso de las temperaturas compensa y supera el descenso previo, produciendo un aumento medio de la temperatura superficial del mediterráneo entre $0,006$ y $0,008^\circ\text{C}/\text{año}$ para estas dos zonas. La temperatura superficial del mar en el mar Catalán/Ligur no varió apreciablemente sobre el periodo completo. Hay que señalar que la temperatura del aire aumentó sobre todo el litoral a un ritmo que varió entre $0,015^\circ\text{C}/\text{año}$ y $0,007^\circ\text{C}/\text{año}$.

En la estación oceanográfica de L’Estartit se ha producido un aumento de la temperatura del agua de unos $0,025^\circ\text{C}/\text{año}$. Este valor coincide con el observado a partir de los datos del Reanálisis del NCEP, y por tanto reflejan el periodo de fuerte ascenso de las temperaturas que a escala global se ha registrado desde mediados de los años 70. En la plataforma continental del Mar de Alborán (proyecto RADMED), se han observado las mismas tendencias hasta el año 1998, lo que indica que desde 1992 a 1998 se han registrado temperaturas crecientes asociadas también a este periodo de calentamiento (figura 9). Sin embargo no está aún claro si esta fase de calentamiento va a continuar al mismo ritmo, pues desde 1998 se observa un descenso de las temperaturas y del calor absorbido por la columna de agua. A pesar de que los años 1998 y 2005 se encuentran entre los más cálidos a escala global desde 1850, se han observado fuertes oscilaciones en las propiedades oceanográficas del Mediterráneo, pues el invierno 2004/2005 produjo una anomalía fría en el Mediterráneo Noroccidental tan intensa que se registraron temperaturas de las aguas profundas similares a las obtenidas a principios del siglo XX, antes de que el efecto del Cambio Climático sobre las aguas profundas del Mediterráneo hubiese sido detectado. No está claro aún qué papel pueden tener estos eventos extremos en las tenden-

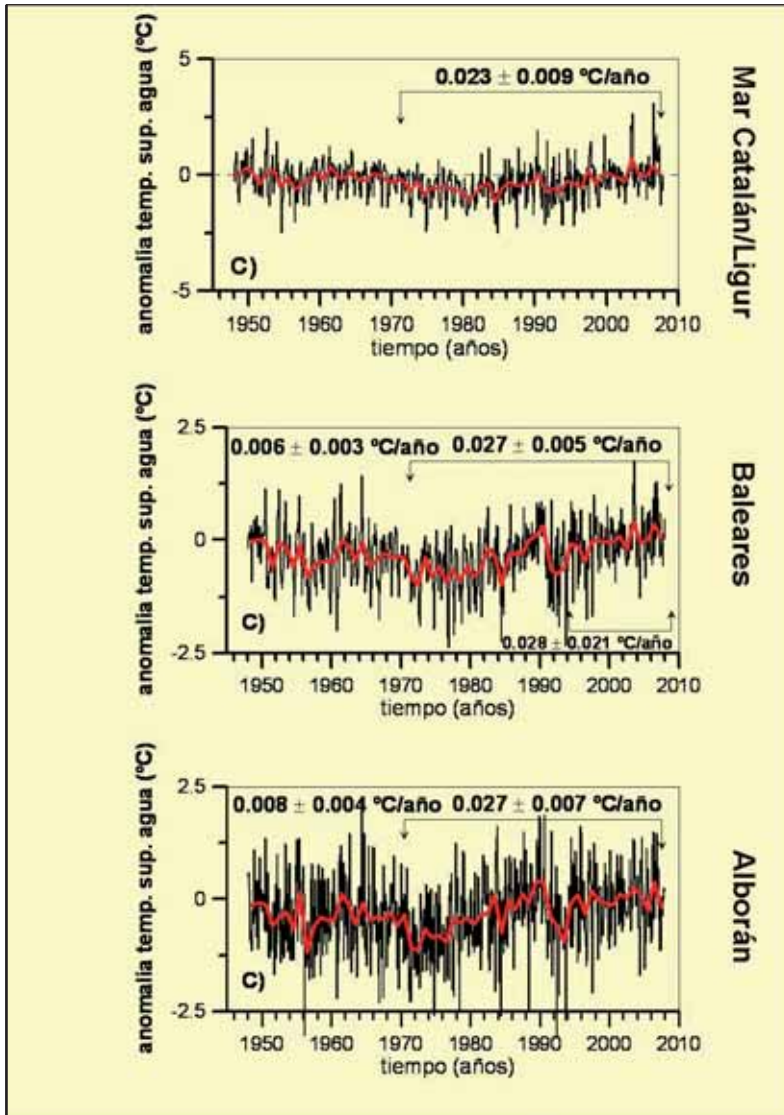


Figura 8. Anomalías de temperatura superficial del agua en mar Catalán/Ligur, Baleares/Levante y Alborán. Datos del NCEP. Se incluyen las tendencias lineales sobre el periodo completo cuando éstas son significativas, así como sobre algunos subperiodos señalados con flechas.

cias generales del Mediterráneo. La extensión de las series de datos oceanográficos hasta el año 2007 (inclusive) o mediados del 2008 en algunos casos, vuelven a mostrar un ascenso de las temperaturas del agua tras este periodo relativamente frío, lo que indica que las temperaturas pueden fluctuar fuertemente sobre periodos de pocos años, oscureciendo y haciendo difícil la detección de los cambios que se puedan estar produciendo a largo plazo.

El nivel del mar no varió en las costas de Málaga desde 1943 hasta principios de los años 90. En otras localizaciones del Mediterráneo se produjo incluso un descenso del nivel del mar. Esto ha sido debido a un aumento de la presión atmosférica, ligado a una fase creciente de la Oscilación Noratlántica. El incremento de salinidad de las aguas intermedias y profundas produjo un aumento de la densidad y por tanto un descenso del nivel estérico del mar, es decir, aquel que está asociado a cambios del volumen del agua. Este factor junto con el mencionado aumento de la presión atmosférica fueron los responsables del anómalo comportamiento del nivel del mar en comparación con el océano global.

Desde principios de los 90 ha habido un fuerte incremento de las temperaturas y un cambio de sentido en el forzamiento atmosférico. El nivel del mar tanto en Málaga como en L'Estartit mostró un fuerte ascenso que no es explicado por los dos factores antes citados. No está aún claro el papel que han podido tener en este aumento del nivel del mar otros factores como el aumento de la masa total de agua, presumiblemente causada por el deshielo de glaciares y capas de hielo, y cambios en la circulación del Mediterráneo.

Tras el máximo de calor absorbido alcanzado en 1998 se aprecia, como ya hemos comentado, un descenso de las temperaturas. En el caso de Baleares, este descenso, así como un aumento de la salinidad originaron un fuerte descenso del nivel del mar. Sin embargo, los últimos años analizados en la actualización del presente trabajo parecen mostrar que simplemente se trató de la variabilidad interanual inherente a toda serie climática, y tanto las temperaturas como el nivel del mar en el mar Balear parecen recuperar tendencias positivas en los últimos años.

La disponibilidad de observaciones rutinarias procedentes de los sistemas de observación permanentes permiten detectar este tipo de cambios en la temperatura, salinidad, nivel del mar, etc. de las aguas que bañan nuestras costas, pudiéndose apreciar anomalías o comportamientos diferenciados respecto del comportamiento global estimado a partir de sistemas de observación globales de más baja resolución espacial.

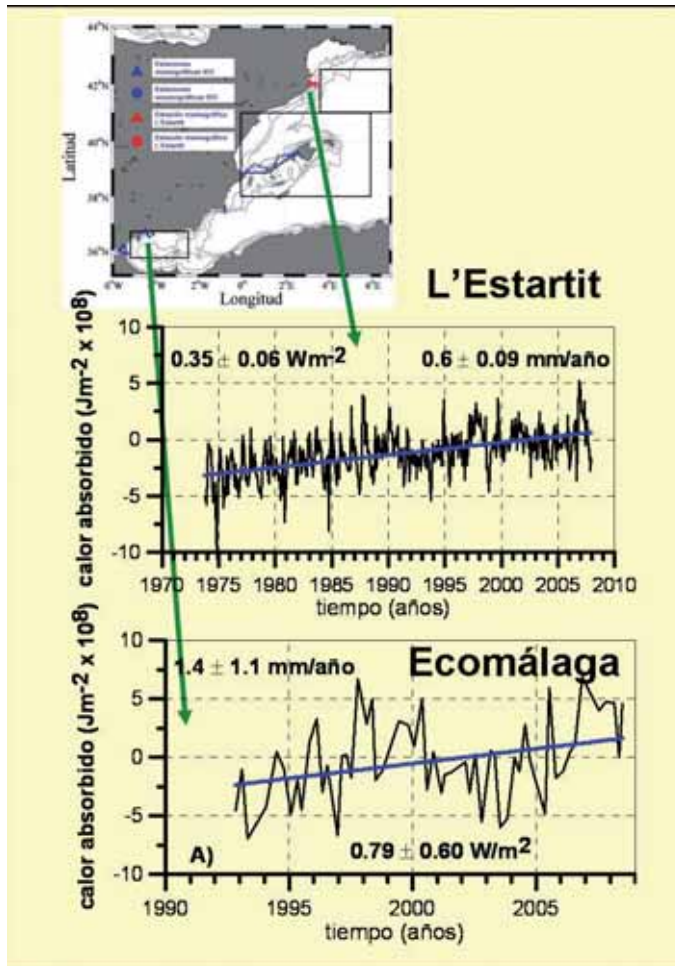


Figura 9. Calor absorbido en L'Estartit desde 1973 a 2007. Hemos incluido el aumento correspondiente del nivel termostérico, es decir, por dilatación térmica de la columna de agua de 0 a 80 m. La figura inferior es igual pero para el caso de Ecomálaga, en el Mar de Alborán. Se incluye la tendencia del nivel termostérico y calor absorbido por la columna de agua para el período analizado (1992-2008).

Informe científico

Capítulo 1. Introducción

- 1.1 Breve introducción al cambio climático.
- 1.2 Importancia de los sistemas de observación. La observación oceánica.
- 1.3 Importancia de la observación del clima marino en el Mediterráneo.

1.1 Breve introducción al cambio climático

Que asistimos en la actualidad a un cambio global del clima del planeta es un hecho incuestionable. Entre la comunidad científica existe un amplísimo consenso acerca de que el sistema climático terrestre, formado por la atmósfera, los océanos, biosfera, litosfera y la criosfera, está experimentando cambios que no son atribuibles solamente a la variabilidad interna del propio sistema. Los forzamientos externos de carácter natural, (variabilidad de la actividad solar, erupciones volcánicas, etc.), son insuficientes para explicar satisfactoriamente las alteraciones observadas, las cuales sólo pueden entenderse si se tienen en cuenta los forzamientos de tipo antropogénico. Éstos son muy diversos, e incluyen desde las emisiones de distintos tipos de gases de efecto invernadero, como el dióxido de carbono, metano, etc., hasta cambios en el uso del suelo o la emisión de aerosoles.

En 1988, ante el aumento de las evidencias mostrando un calentamiento global de La Tierra, la Organización Meteorológica Mundial (OMM) y el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (PNUMA) crearon el Panel Intergubernamental para el Cambio Climático (PICC), cuyo Grupo de Trabajo I, evalúa los aspectos científicos del sistema climático y el cambio climático. Desde su primer informe de evaluación en 1990 hasta el reciente cuarto informe de evaluación en 2007, no ha cesado de aumentar la cantidad y calidad de la información y de los datos climáticos, ha mejorado nuestro entendimiento acerca de los procesos que gobiernan el clima terrestre, así como nuestra capacidad de análisis de la información disponible, y, finalmente, ha mejorado sensiblemente nuestra capacidad para modelar el clima y, en consecuencia, prever su comportamiento futuro ante distintos escenarios posibles.

Por citar algunos ejemplos, en la actualidad sabemos que el aumento medio de la temperatura sobre la superficie terrestre desde 1850 ha sido de unos 0.8°C, siendo las emisiones de gases de efecto invernadero, y en particular las de CO₂, las principales responsables de este aumento de temperatura. Otros efectos observados, y que se asocian con un grado de probabilidad muy alto a forzamientos antropogénicos, son el aumento del contenido calorífico de los océanos, la elevación del nivel del mar entre 1 y 2 mm/año, o el retroceso de los glaciares continentales y la capa de hielo del Ártico [Bindoff *et al.*, 2007].

El conocimiento de estos cambios es lo que en el vocabulario propio del PICC se denomina detección, que simplemente es la demostración de que se han producido cambios en el clima terrestre, y de que la probabilidad de que dichos cambios se deban al azar y a la propia dinámica interna del sistema climático es muy baja. Esta demostración se realiza normalmente mediante la aplicación de diversas técnicas estadísticas a series de datos recogidos a lo largo del periodo instrumental. La atribución del cambio climático es el establecimiento de las causas más proba-

bles de los cambios detectados [Hegerl *et al.*, 2007]. La comparación de las simulaciones realizadas bajo distintos forzamientos con la evolución del clima presente, inferida a partir de los sistemas de observación del clima, nos permite atribuir los cambios detectados a unas u otras causas.

Estos modelos numéricos nos permiten hacer previsiones sobre la evolución futura del clima del planeta en relación con distintos escenarios futuros que contemplen diversas posibilidades en cuanto al modelo de desarrollo energético, económico, demográfico y las futuras emisiones de gases de efecto invernadero a escala global. Disponer de previsiones fiables con la mayor resolución espacial posible es fundamental para afrontar el reto de adaptarnos a los futuros cambios, algunos de los cuales, debido a la inercia del sistema climático, son ya inevitables, aún en el caso de que redujésemos sensiblemente las emisiones de gases de efecto invernadero de forma inmediata. Por ello, los modelos deben ser validados, es decir, debemos estar seguros de su capacidad para reflejar y reproducir los principales procesos responsables de la variabilidad climática. Ello se hace a través de la comparación con la evolución del clima pasado que nos ofrece la paleoclimatología, o con la evolución del clima presente. Los modelos numéricos deben ser capaces de reproducir las distribuciones medias de distintas variables como temperaturas del aire, mar, presión atmosférica, circulación oceánica, etc., sus patrones estacionales, sus rangos de variabilidad, etc. Resulta obvio que este tipo de comparación requiere de un conocimiento exhaustivo de estas distribuciones, y ello, a su vez, se consigue mediante la recopilación de datos climáticos de distintas fuentes, dispersos en diferentes bases de datos (arqueología de datos) y, actualmente, mediante el establecimiento de sistemas de observación de los distintos componentes del sistema climático.

1.2 Importancia de los sistemas de observación. La observación oceánica

Necesitamos conocer cómo ha sido el clima pasado para validar los modelos de predicción y entender la variabilidad natural o interna del clima del planeta, y necesitamos conocer, y monitorizar de forma sistemática, el clima presente.

La monitorización permanente, sistemática y global del clima nos permite:

1. Establecer climatologías susceptibles de ser usadas para la inicialización de los modelos globales de circulación, así como establecer líneas de referencia respecto de las cuales detectar posibles cambios o alteraciones.
2. Conocer y entender mejor los procesos y fenómenos que afectan al clima terrestre, contribuyendo a una mejor parametrización de los mismos en los modelos numéricos.
3. Detectar y cuantificar los cambios del clima presente.
4. Atribuir los cambios observados a unas u otras causas mediante la comparación con los modelos numéricos.
5. Proporciona datos asimilables por los modelos numéricos y para su validación.

Estos sistemas de observación deben ser globales, pues ésa es la cualidad fundamental del problema al que nos enfrentamos, y esta globalidad no se entiende sólo desde un punto de vista espacial, al extenderse a todo el planeta, sino que debe considerar todos los aspectos o componentes del problema: Observación de la atmósfera, de los océanos y de los otros componentes del clima, observación in situ y observación remota, observación autónoma y, dependiendo del tipo de variable, incluso la observación rutinaria operada manualmente. Desde la constitución de la OMM, y su programa de observación de la atmósfera, incluyendo la superficie del mar como contorno o límite de la misma (ver http://www.wmo.int/pages/prog/www/index_en.html) se entendió que un sistema de observación no era abordable por un único país, sino sólo a través de la cooperación internacional. Ante la dimensión de los nuevos problemas y retos planteados, hoy día la observación del planeta no es ni tan siquiera abordable por el esfuerzo internacional articulado en un único sistema de observación, sino que son varios los sistemas de observación necesarios, y todos ellos deben coordinarse, de tal forma que ha surgido el concepto de Sistema de Sistemas de Observación Globales de la Tierra (GEOSS, <http://www.epa.gov/geoss/>).

Los océanos son un componente fundamental del clima terrestre. La energía que impele esta compleja maquinaria es la solar, y lo que configura finalmente el clima del planeta tal y como

lo conocemos actualmente son la desigual distribución de esta energía en función de la latitud y a lo largo del ciclo de las estaciones, y la capacidad del propio planeta para redistribuir esta energía. Los principales agentes responsables de la redistribución energética son la atmósfera y los océanos. Los cambios en la cantidad total de energía recibida, en las desigualdades latitudinales, estacionales o en la capacidad de redistribución del calor absorbido, han determinado las variaciones del clima terrestre a lo largo de la historia del planeta.

La elevada densidad y capacidad calorífica del mar, en comparación con la atmósfera, hace que sea un elemento amortiguador de los cambios atmosféricos, de lo que da idea el hecho de que los océanos han absorbido el 84% del calor retenido por la Tierra en el proceso de calentamiento global [Levitus *et al.*, 2005]. Además, como hemos dicho antes, el clima del planeta depende de su capacidad para redistribuir el exceso de energía absorbida en latitudes bajas hacia latitudes altas donde el balance energético es negativo. Este transporte de calor lo realizan tanto la atmósfera como los océanos, estos últimos a través de un sistema de corrientes de escala planetaria que se conoce como circulación termohalina. Una de las hipótesis actualmente consideradas es que la intensificación del ciclo hidrológico, con un aumento de las precipitaciones en latitudes altas y una disminución en las zonas tropicales, el deshielo de la capa de hielo del Ártico y el aumento de las temperaturas, llevaría a cambios en esta circulación con importantes efectos en el clima mundial en general, y el europeo en particular, con una sensible reducción de las temperaturas del aire en el norte europeo. Cuantificar los transportes latitudinales de masa de agua y calor llevado a cabo por los océanos requiere de la monitorización de los campos de presión, temperatura y salinidad en secciones transoceánicas. En 1992 fue muestreada, dentro del proyecto WOCE, una sección transatlántica a lo largo del paralelo 24°N. La comparación con los datos de ocupaciones anteriores, en 1981 y en 1957 revelaron un calentamiento de las aguas del Atlántico Norte entre 800 y 2.500 m de profundidad [Parrilla *et al.*, 1994]. Los mismos autores sugirieron que el transporte de masa y energía a través de esta sección no se habían visto alterados. Estimaciones más precisas del flujo de calor a través de esta sección [Lavín *et al.* 1998] mostraron que dicho transporte se había mantenido sin alteraciones sustanciales desde 1957 a 1992, con valores aproximados de 1.3×10^{15} W. Otras secciones transoceánicas, como las realizadas en el Índico a lo largo del paralelo 32°S, han puesto de manifiesto que un calentamiento y endulzamiento de las aguas, observado desde principios de los 60 hasta 1987, y atribuidos en principio a cambios a largo plazo, se habían revertido entre 1987 y 1995, volviendo estas aguas a sus valores de salinidad y temperatura iniciales [Bryden *et al.*, 2003]. Estos autores concluyeron que muchos de los cambios observados, y atribuidos en ocasiones a alteraciones a largo plazo, no son más que producto de la variabilidad interna del sistema océano-atmósfera. Esto apoyaría de alguna forma las conclusiones de Parrilla, Lavín y coautores sobre la ausencia de variaciones persistentes en el tiempo de la circulación termohalina. Sin embargo, más recientemente, Bryden *et al.* [2005], tras analizar una nueva sección transatlántica a lo largo del paralelo 25°N, han mostrado una reducción de hasta un 30% en la circulación termohalina en el Atlántico.

Siendo éste un tema de crucial importancia para entender el papel de los océanos en el clima terrestre y predecir la evolución futura del mismo, no está ausente de polémica [Wunsch, 2007]. Los modelos de circulación globales no están de acuerdo respecto de este tema, si bien es cierto que aquellos modelos que predicen un colapso de la circulación termohalina, muestran también un importante descenso de las temperaturas medias en el área de la península del Labrador y Europa del norte [Meehl *et al.*, 2007].

Las discrepancias entre las diferentes ocupaciones de las secciones transoceánicas pueden ser simplemente el resultado de la escasez de datos oceánicos a esta gran escala espacial, y la baja frecuencia con la que se repite el muestreo. Tal escasez, así como las técnicas de rellenado de huecos en las zonas de baja densidad de datos oceanográficos pueden ser causa, también, de las discrepancias entre modelos y observaciones [Gregory *et al.*, 2004].

No es sólo la falta de observaciones globales y homogéneas lo que dificulta la detección y cuantificación de los cambios que se están produciendo en los océanos. Gouretski y Kolterman [2007] han mostrado que algunas de las tendencias estimadas para la temperatura y salinidad del mar podrían estar sesgadas por problemas técnicos en la instrumentación empleada.

El nivel del mar se incrementó a un ritmo de entre 1 y 2 mm/año durante el siglo XX [Church *et al.*, 2001], siendo estas cifras superiores a la variación que habría sido causada por el calentamiento y consecuente dilatación del volumen del agua de mar (nivel termostérico), el cual se estimaba entre 0.4 y 0.5 mm/año. Sin embargo, Cabanes *et al.*, [2001] consideran que la elevación del nivel del mar está sesgada por la heterogénea distribución de las estaciones mareográficas, la mayoría de las cuales se concentran en el hemisferio norte, el cual, según Cabanes *et al.*, [2001] había sufrido un calentamiento por encima de la media de todo el planeta. Una correcta comparación del nivel del mar observado y del aumento del nivel del mar por dilatación térmica revelaría un mejor acuerdo entre ambas magnitudes. Sin embargo Miller y Douglas [2004], vuelven a mostrar lo que ellos consideran un sesgo en el conjunto de datos usada por Cabanes *et al.*, [2001] por estar muy influenciado por la Corriente del Golfo donde, según estos autores, también se habían producido variaciones locales que podían falsear las estimaciones del nivel termostérico global. Sin pretender entrar en esta polémica acerca del papel de la dilatación térmica en el aumento del nivel del mar, queda de manifiesto la importancia de disponer de sistemas de observación homogéneos y realmente globales de las distintas variables oceanográficas.

Los anteriores ejemplos ponen de manifiesto la importancia de ampliar y mejorar los sistemas de observación globales del océano si se quiere conseguir una mejor detección y cuantificación de los cambios del clima oceánico y una mejor comprensión de los procesos que controlan su variabilidad.

1.3 Importancia de la observación del clima marino en el Mediterráneo

El Mar Mediterráneo es un mar semicerrado, situado entre tres continentes, Europa, África y Asia. Está ubicado en la zona templada del hemisferio norte, entre los 35°N y los 45°N de latitud aproximadamente (Fig. 1.1). Su principal conexión con el océano es el Estrecho de Gibraltar, a través del cual intercambia con el Atlántico agua, calor, sal, oxígeno, nutrientes, etc.

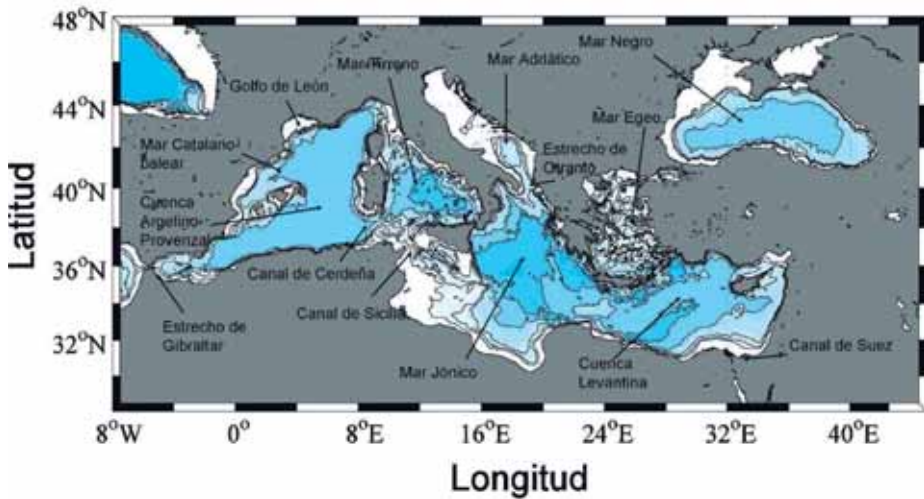


Figura 1.1. Mapa del Mar Mediterráneo en el que se señalan los principales mares, cuencas, así como los canales y estrechos que las conectan y a los que se hará referencia a lo largo de éste y los siguientes epígrafes.

El Mediterráneo es un mar amenazado, no sólo por los efectos del cambio climático, sino por la actividad humana. Su costa mide 46.000 km, y el 40% de la población de los países ribereños (unos 100 millones de personas) se concentra en la franja costera. Es uno de los más importantes destinos turísticos del mundo, con 100 millones de visitantes al año, contempla un intenso tráfico marítimo con más de 200.000 travesías anuales. Si le añadimos la contaminación procedente tanto de la actividad industrial como agrícola, vemos el grado tan grande de vulnerabilidad ambiental del Mediterráneo (datos de la Unión para la Conservación de la Naturaleza, <http://iucn.org/places/medoffice/index.html>).

Desde un punto de vista climático no sería exacto afirmar que el Mediterráneo tiene, por sus particulares características, un diferente grado de sensibilidad a las variaciones climáticas a largo plazo, en comparación con otros mares del planeta. Toda la circulación oceánica, así como los procesos que controlan el intercambio de calor, gases, nutrientes o materia orgánica entre distintas cuencas, o entre las capas superficiales bien iluminadas y los fondos de los océanos, incluyendo los procesos de formación de aguas intermedias y profundas y los de afloramientos, están ligados al intercambio de energía entre el océano y la atmósfera. Los cambios que se produzcan en el clima terrestre, en los valores medios y los rangos de variabilidad de las distintas variables que controlan la interacción océano-atmósfera, repercutirán de una forma u otra en el océano mundial y, en consecuencia, en los ecosistemas que éste alberga.

Sin embargo, varios factores hacen del Mediterráneo un lugar de interés particular desde el punto de vista de la investigación climática, algunos de los cuales enumeramos a continuación:

1. Las variaciones en el contenido calorífico de sus aguas podrían inducir cambios más evidentes en algunos de los indicadores climáticos tales como la temperatura de la columna de agua, debido a sus reducidas dimensiones, y consecuentemente su menor inercia térmica. Baste pensar que la profundidad media del Mediterráneo es de 1.500 m, frente a los 4.000 m de los océanos mundiales. Tal vez debido a esta causa fue uno de los primeros mares donde se documentaron claras tendencias de calentamiento de sus aguas profundas [Bethoux *et al.*, 1990].

2. Ya hemos comentado la importancia de conocer con exactitud el intercambio de energía entre el mar y el océano. Además, para conocer la influencia de la interacción océano-atmósfera sobre la dinámica de cualquier mar, necesitamos conocer los flujos de agua y cantidad de movimiento. Estas variables se derivan, a través de fórmulas empíricas, de otras directamente observables tales como la intensidad del viento, humedad relativa, etc. El balance de calor y agua dulce para cualquier región del mundo es el resultado de esta interacción más el intercambio o transporte entre zonas adyacentes. El carácter semicerrado del Mediterráneo permite que el intercambio de calor y sal con el Atlántico, a través del Estrecho de Gibraltar, esté relativamente bien cuantificado, lo que impone una importante restricción al balance de calor y agua a través de la superficie del Mediterráneo. Por esta razón se ha utilizado con frecuencia el Mediterráneo para comprobar diferentes aproximaciones y fórmulas empíricas usadas para el cálculo de las distintas componentes del flujo de calor entre el mar y la atmósfera [Bunker *et al.*, 1982; Garret *et al.*, 1993].

3. Algunos de los procesos y mecanismos fundamentales por medio de los cuales el océano transporta calor desde unas zonas del planeta a otras y “ventila” las capas profundas, son los de convección, formación de aguas profundas y la circulación termohalina. Estos procesos y mecanismos son más visibles en zonas de altas latitudes, subpolares y polares, y en épocas del año en las que son de difícil acceso. El Mediterráneo es de los pocos lugares en latitudes templadas donde también tiene lugar la formación de aguas profundas. Además posee una circulación termohalina propia similar a la del océano global, con la diferencia de que estos procesos se producen a escalas espaciales más susceptibles de ser estudiadas con mayor detalle. Podría decirse en este sentido que el Mediterráneo se comporta como un océano en miniatura [Bethoux *et al.*, 1999].

4. Como ya comentamos en el epígrafe 1.2, uno de los temas que suscitan el mayor interés de la comunidad científica es el estudio de la influencia que los cambios climáticos pudieran tener en la circulación termohalina. El Mediterráneo ofrece un excelente laboratorio natural donde estudiar cómo las alteraciones de los flujos de agua y calor entre el océano y la atmósfera, mecanismos íntimamente ligados con el clima, pueden alterar la formación de aguas profundas, las características de las masas de agua y la propia circulación termohalina del Mediterráneo. Entre 1989 y 1993, una serie de inviernos excepcionalmente fríos y secos llevaron a que el lugar de formación de aguas profundas en el Mediterráneo oriental se desplazara desde el Adriático al Egeo, donde la producción de aguas profundas se elevó a 1.2 Sv (1 Sverdrup = 10^6 m³/s), siendo anteriormente en el Adriático de 0.3 Sv. Este proceso se denominó Eastern Mediterranean Transient [Roether *et al.*, 1996; Klein *et al.*, 1999; Lascaratos *et al.*, 1999]. La forma en que este suceso ha alterado la distribución de masas de agua en el Mediterráneo Oriental, el tiempo necesario para que esta cuenca vuelva a un estado de equilibrio, la forma en que este evento podría influenciar al Mediterráneo Occidental, o si es un proceso susceptible de repetirse en un futuro próximo no están aún claros. Millot *et al.*, [2006] han sugerido recientemente que el Mar Tirreno podría haberse convertido en un lugar de formación de aguas profundas en el Mediterráneo Occidental, compitiendo con el Golfo de León y alterando la temperatura y salinidad de las aguas profundas que el Mediterráneo vierte al Atlántico a un ritmo superior incluso al inducido por los cambios en la absorción de calor ligados al calentamiento global.

5. En el Mediterráneo pueden apreciarse no sólo las alteraciones inducidas por cambios climáticos ligados al aumento de gases de efecto invernadero [Bethoux *et al.*, 1990; 1998], sino que se notan otros efectos causados por la actividad humana actuando sobre el medio ambiente en general y el medio marino en particular. Estos efectos se solapan en gran medida con aquellos derivados del cambio climático o simplemente con la variabilidad natural del sistema océano-atmósfera.

Varios son los agentes que se consideran responsables del aumento de la salinidad del Mediterráneo. Por un lado tenemos la reducción de los aportes de agua dulce del Nilo debido a la construcción de la presa de Asuán y la de los principales ríos que vierten sus aguas al Mar Negro [Rohling y Bryden, 1992; Tsimplis y Baker, 2000; Bethoux *et al.*, 1998]; por otro, el embalse de las aguas del Ebro. Además, la apertura del Canal de Suez y las sucesivas obras para ensanchar y aumentar su profundidad han aumentado el flujo de agua más salada procedente del Mar Rojo. Por último, el Mediterráneo también ha sido afectado por la alteración de uno de los patrones más importantes de la circulación atmosférica del Atlántico Norte: la Oscilación del Atlántico Norte.

6. Los cambios que se han observado, y que presumiblemente pudieran continuar en las próximas décadas, no sólo son importantes para el propio Mediterráneo, sino que podrían tener importantes repercusiones en la circulación del Atlántico y a través de la misma en el clima del planeta. El agua mediterránea que sale a través del estrecho de Gibraltar se extiende por el Atlántico Norte, principalmente por la parte oriental, llegando hasta el mar de Noruega donde su elevada salinidad contribuye a la formación del agua profunda del Atlántico Norte [Reid, 1979]. Jonhson [1997], en un controvertido trabajo, sugería la posibilidad de que el aumento del déficit de agua dulce del Mediterráneo, y el consiguiente aumento de su salinidad y del flujo salien-

te de agua mediterránea, provocaría un desplazamiento hacia el mar del Labrador de parte de la corriente cálida que entra en el mar de Noruega, induciendo una pequeña glaciación en la península del Labrador y Europa del Norte. Otros autores han mostrado cómo los cambios acaecidos en el Mediterráneo se podrían extender a lo largo del Atlántico Norte. Por ejemplo, Potter y Lozier [2004] señalan cómo entre 1955 y 1993 las aguas correspondientes al núcleo del agua mediterránea en el Atlántico Nororiental (máximo de salinidad situado en torno a los 1.200 m de profundidad) habían experimentado un aumento de temperatura y salinidad de $0.01^{\circ}\text{C}/\text{año}$ y 0.0028 ups/año*. Cambios similares han sido mostrados para el agua mediterránea en el mar Cantábrico a la altura de Santander [González-Pola *et al.*, 2005; González-Pola, 2006]. Tanto Potter y Lozier [2004] como González-Pola *et al.*, [2005] comentan una cierta inconsistencia, o al menos una dificultad para explicar sus resultados, ya que los cambios observados en la temperatura y salinidad de las aguas Mediterráneas en el Atlántico Nororiental y el Cantábrico respectivamente son del mismo orden de magnitud que los descritos en la literatura para estas masas de agua en su lugar de origen. El núcleo del agua mediterránea en el Atlántico Oriental es el resultado de la mezcla de esta masa de agua con el Agua Central del Atlántico Norte (ACAN), encontrándose ambas en una proporción aproximada de 1:3, y siendo aún menor la proporción de agua mediterránea en el Cantábrico. Por ello, el calentamiento y aumento de salinidad en estas capas del Atlántico deberían estar reducidos en esta misma proporción a menos que las aguas centrales del Atlántico Norte hubiesen experimentado una tendencia similar. Vargas-Yáñez *et al.*, [2004] encontraron en 2002 que en la sección transatlántica 24°N , el principal aumento de temperatura y salinidad se observaba en la termoclina principal, por encima de la profundidad ocupada por el agua mediterránea, la cual sólo cambió sus propiedades muy ligeramente, no siendo estadísticamente significativos estos cambios. Estos resultados estarían en desacuerdo con los mostrados por los autores anteriores, pero seguramente están relacionados con la escasa frecuencia con la que este tipo de secciones transatlánticas son repetidas y la dificultad para detectar cambios a largo plazo que pueden ser enmascarados por la variabilidad interna y de corto periodo del sistema cuando la frecuencia de muestreo no es suficiente.

7. La situación entre tres continentes, la gran presión demográfica, turística y la asociada al transporte marítimo, la actividad industrial y agrícola, hacen que los impactos sobre el Mediterráneo sean de muy diversa índole, no sólo asociados al cambio climático. En algunos casos sus consecuencias son similares a las originadas por el calentamiento global, lo que hace difícil distinguir unas causas de otras. Ya hemos mencionado que la construcción de embalses y el uso de sus aguas para consumo de poblaciones o usos agrícolas tiene impactos en el balance de agua y sal similares a los que pudieran inducir alteraciones en las tasas de evaporación y precipitaciones ligadas a oscilaciones del sistema climático [Tsimplis y Josey, 2001]. Bethoux *et al.*, [1999] muestran un aumento de los aportes antropogénicos de nitrógeno y fósforo, asociados a la actividad agrícola y al aumento demográfico de las zonas costeras, así como un aumento de la contaminación por metales como plomo o zinc ligados al aumento del nivel de vida en ciertos países ribereños.

(*) La salinidad se mide en la escala práctica de salinidad, y ups significa unidad práctica de salinidad, que aproximadamente es equivalente al concepto tradicional de gramos de sales disueltas por mil gramos de disolución. No obstante, en esta escala la salinidad se expresa como un cociente de conductividades eléctricas, y como tal cociente es adimensional. no siendo correcto el término ups, aunque lo mantendremos por claridad.

Por otra parte, el Canal de Suez ha supuesto una puerta de entrada para numerosas especies invasoras originarias del Índico, algunas de las cuales han colonizado ciertas áreas de la cuenca Levantina (véase por ejemplo el atlas de especies exóticas de la CIESM, Consejo Internacional para la Exploración Científica del Mar Mediterráneo, <http://www.ciesm.org/online/atlas/index.htm>). A este mecanismo de introducción de especies invasoras se une el transporte de estas especies en los tanques de lastre de los buques cargueros, la entrada de forma natural de especies tropicales atlánticas a través del Estrecho de Gibraltar o algunos accidentes como el que introdujo el alga *Caulerpa taxifolia*.

Este último punto enlaza con la idea anteriormente expresada de la necesidad de establecer sistemas de observación globales de los océanos y con la necesidad de articularlos mediante la cooperación internacional y las alianzas regionales. Algunas de estas alianzas son, en el caso del Mediterráneo, Med-GOOS (la alianza regional mediterránea de GOOS, "Global Ocean Observing System"), o el programa de estudio de la variabilidad climática Med-CLIVAR, que es la alianza regional mediterránea del programa internacional CLIVAR, Climate Variability and Predictability del WCRP.

Aún más, resultaría un tanto corto de miras el establecimiento de sistemas de observación exclusivamente orientados a la vigilancia, monitorización, estudio y predicción de los cambios ligados a una única amenaza, la contaminación, el Cambio Climático, pérdidas de biodiversidad, etc. Hemos mostrado cómo los impactos de la actividad humana y los propios de la variabilidad natural son múltiples, y a veces difíciles de distinguir.

CONCLUSIONES

Nuestra conclusión es que necesitamos disponer de sistemas globales de observación, compuestos por sistemas regionales que monitoricen en un sentido amplio y multidisciplinar la evolución del medio marino, permitiendo, así, analizar los cambios que en él se producen, conocer mejor los procesos que rigen la variabilidad del sistema océano-atmósfera y que determina sus ritmos naturales, que nos permitan evaluar los impactos de las actividades humanas, que aporten datos que sean asimilables por los modelos numéricos de previsión y que nos permitan realizar comparaciones con los resultados de los mismos, de tal forma que podamos atribuir los cambios observados a unos u otros forzamientos. Hemos aportado ejemplos que muestran la importancia de poner en marcha (acción) este tipo de sistemas de monitorización, en particular en un mar tan amenazado como el Mediterráneo.

Capítulo 2. Mediterráneo y cambio climático

2.1 Mediterráneo y cambio climático.

2.2 Una revisión de la circulación del Mediterráneo Occidental.

La influencia del forzamiento atmosférico.

2.3 Certezas e incertidumbres sobre los efectos del cambio climático en el Mediterráneo.

2.1 Mediterráneo y cambio climático

El Mediterráneo es una cuenca de concentración, es decir, la evaporación supera a los aportes de las precipitaciones y ríos de tal forma que, si no estuviese conectado con el Atlántico, iría secándose progresivamente. A través de su conexión con el Atlántico, el Estrecho de Gibraltar, recibe una corriente de agua que mantiene el balance de masa en el Mediterráneo. Por otra parte, el flujo medio anual de calor entre el mar y la atmósfera promediado sobre un periodo largo de tiempo, muestra que el Mediterráneo pierde entre 5 y 7 W/m^2 (figura 2.1).

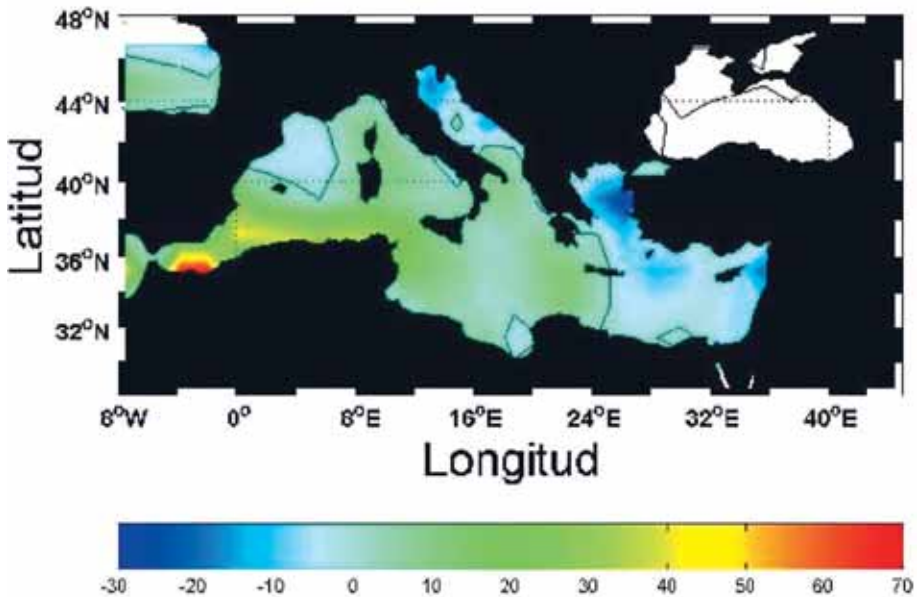


Figura 2.1. Flujo medio anual en el Mediterráneo expresado en Wm^2 . Los valores negativos indican flujo desde el mar hacia la atmósfera. Nótese los valores negativos en las zonas de convección y formación de aguas profundas e intermedias en el Golfo de León, Adriático, Egeo y Cuenca Levantina. La línea continua indica el valor cero. Datos obtenidos del "NCEP/Reanalysis".

El aumento de salinidad y el descenso de la temperatura producido por este déficit de agua dulce y de calor llevan consigo una pérdida de flotabilidad, es decir, un aumento de densidad de las capas superiores. La consiguiente pérdida de estabilidad de la columna de agua ocasiona una mezcla convectiva que homogeniza la columna de agua. Dependiendo de la intensidad de la pérdida de flotabilidad, estos procesos pueden llegar a homogeneizar toda la columna de agua hasta el fondo de la misma, y hablamos de convección y formación de aguas profundas, o puede limitarse a capas intermedias, hasta profundidades de 200 a 400 m.

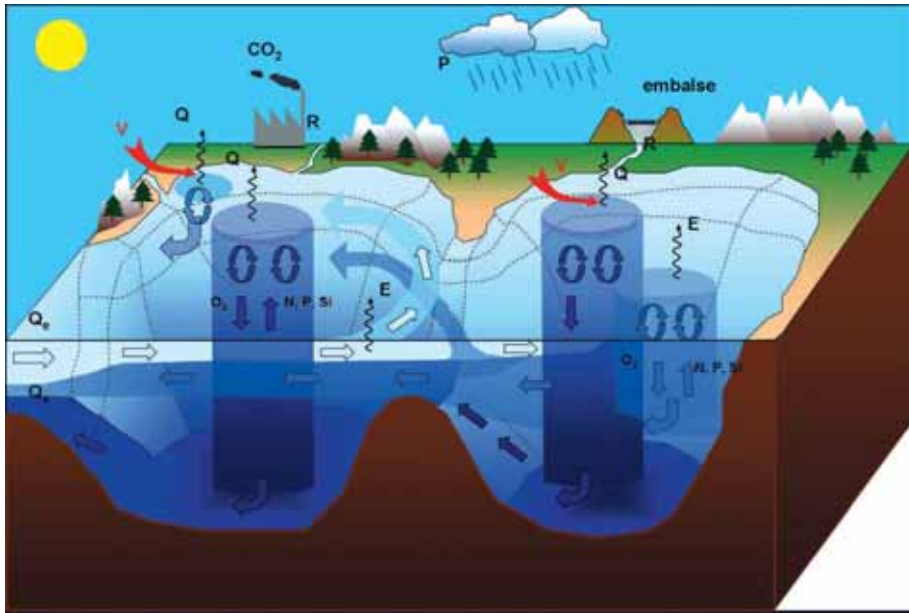


Figura 2.2. Esquema de los procesos de formación de aguas intermedias y profundas y circulación termohalina del Mediterráneo. Q indica flujo de calor del mar hacia la atmósfera, Q_e es el flujo de calor entrante a través del Estrecho de Gibraltar, Q_s es el flujo de calor saliente. La diferencia entre ambos compensa la pérdida de calor a través de la superficie. E es evaporación, P las precipitaciones, R las descargas de los ríos y V la intensidad del viento.

Las zonas de formación de aguas profundas son el Mar Adriático y Egeo en el Mediterráneo Oriental, y el Golfo de León en el Occidental. Sin embargo, recientemente, Millot *et al.*, [2006] han sugerido que el Tirreno podría ser un lugar de formación de aguas profundas. En cuanto a las aguas intermedias se forman tanto en la Cuenca Levantina como en la plataforma continental del Golfo de León y el Mar Catalano-Balear.

El esquema de la figura 2.2 muestra muchos de los procesos importantes que hacen del Mediterráneo un laboratorio natural para el estudio del cambio climático y de otras influencias antropogénicas:

- a) El intercambio de calor con la atmósfera, la evaporación y las precipitaciones cuyo déficit origina la circulación termohalina que se esquematiza en la figura 2.2 y que, lógicamente, podrían ser unos de los primeros factores que se verían afectados por el calentamiento global.
- b) Los aportes de los ríos que se ven alterados por las construcciones hidráulicas, o por los propios cambios del ciclo hidrológico del planeta. Estas alteraciones, a su vez, podrían afectar a la circulación termohalina. La regulación de los ríos también podría afectar al aporte de sedimentos al mar.
- c) La actividad industrial y agrícola que vierte sustancias contaminantes, nutrientes inorgánicos, materia orgánica, etc. al mar.

2.2 Una revisión de la circulación del Mediterráneo Occidental. La influencia del forzamiento atmosférico

Varios trabajos ofrecen revisiones sobre las masas de agua y su circulación dentro del Mediterráneo Occidental. Por ejemplo, el lector puede consultar “Western Mediterranean” [Margalef, 1985] para ver una revisión completa del funcionamiento del Mediterráneo Occidental desde un punto de vista multidisciplinar, incluyendo aspectos tanto de su morfología como de la física, química y la biología marina, o bien Millot [1999] para una descripción más actual, aunque en este caso limitada a los aspectos puramente físicos.

Muchos de los trabajos que desde principios de los 90 han tratado de describir aspectos parciales de la circulación del Mediterráneo han relacionado la variabilidad de la misma a distintos forzamientos de tipo atmosférico y, consecuentemente, susceptibles de verse alterados por los efectos del cambio climático. Por otra parte, esta dependencia respecto de la interacción océano-atmósfera hacen de estos lugares o de estas características de la circulación del Mediterráneo Occidental, lugares y características sensibles y de interés en posibles programas de monitorización y observación del Mediterráneo.

La figura 2.3 muestra cómo las aguas atlánticas que entran a través de Gibraltar desarrollan dos giros anticiclónicos en el Mar de Alborán, la cuenca más occidental del Mediterráneo. Esta zona del Mediterráneo Occidental es especialmente interesante por varias razones. En primer lugar, es la primera de las cuencas mediterráneas en recibir las aguas superficiales del Atlántico, las cuales conservan prácticamente las mismas características de temperatura y salinidad que este agua tenía en el Golfo de Cádiz. Por ello es una zona adecuada para detectar posibles cambios de las aguas entrantes, y discernir entre cambios que pudieran producirse a causa de la interacción océano-atmósfera dentro del propio Mediterráneo, de cambios importados del Atlántico. No obstante, hay que señalar que la ubicación ideal para hacer este tipo de seguimiento, y sin duda un punto que debería estar sujeto a permanente monitorización para poder cuantificar el flujo de calor entrante, así como sus posibles variaciones, es el Estrecho de Gibraltar. Los trabajos realizados hasta la fecha en el Estrecho han tratado de hacer estimaciones precisas del valor medio de los flujos de entrada, salida y transporte neto y, en el mejor de los casos, tratar de inferir la existencia de un ciclo estacional en dichos flujos [García-Lafuente *et al.*, 2002]. La longitud de las series disponibles hasta el momento no permite evaluar la variabilidad interanual, y en consecuencia ningún tipo de variabilidad decadal o a largo plazo.

Siendo el Mediterráneo un mar oligotrófico, el Mar de Alborán es uno de los lugares del Mediterráneo Occidental, (junto con el Golfo de León o la desembocadura de algunos ríos), don-

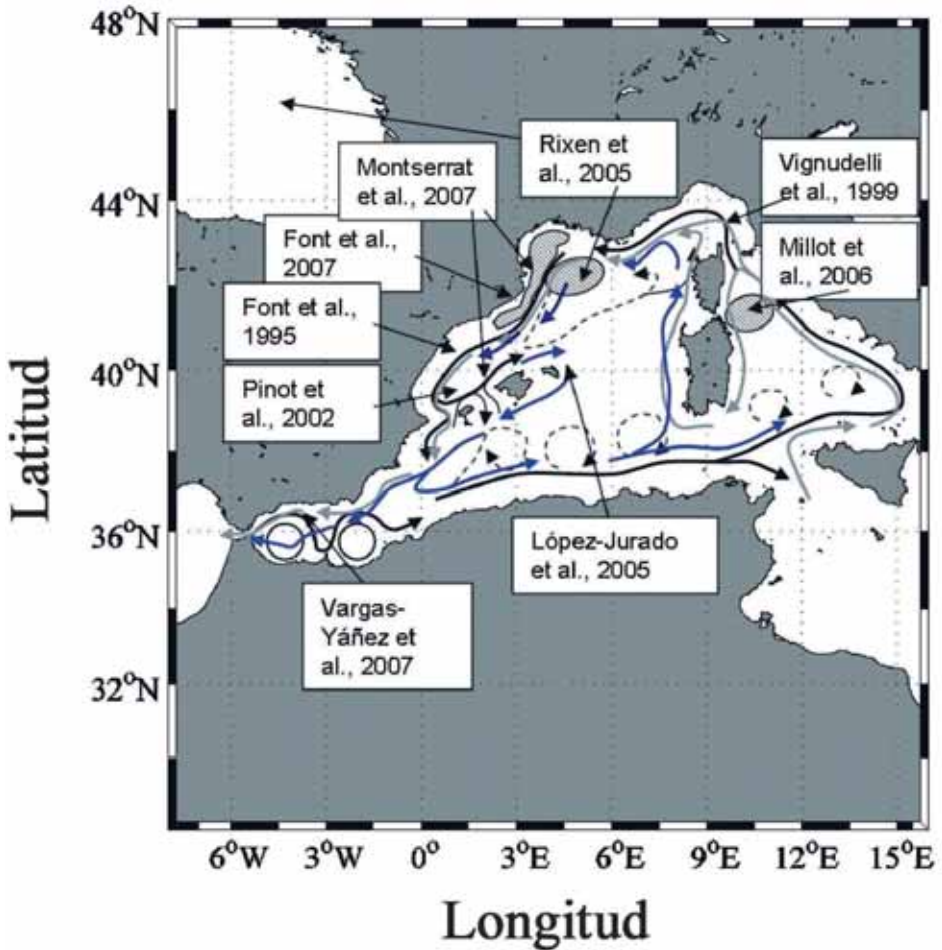


Figura 2.3. Figura 2.3 Esquema de circulación del Mediterráneo Occidental, adaptado de Millot [1999]. Las flechas negras indican la corriente superficial de agua atlántica, las flechas grises indican las aguas levantinas intermedias con cierta influencia de agua profunda del Tirreno, y las flechas azules muestran la circulación de las aguas profundas. Zonas rayadas indican posibles áreas de convección profunda o intermedia, y en discontinuo se indica posible transporte de agua a carga de eddies desprendidos de la corriente argelina. Se han incluido algunas de las referencias que aluden a trabajos que relacionan la variabilidad de la circulación o las propiedades termohalinas de las aguas con la interacción con la atmósfera y, por tanto, pueden ser zonas de relevancia en estudios climáticos.

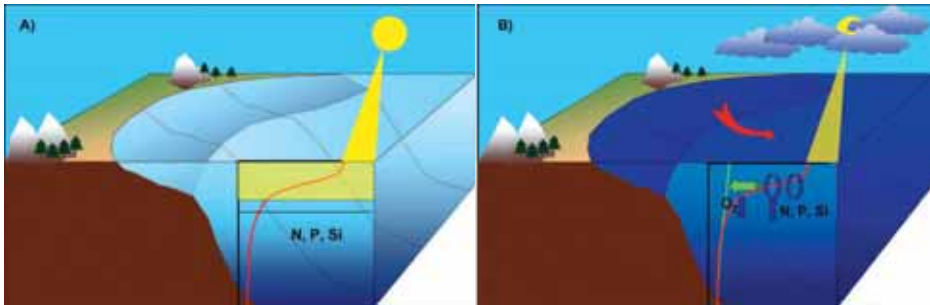


Figura 2.4. A) Situación de estratificación estival en la que el desarrollo de la termoclina estacional aumenta la estabilidad de las capas superficiales e impide la difusión turbulenta de nutrientes hacia la capa fótica. B) Durante otoño e invierno la energía cinética transmitida por el viento a las capas superiores del mar sirve para mezclar la columna de agua, rompiendo la termoclina estacional y aumentando las concentraciones de nutrientes en las capas superiores.

de pueden encontrarse tasas de producción primaria más elevadas. Esto es debido a varios procesos que favorecen la inyección de nutrientes en las capas superiores bien iluminadas. De forma general, es bien sabido que los procesos capaces de aumentar la fertilidad de la capa fótica e inducir altas tasas de producción primaria son: **1.** Los procesos de convección intermedia o profunda, ya que al mezclar la mayor parte de la columna de agua provocan altas concentraciones de nutrientes en las capas superficiales (ver fig. 2.2). **2.** Los procesos de mezcla invernal, en los que sin llegar a tener lugar la formación de aguas intermedias o profundas, sí se rompe la termoclina estacional incrementándose las concentraciones de nutrientes en las aguas superficiales. **3.** En algunas partes del planeta, la dirección dominante de los vientos relativa a la orientación de la costa puede generar por transporte de Ekman el afloramiento de aguas sub-superficiales que aumentan la productividad de estas aguas. En el Mar de Alborán no se da el primero de estos dos procesos, pero sí el segundo de ellos, y, debido a la predominancia de los vientos de poniente a lo largo del año, (ver por ejemplo Parrilla y Kinder, 1987, para una descripción general de este mar y sus condiciones atmosféricas), y la orientación Oeste-Este de la costa, sí se producen con frecuencia afloramientos por transporte de Ekman (ver fig. 2.4 y 2.5 para una explicación esquemática de estos procesos).

Además de estos procesos, otros específicos del Mar de Alborán han sido descritos en la literatura. La rápida corriente atlántica que entra a través de Gibraltar genera dos giros anticicló-

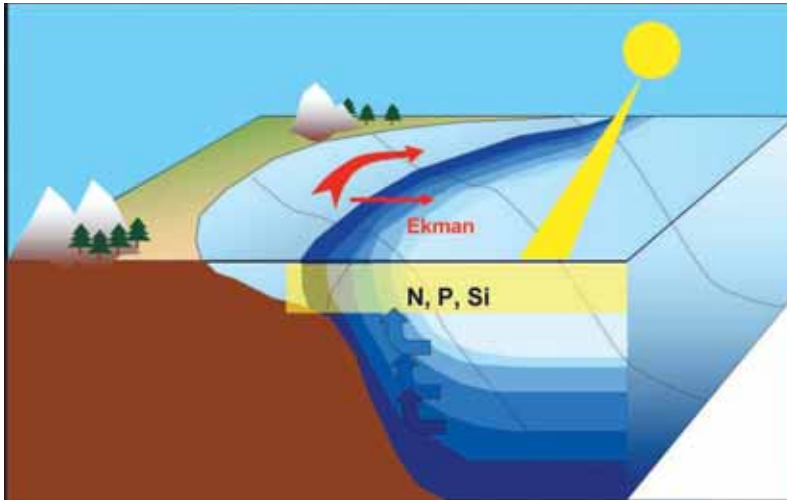


Figura 2.5. Proceso de afloramiento por transporte de Ekman. En el hemisferio norte estos procesos se producen cuando el viento tiene una componente paralela a costa dejando a la misma a su izquierda, como ocurre con frecuencia en el Mar de Alborán.

nicos (ver fig.2.3). La inclinación de las superficies materiales, isotermas, isohalinas e isopícnas, eleva las capas sub-superficiales hacia el norte de la corriente, y las hunde hacia el sur, de tal forma que se genera un gradiente en la productividad de las aguas, más ricas hacia el norte, y más pobres hacia el sur (Morán y Estrada, 2001). Diversos trabajos han descrito una circulación ageostrófica transversal a la dirección principal de la corriente que podría favorecer el aporte de nutrientes en la zona norte de Alborán, y el hundimiento de las aguas y por tanto el predominio de condiciones oligotróficas al sur de la cuenca [Tintoré *et al.*, 1991, Viudez *et al.*, 1996, figura 2.6]. Otro mecanismo específico de afloramiento de aguas sub-superficiales en el Mar de Alborán fue mostrado por Sarhan *et al.*, [2000]. Desplazamientos hacia el sur de la corriente atlántica y el giro anticiclónico occidental, dejarían un espacio en la parte septentrional de la cuenca que sería ocupada por aguas sub-superficiales, aportando nutrientes a la capa fótica (ver fig. 2.6). La importancia de estos procesos de afloramiento en el balance total de carbono ha sido puesta de manifiesto por Sánchez-Vidal *et al.*, [2004] y Fabrés *et al.*, [2002] quienes muestran la relación entre los procesos de afloramiento y la transferencia de materia orgánica desde las capas superficiales del mar hacia las capas profundas y, finalmente, a los sedimentos marinos, siendo así retirados del ciclo del carbono. Habiéndose realizado experimentos puntuales, sin duda sería necesario realizar estudios a largo plazo y monitorización para conocer la capacidad de exportación de carbono orgánico a los sedimentos marinos en zonas productivas como el mar de Alborán, el porcentaje de la producción primaria que estos flujos representan y las posibles alteraciones que los cambios climáticos pudieran tener sobre los mismos. Estas hi-

potéticas alteraciones, en caso de aumentar la exportación de materia orgánica a los sedimentos serían un proceso de retroalimentación o *feedback* negativo, mientras que si se redujesen, por ejemplo en caso de una disminución de los vientos favorables al afloramiento, serían un *feedback* positivo.

Siguiendo hacia el Este en el esquema circulatorio de la figura 2.3, encontramos la corriente argelina, la cual tiene una importante actividad de mesoescala. Pinot *et al.* [2002] propusieron que parte del agua atlántica (AA) que pasa a través de los Canales Baleares (Ibiza y Mallorca), podría ir asociada al desprendimiento de estas estructuras. El Agua Occidental Intermedia (AOI), es un agua muy fría (<13°C, Salat y Cruzado, 1981; Salat y Font, 1987) pero de menor densidad que el Agua Levantina Intermedia (ALI) por tratarse también de aguas de más baja salinidad (38-38.3 ups). Se forma en la plataforma continental del Golfo de León y mar Catalano-Baleares. La cantidad de agua Intermedia que se forma cada invierno y que alcanza los canales en primavera tiene una alta variabilidad interanual, dependiendo fuertemente de las condiciones atmosféricas reinantes durante los meses invernales. Pinot *et al.*, [2002] sugieren que el volumen de este agua que circula por los canales puede bloquear la circulación de aguas atlánticas a través de los mismos o por el contrario, cuando este agua está ausente debido a inviernos suaves, favorecer el paso del AA. La monitorización de esta masa de agua en los Canales Baleares es de gran importancia, por una parte por ser un excelente indicador climático al reflejar directamente los flujos de calor entre el mar y la atmósfera [Montserrat *et al.*, 2007, López-Jurado *et al.*, 2005], y por otra parte porque la circulación de AA a través de los canales afecta a la posición del frente balear. Éste es un frente termohalino cuya posición fluctúa al norte y sur de las islas y cuya importancia va más allá de los procesos puramente climáticos, pues influye en las zonas de puesta de especies de interés comercial de la familia de los túnidos.

Montserrat *et al.*, [2007] han mostrado que la presencia o ausencia de esta masa de agua en los Canales Baleares puede usarse como indicador de la variabilidad interanual del intercambio energético océano-atmósfera. Además, recientes trabajos señalan que durante inviernos especialmente fríos, esta masa de agua puede sufrir un enfriamiento tal, que a pesar de su baja salinidad, puede alcanzar una densidad superior a la del Agua Profunda del Mediterráneo Occidental (APMO), hundiéndose, preferentemente a lo largo de los cañones submarinos presentes en la costa Noroccidental mediterránea hasta las capas más profundas del mar en un proceso que en la literatura inglesa se conoce como *cascading*. Este proceso se observó recientemente durante el invierno 2004-2005 [Font *et al.*, 2007; López-Jurado *et al.*, 2005]. Al igual que ocurría con la posición del frente balear, este proceso puede tener importancia más allá de la simple evolución de las masas de agua y su relación con las condiciones atmosféricas. Canals *et al.* [2007] mostraron que los procesos de intenso *cascading* son un medio por el que pueden transportarse grandes cantidades de sedimentos, a través de los cañones submarinos, hasta el fondo de la cuenca.

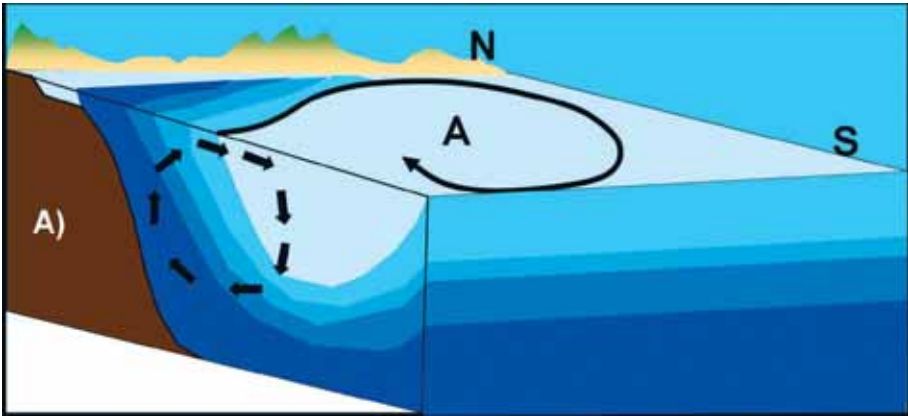
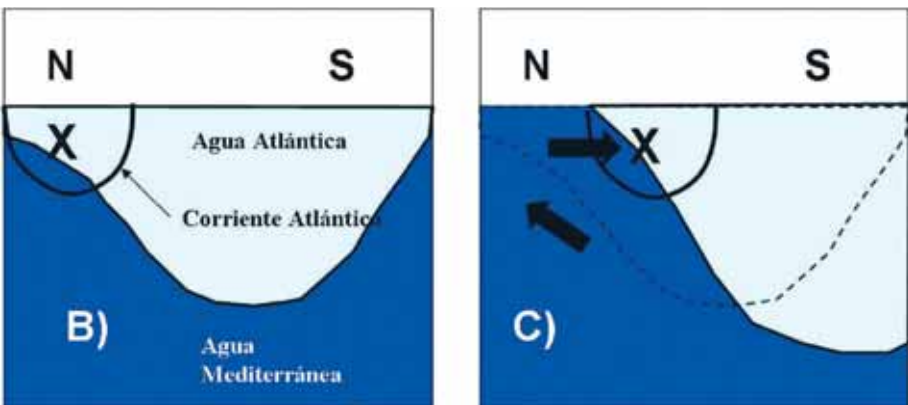


Figura 2.6 A. Circulación anticiclónica en el mar de Alborán. Se muestra el frente termohalino asociado a la corriente atlántica que bordea este giro y la circulación secundaria o ageostrofica que podría inyectar nutrientes en las capas superficiales del sector norte de Alborán.



Figuras 2.6 B y C. Esquema del modelo propuesto por Sarhan *et al.* [2000] sobre el efecto de las excursiones hacia el sur de la corriente atlántica (1 m/s) y el afloramiento inducido por este proceso. Con un aspa se representa la rápida corriente atlántica que se dirige hacia el Este, es decir, hacia el interior del papel.

La otra masa de agua que se forma en el Mediterráneo Noroccidental es, como ya hemos comentado, el Agua Profunda del Mediterráneo Occidental (APMO). Tradicionalmente se ha considerado que en su formación intervienen el AA que ocupa la capa más superficial, y por debajo de ella el ALI. Dado que los procesos de formación de aguas profundas dependen de una intensa interacción con la atmósfera, no es preciso enfatizar más que sus propiedades y tasas de formación pueden alterarse por causa del cambio climático, y de hecho así se ha observado a lo largo del siglo XX (ver epígrafe siguiente). Sin embargo, la importancia de este proceso de convección profunda va más allá del propio Mediterráneo. Por una parte porque el agua mediterránea se extiende por el Atlántico participando en los procesos de formación del Agua Profunda del Atlántico Norte. Por otro, porque los flujos de calor océano-atmósfera en el Golfo de León tienen una relación positiva con la variabilidad de la Oscilación del Atlántico Norte (OAN), y ésta, a su vez, con el contenido calorífico del Atlántico Norte, por lo que se ha sugerido que el APMO es un indicador, sencillo de monitorizar, de cambios que pudieran ocurrir en el Atlántico [Rixen *et al.*, 2005].

No sólo la temperatura y salinidad de las capas profundas están determinadas por los procesos convectivos del Golfo de León, influenciados a su vez por patrones de circulación atmosférica de gran escala como la OAN. La propia circulación del Mediterráneo Occidental podría estar modulada por la variabilidad interanual de estos procesos. Vignudelli *et al.*, [1999] sugirieron que el transporte asociado a la corriente septentrional (antiguamente corriente liguro-provenzal) estaría relacionado negativamente con el índice OAN. Según estos autores, valores negativos de este índice irían asociados a fuertes pérdidas de calor en la zona del Golfo de León (como luego confirmaría Rixen *et al.*, 2005), y la mayor intensidad de los procesos de formación de aguas profundas requerirían un mayor transporte de aguas superficiales e intermedias para alimentar las capas superiores, cuyas aguas se hundirían tras los procesos de convección extendiéndose por el fondo de la cuenca. Más al Sur, siguiendo la trayectoria de la corriente septentrional, Font [1990] mostró que la corriente septentrional, a la altura del delta del Ebro, exhibía un patrón estacional con máxima intensidad a partir de otoño e invierno, y valores mínimos de intensidad de la corriente en verano. Sorprendentemente esta estacionalidad, y en general la variabilidad de esta corriente, no estaba relacionada con los vientos de esta zona, por lo que Font concluyó que estas variaciones estaban ligadas a la propia circulación termohalina. Aunque en este trabajo no se consideraba la posible influencia de patrones de circulación atmosférica o la

variabilidad a largo plazo, se anticipa en cierta forma al trabajo de Vignudelli [1999], estableciendo la circulación termohalina del Mediterráneo Occidental, y por tanto los procesos de formación de aguas profundas e intermedias, como los moduladores de la corriente septentrional. Si consideramos además los resultados de Montserrat *et al.*, [2007], López-Jurado *et al.*, [2005], Pinot *et al.*, [2002], podríamos concluir que toda la circulación desde el Canal de Córcega hasta el Canal de Ibiza está gobernada por el forzamiento atmosférico y los flujos de flotabilidad entre el océano y la atmósfera, siendo el viento un factor secundario.

Otros procesos cuya evolución debería monitorizarse son aquellos implicados en los aportes de nutrientes a las capas superficiales iluminadas, ya sean por afloramientos inducidos por el viento o por cualquier otro fenómeno. Ya hemos explicado la importancia de este fenómeno en el Mar de Alborán. En la costa catalana, la dirección dominante del viento es del NW, sin embargo en primavera y verano se producen algunos eventos del SW que podrían inducir afloramientos [Font, 1990]. En esta misma área otro agente que puede aumentar la producción primaria son los aportes de agua y materia orgánica e inorgánica del río Ebro. Además de las construcciones de presas y el desvío del agua para usos agrícolas, posibles alteraciones del ciclo hidrológico, como la reducción de precipitaciones observada desde principios de los 60 hasta mediados de los 90, podrían cambiar no sólo el caudal vertido al mar, sino tener cierta influencia sobre la producción primaria de esta zona.

Hay trabajos que analizan mediante modelos globales de circulación posibles cambios en la intensidad de los principales sistemas de afloramiento del océano mundial ante distintos escenarios de cambio global [Mote y Mantua, 2002]. Aunque estos autores no encuentran cambios apreciables, uno de los aspectos que necesitarán un seguimiento es la intensidad de estos procesos a escalas regionales y locales como las que hemos descrito en este epígrafe.

CONCLUSIONES

Existen varios *puntos calientes* en el Mediterráneo Occidental que requieren de una monitorización permanente con objeto de obtener información de relevancia climática, la cual podría usarse tanto para su asimilación en los modelos regionales como para comparación con los resultados de estos modelos, su validación y atribución de causas. Exponemos estos posibles lugares desde la perspectiva de un sistema de observación español por lo que no incluimos lugares de interés fuera de nuestras aguas.

Uno de estos puntos es el Estrecho de Gibraltar, donde debería analizarse la variabilidad interanual y a largo plazo del transporte de masa, sal y calor mediante una estación fija (posiblemente un fondeo permanente).

Debería monitorizarse mediante estación fija un punto por determinar a lo largo de la costa catalana o valenciana con objeto de monitorizar los transportes de agua intermedia occidental y levantina, como indicadores climáticos tanto del Mediterráneo Occidental como Oriental.

Debido a la topografía del fondo, la parte principal del agua Occidental Profunda no pasa por los canales Baleares. Una estación hidrográfica periódica al norte de Menorca podría establecer la variabilidad a largo plazo de esta masa de agua.

Es preciso monitorizar a lo largo de la plataforma y talud continentales la evolución tanto de las masas de agua, como posibles variaciones en las concentraciones de nutrientes, oxígeno, clorofila, carbono inorgánico y orgánico, tratando de establecer cambios en las tasas de producción primaria.

Sería necesario monitorizar las tasas de sedimentación y el porcentaje de la producción primaria exportada a los sedimentos profundos mediante la inclusión de trampas de sedimentos en una estación o fondeo fijo. El Mar de Alborán o la costa catalana son lugares adecuados para este tipo de estaciones fijas.

2.3 Certezas e incertidumbres sobre los efectos del cambio climático en el Mediterráneo

Además de conocer los rasgos generales de las masas de agua y la circulación del Mediterráneo occidental, y cuáles de ellos parecen a primera vista susceptibles de verse influenciados por el calentamiento global del planeta en un futuro, podemos hablar ya de ciertos cambios observados y cuantificados a día de hoy. De igual forma podemos señalar aspectos sobre los que existen aún importantes incertidumbres.

Desde principios de los años 90, un número creciente de trabajos ha ido aportando evidencias sobre la existencia de cambios en el Mediterráneo ligados a la variabilidad climática de esta región del planeta. Algunos de estos cambios pueden ser oscilaciones asociadas a la variabilidad natural de esta zona y de sus condiciones meteorológicas o incluso oscilaciones de patrones de circulación atmosférica y oceánica de mayor escala espacial que afectan al Mediterráneo. Otros, en cambio, parecen ser el fruto de actividades humanas que, en principio, no estarían ligadas a las emisiones de gases de efecto invernadero, y, finalmente, otros parecen ser tendencias a largo plazo, presumiblemente ligadas al aumento de las concentraciones de gases de efecto invernadero. Algunos de estos cambios están bien establecidos, mientras que respecto a otros existen aún ciertas dudas (ver Vargas-Yáñez *et al.*, 2008a, para una extensa revisión de la literatura existente y los diferentes resultados obtenidos en distintos trabajos).

Bethoux *et al.*, [1990] encontraron que el APMO se había calentado $0,12^{\circ}\text{C}$ y aumentado su salinidad $0,03$ ups a lo largo del periodo 1959-1989, manteniendo su densidad prácticamente constante en torno a los $1.029,10 \text{ kg/m}^3$. Estos autores consideraban que, debido a la alta variabilidad del ALI, no era posible afirmar nada acerca de cambios en su temperatura y salinidad. De acuerdo con el esquema tradicional, el APMO se forma a partir de dos contribuciones, el agua superficial de origen atlántico, y el ALI. Estos autores, en base a balances de calor, sal y masa, consideraban que debían haberse calentado tanto las aguas superficiales de la cuenca occidental como las ALI.

No obstante, para llegar a esta conclusión se asumían varias hipótesis, como un valor constante de los flujos intercambiados a través del Estrecho de Gibraltar, en base a que la densidad de las aguas mediterráneas no había cambiado, constancia de la actividad solar, y constancia de la temperatura del agua atlántica entrante a través de Gibraltar. Koutsikopoulos *et al.*, [1998] muestran un aumento de la temperatura superficial del mar en el Golfo de Vizcaya de $0,06^{\circ}\text{C/año}$ en el periodo 1972-1993, y Vargas-Yáñez *et al.*, [2004] muestran una importante elevación de las temperaturas de la termoclina en el Atlántico subtropical entre 1992 y 2002. Aunque ninguno de estos dos trabajos están referidos al mismo periodo analizado por Bethoux *et al.*, [1990], ni analizan las AA que directamente entran a través de Gibraltar, al menos

crean ciertas dudas sobre la hipótesis de constancia en las temperaturas y el flujo de calor de entrada al Mediterráneo.

Rohling y Bryden [1992] analizaron datos de temperatura y salinidad en el APMO en una amplia zona que cubría la mayor parte de la Cuenca Argelino-Provenzal, y mostraban un calentamiento y una progresiva salinización de estas aguas entre 1909 y 1989, con una aceleración de estas tendencias positivas después de 1955, alcanzando valores de $0,0016^{\circ}\text{C}/\text{año}$ y $0,00095$ ups/año. Contrariamente a Bethoux *et al.*, [1990], estos autores sí encuentran un progresivo aumento de la densidad potencial de $0,00037 \text{ kgm}^{-3}/\text{año}$. A partir de medidas recogidas en la Cuenca Balear estimaron un aumento de la salinidad de las ALI de $0,00092$ ups/año en el periodo 1909-1989, con una intensificación de estas tendencias en las últimas décadas de este periodo de hasta $0,0024$ ups/año. Estos autores asocian este calentamiento de las aguas profundas al aumento de salinidad de las aguas levantinas, que como ya hemos comentado sería una de las masas de agua que contribuyen a su formación. A su vez, el aumento de salinidad sería producido por la reducción de los aportes de agua dulce en la cuenca levantina debida a la construcción de la presa de Asuán y otras en los ríos que desembocan al Mar Negro.

Bethoux *et al.*, [1998] sí afirmaron la existencia de un aumento tanto de la temperatura y salinidad de las APMO ($0,00347^{\circ}\text{C}/\text{año}$ $0,00107$ ups/año), como del ALI (entre $0,0068$ - $0,0091^{\circ}\text{C}/\text{año}$ $0,0018$ - $0,0019$ ups/año).

En esta misma línea, es decir, calentamiento y salinización de las aguas profundas de la cuenca occidental, está el trabajo de Tsimplis y Baker [2000], si bien estos autores apuntan a varias causas como posibles responsables del aumento de salinidad de las aguas profundas: Por una parte la reducción de los aportes de agua dulce en la cuenca levantina, pero por otra, también una reducción de las precipitaciones en la cuenca occidental asociadas a la fase positiva y creciente de la Oscilación del Atlántico Norte (OAN) desde principios de los años 60 hasta el 1994, aproximadamente.

Sin embargo Krahmman y Schott [1998] contradicen la hipótesis de Bethoux y coautores y de Rohling y Bryden acerca del aumento de salinidad del agua levantina y su implicación en el aumento de la salinidad y temperatura del agua profunda. Si bien estos autores muestran un aumento de la temperatura y salinidad de las aguas profundas occidentales en el periodo 1960-1995 de $0,0016^{\circ}\text{C}/\text{año}$ y $0,0008$ ups/año, no encuentran ningún tipo de tendencia para las aguas levantinas intermedias. En cambio, sí observan un aumento de la salinidad de la capa superficial atlántica entre 0 y 70 m de profundidad, la cual achacan a la disminución de los aportes de agua dulce causada por las presas construidas en el Ebro, así como a una reducción de las precipitaciones ligadas al aumento del índice OAN, hipótesis que ya había sido sugerida por Tsimplis y Baker [2000]. Estos últimos aceptaban que el aumento de la salinidad y temperatura profunda era el resultado de una combinación de factores, incluyendo la reducción de precipitaciones en el Mediterráneo Occidental, pero también el aumento de salinidad de las aguas levantinas.

(*) Ver nota en la página 41

De acuerdo con Krahnmann y Schott, la temperatura de la capa superficial no habría aumentado, afectando los cambios tan sólo a su salinidad. Sin embargo esta posibilidad no parece muy consistente, si tenemos en cuenta que Pascual *et al.*, [1995], Salat y Pascual [2002, 2006], muestran un claro aumento de la temperatura del mar entre 0 y 80 m en la estación de L'Estartit entre 1973 y 1994 primero, entre 1973 y 2001 más tarde, y entre 1973 y 2005 finalmente, siendo estas tendencias del orden de $0,03^{\circ}\text{C}/\text{año}$, un orden de magnitud superiores a las estimadas para las aguas profundas e intermedias. La estación oceanográfica donde estos autores obtienen la información de forma rutinaria está muy próxima a la zona analizada por Krahnmann y Schott. En nuestra opinión, los resultados de Salat y Pascual son unos de los más consistentes y robustos de todos los expuestos en esta revisión, pues se basan en medidas semanales de temperatura, en el mismo punto y con la misma metodología a lo largo de tres décadas. Por otra parte, estos autores muestran datos de temperatura del aire en una estación meteorológica próxima a la misma estación oceanográfica y se observan tendencias de la temperatura del aire consistentes con las del agua y que sugieren una transferencia de calor de la atmósfera al mar (equivalentemente una reducción del flujo de calor del mar a la atmósfera). Finalmente, las tendencias estimadas por regresión lineal por estos autores apenas se ven alteradas por la selección del periodo sobre el que se realiza la regresión lineal. La duración de las series y la ausencia de huecos en las mismas reduce sensiblemente el efecto que oscilaciones naturales podrían tener sobre otras series formadas a partir de datos irregularmente distribuidos en el espacio y más escasos en el tiempo.

Otros trabajos que sugieren que las capas superficiales sí se han calentado de forma importante en la cuenca occidental son los de Vargas-Yáñez *et al.*, [2002, 2005, 2008b] que muestran tendencias positivas de la temperatura en los 200 m superiores de la columna de agua en la plataforma continental del Mar de Alborán. Las tendencias encontradas por estos autores son del orden de $0,02^{\circ}\text{C}/\text{año}$ entre 1992 y 2001. Hay que señalar nuevamente que el periodo cubierto por este estudio es distinto al analizado por Krahnmann y Schott, pero estos resultados son consistentes con los de Salat y Pascual [2002, 2006], lo que añade credibilidad a ambos resultados, por lo que concluimos que, al menos entre 1973 y 2005, el aumento de la temperatura superficial del agua en el Mediterráneo occidental está bien documentado.

Un segundo hecho que merece mención es que la velocidad de aumento de las temperaturas en estas capas superficiales son un orden de magnitud superiores a las encontradas para las aguas profundas por Bethoux *et al.*, [1990, 1998], Leaman y Schott [1991], Rohling y Bryden [1992], Krahnmann y Schott [1998], Tsimplis y Baker [2000]. Esto podría sugerir dos cosas: en primer lugar, las variaciones de temperatura de las aguas profundas reflejan simplemente el calentamiento por interacción con la atmósfera de alguna de las masas de agua que contribuyen a su formación. Podría ser que los sucesivos procesos de mezcla entre aguas de distintos orígenes atenuasen el calentamiento de las aguas profundas en comparación con el experimentado por las aguas superficiales. Una segunda posibilidad es que las diferencias se deban a los diferentes periodos analizados, siendo la década de los 90 especialmente cálida. Esta segunda hipótesis está apoyada por la existencia de intensas tendencias en las aguas profundas del Tirreno entre 1996 y 2001, donde las aguas profundas se calentaron a un ritmo similar al de las aguas superficiales en Alborán y L'Estartit, con tendencias lineales e $0,016^{\circ}\text{C}/\text{año}$ para la temperatura y $0,008$ ups/año para la salinidad [Fuda *et al.*, 2002].

Sin embargo, más recientemente, Millot *et al.*, [2006] han sugerido una nueva causa para el calentamiento, y la brusca elevación de las tendencias de temperatura y salinidad de las aguas profundas a lo largo de la cuenca occidental y del flujo saliente de agua mediterránea en Gibraltar. Según estos autores, el Tirreno estaría contribuyendo de forma significativa a la producción de agua profunda, desplazando al Golfo de León como principal productor de aguas profundas en la cuenca occidental. Las aguas más cálidas y saladas del Tirreno, explicarían el considerable aumento de las tendencias observadas a partir de los años 90 para estas masas de agua.

En relación a las variaciones del nivel del mar observadas en el Mediterráneo a lo largo del siglo XX, existen peculiaridades que ponen de manifiesto las distintas respuestas regionales a fenómenos globales tales como el del cambio climático y la necesidad de desarrollar tanto sistemas de observación regionales como predicciones sobre escenarios regionales.

Aunque ya hemos explicado algunas de las controversias concernientes a las variaciones del nivel del mar global, básicamente podemos resumir que éste ha aumentado a lo largo del siglo XX a un ritmo de entre 1 y 2 mm/año [Church *et al.*, 2001]. Contrariamente a este comportamiento observado sobre una escala global, Tsimplis y Baker [2000] mostraron un descenso del nivel del mar del Mediterráneo a partir de 1960, el cual atribuyeron a un aumento de la presión atmosférica asociado a la fase creciente de la OAN. Estos autores también sugieren una influencia del aumento de densidad causado por el aumento en el déficit de agua dulce durante este periodo. Tsimplis y Josey [2001] cuantificaron la influencia del índice OAN sobre el nivel del mar, estimándola entre -1,6 y -2,0 cm/unidad OAN. Este modo de variabilidad atmosférica no sólo influye en el nivel del mar a través de la presión atmosférica y el efecto de barómetro invertido, sino a través de una reducción de las precipitaciones.

Tsimplis *et al.*, [2005], muestran, usando un modelo numérico barotrópico forzado por campos de presión atmosférica y vientos, que estos factores, (principalmente la presión), indujeron un descenso de entre -0,4 y -0,6 mm/año entre 1960 y 1994 aproximadamente. Gomis *et al.* [2007] han analizado en mayor profundidad este efecto. La corrección del nivel del mar a partir de los resultados del modelo muestra tendencias crecientes, aunque inferiores a las encontradas para otras partes del océano mundial, lo que podría estar asociado al déficit hídrico del Mediterráneo y su acentuación durante la segunda mitad del siglo XX. Estos autores también observan un incremento notable de la velocidad a la que se eleva el nivel del mar a partir de 1993, lo que coincide con lo observado a nivel global [Cabanes *et al.*, 2001].

CONCLUSIONES

Es indiscutible que las aguas profundas del Mediterráneo Occidental han aumentado su temperatura y salinidad a lo largo del siglo XX.

Se ha producido una aceleración del ritmo de calentamiento y salinización de las aguas profundas durante la segunda mitad del siglo XX.

Las aguas superficiales en la costa catalana han sufrido un calentamiento muy intenso desde la superficie hasta los 80 m de profundidad y desde 1973 hasta el presente.

Durante la década de los 90 se produjo un incremento considerable del aumento de temperatura de las capas superficiales en el Mediterráneo Occidental, observado tanto en la costa catalana como en el Mar de Alborán.

Ha habido una reducción del caudal del río Ebro desde los años 60 debido al embalse de sus aguas.

Desde el inicio de los 60 y hasta 1994, aproximadamente, la OAN ha tenido una fase creciente que ha inducido una reducción en las precipitaciones y un aumento de la presión atmosférica en el Mediterráneo Occidental.

Desde los años 60 se produjo un descenso del nivel del mar. A partir del 1993 hay un cambio de esta tendencia con un incremento importante del ritmo de subida del nivel del mar.

El descenso del nivel del mar durante la mayor parte de la segunda mitad del siglo XX se debió al aumento de presión como principal factor, aunque también se sugiere una cierta influencia del aumento de la salinidad de las aguas profundas (descenso del nivel estérico).

No está claro si el Agua Levantina Intermedia en el Mediterráneo Occidental ha variado durante el siglo XX su temperatura y salinidad.

Hay varias hipótesis sobre las causas del aumento de salinidad y temperatura de las aguas profundas:

- 1.** El aumento de la salinidad de las aguas intermedias haría también aumentar la salinidad de las aguas profundas, las cuales, a su vez, alcanzarían la densidad necesaria para hundirse hasta el fondo de la cuenca con temperaturas más elevadas.
- 2.** Las aguas profundas tendrían mayor temperatura y salinidad debido al aumento de la salinidad del agua superficial atlántica que junto con el agua levantina contribuye a la formación de aguas profundas.
- 3.** Las aguas profundas habrían aumentado su salinidad y temperatura por una mayor influencia de las aguas profundas del Tirreno.
- 4.** Existen discrepancias en los análisis de la temperatura y salinidad a partir de distintos conjuntos de datos, lo que sugiere que la escasez y desigual distribución de los datos podría afectar a la estimación de tendencias.

Capítulo 3. Sistemas de observación del Mediterráneo y grupo de cambio climático marino del IEO

3.1 Los sistemas de observación del Mediterráneo.

Varias instituciones españolas están llevando a cabo actividades relacionadas con la observación del mar de una manera sistemática que, aunque no contempladas en general como un sistema de observación clásico, similar al meteorológico por su formulación, servicio y financiación, sí se pueden enmarcar dentro del moderno concepto de “Oceanografía Operacional”*. El Instituto Español de Oceanografía desarrolla, prácticamente desde su creación, muchas y diversas actividades dentro del campo de la observación sistemática del mar, por ejemplo una red mareográfica establecida en 1943 y muestreos sistemáticos y periódicos del medio marino encuadrados dentro de la red de observación RADMED. La Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) cuenta con estaciones meteorológicas que cubren todo el litoral mediterráneo. Puertos del Estado (PE) cuenta con una importante red de boyas equipadas con diversos sensores oceanográficos y meteorológicos. El Instituto de Ciencias del Mar (ICM/CSIC) dispone de una estación mareográfica y meteorológica y visita periódicamente una estación oceanográfica en la costa catalana. El Instituto Mediterráneo de Estudios Avanzados (IMEDEA), la Universidad de Málaga (UMA) y PE llevan a cabo actividades de modelado numérico dentro del marco de diferentes proyectos y PE, ICM, IMEDEA y UMA realizan análisis de series de datos oceanográficos. Estas actividades contribuyen decididamente al desarrollo de la investigación oceanográfica, y al mejor conocimiento de las características ambientales del mar y su variabilidad. Esto último permite detectar cambios relacionados con el clima y cómo tales cambios afectan a los recursos vivos.

Ya se han expuesto en capítulos anteriores las numerosas amenazas que se ciernen sobre océano y mares, y la relación océano-clima, así como la necesidad, compartida por la comunidad internacional, de monitorizar las características y variabilidad, además de las causas, de éstas. Para ello deben instalarse e instrumentalizarse los correspondientes sistemas de observación con carácter multidisciplinar y multipropósito, pues ellos deben proporcionar información oceanográfica de forma sistemática y fiable que pueda ser distribuida, con fines diversos, a una pléyade de usuarios que incluyen los estamentos gubernamentales y administrativos, los organismos de decisión, la comunidad científica, los sectores industriales y económicos, y el público en general.

Un eficaz Sistema de Observación del Mediterráneo que sea capaz de contribuir al estudio de su estado de salud, así como de su relación con el clima está por desarrollar. Sin embargo, algunos de los programas de monitorización del Mediterráneo desarrollados por diversas instituciones, en algunos casos desde 1943, palián esta deficiencia, y, sin duda, deberían ser el núcleo sobre el que se articule el futuro sistema de observación.

El objetivo de los próximos capítulos es el de mostrar los resultados más recientes obtenidos a partir de los sistemas de observación tanto del Instituto Español de Oceanografía como de las otras instituciones implicadas en diferentes trabajos de monitorización, análisis de datos y modelado numérico relacionados con el clima marino del Mediterráneo. A partir de este análisis, así como de la revisión bibliográfica expuesta en los capítulos anteriores, se tratará de entender cuál es el estado actual del clima marino en litoral mediterráneo español, así como detectar y cuantificar los cambios que hasta el momento se han producido en relación con el cambio climático.

(*) Toda aquella actividad que comprende las medidas y muestreos hechos en los océanos, mares y atmósfera, así como la difusión e interpretación, todo ello de un modo rutinario.

3.1 Los sistemas de Observación del Mediterráneo

La figura 3.1 muestra la posición de las estaciones oceanográficas monitorizadas en los antiguos proyectos Ecomálaga, Ecomurcia y Ecobaleares y Cirbal por el IEO, así como la estación oceanográfica de L'Estartit operada por el ICM. Aunque en este informe sólo se analiza el clima marino, estas estaciones, al tener un carácter multidisciplinar, permiten detectar y estudiar otro tipo de efectos, causas y procesos implicados. Las series temporales obtenidas en dichas estaciones serán analizadas en el presente informe, así como los datos de nivel del mar de la red mareográfica del IEO y la estación de L'Estartit. PE también posee una red de mareógrafos que incluye el litoral mediterráneo. Aunque estas series no serán directamente analizadas aquí, sí

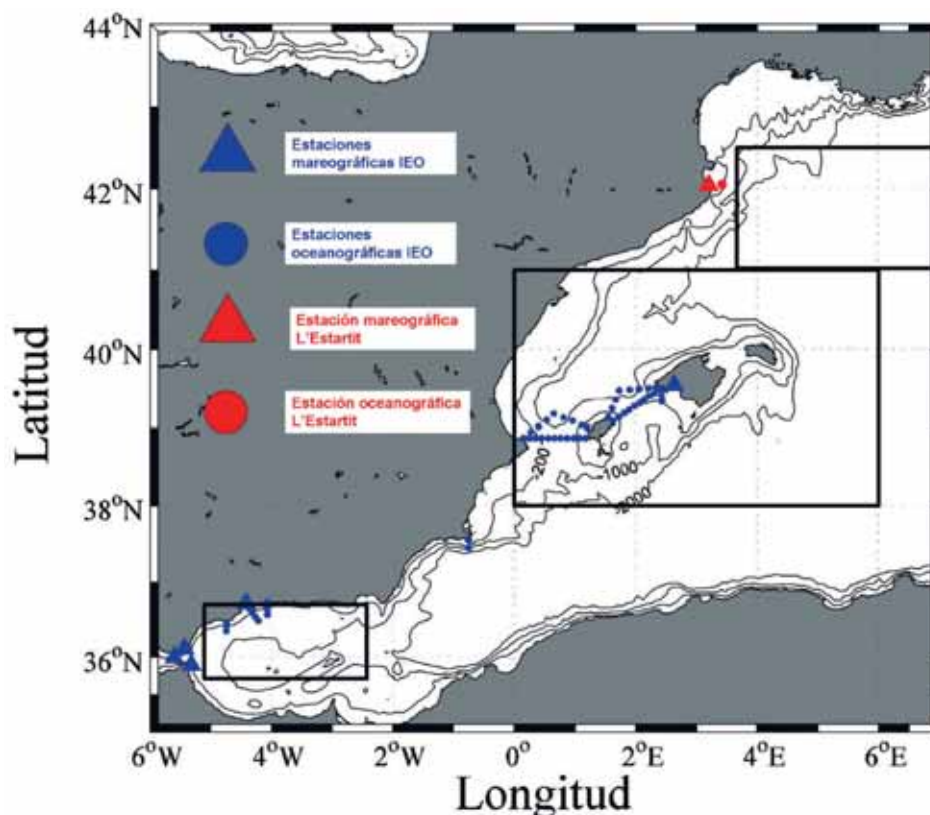


Figura 3.1. Los círculos azules indican la posición de las estaciones oceanográficas visitadas cuatro veces al año por el IEO para realizar muestreos multidisciplinarios dentro de los antiguos proyectos Ecomálaga (en el mar de Alborán), Ecomurcia (al sur de Cabo Palos) y Ecobaleares y Cirbal (Canales Baleares y sur de la isla de Mallorca). El círculo rojo indica la posición de la estación oceanográfica de L'Estartit, visitada semanalmente por el ICM (CSIC) de Barcelona. Los triángulos azules indican la posición de los mareógrafos del IEO y el triángulo rojo el mareógrafo operado por el ICM. Los cuadros negros indican las zonas escogidas para realizar una recopilación histórica de datos de temperatura y salinidad de la base de datos MEDAR/MEDATLAS [2002].

se incluirán resultados de los trabajos desarrollados recientemente por PE, IMEDEA y UMA, los cuales usan la información recogida por la red de mareógrafos de PE. Para más información sobre esta red puede consultarse <http://www.puertos.es>.

Las estaciones incluidas en los proyectos del IEO son visitadas trimestralmente, con la única excepción de las tres estaciones situadas al sur de Mallorca que desde 1994 al 2000 fueron visitadas mensualmente. La estación de L'Estartit tiene carácter semanal. En cuanto a los mareógrafos, se dispone de medidas del nivel del mar cada hora, por lo que todas las series han sido promediadas para obtener series mensuales.

Las series oceanográficas del IEO se extienden desde 1992 hasta el presente en el área de Ecomálaga, desde 1996 en el caso de Ecomurcia y Cirbal, y desde 1994 en el de Ecobaleares (aquí se analizan hasta mediados de 2008 en todos los casos). Las series de temperatura del mar en L'Estartit se remontan a 1973 y han sido analizadas hasta 2007. En el caso de las series de nivel del mar la longitud de las series es también muy variable, siendo las más antiguas las de Algeciras, Málaga, Ceuta y Tarifa, que datan de los años 1943 y 1944, y las más recientes las de L'Estartit y Palma de Mallorca, iniciadas en los años 1990 y 1997 respectivamente. Las series de nivel del mar, así como las de la estación oceanográfica de L'Estartit han sido analizadas hasta el año 2007 (inclusive).

Para poner en perspectiva los resultados de estos proyectos de monitorización, relativamente modernos, se han recopilado todos los perfiles de temperatura y salinidad disponibles en la base de datos MEDAR/MEDATLAS [2002] correspondientes a los rectángulos delineados con trazo grueso en la figura 3.1 Así se obtiene una información muy valiosa sobre los cambios ocurridos a lo largo de la segunda mitad del siglo XX en tres zonas que cubren todo el rango de latitud del litoral mediterráneo.

Dentro de un sistema de observación desempeñan un papel primordial los centros de datos. Aunque estrictamente no realizan labores de observación y monitorización, son un elemento indispensable, hasta el punto de que la monitorización del mar o de cualquier otra componente del sistema climático carece de sentido si no existe una buena gestión de los datos generados. Todas las series de nivel del mar procedentes del IEO se obtuvieron a través del Centro de Datos Oceanográficos del IEO donde además se almacenan, tras los pertinentes controles de calidad, los datos hidrográficos recogidos en las campañas oceanográficas. Otros de los datos que se recopilan, controlan y almacenan en este centro de datos son los procedentes de distintas medidas de corriente realizadas en el marco de proyectos de investigación del Plan Nacional de I+D, de los programas marco de la Unión Europea, o de cualquier otra fuente de financiación. Por otra parte, PE incluye en su Red Exterior de Boyas Oceanográficas medidas de corriente de la capa superficial del agua. La base de datos de corrientes del IEO así como los datos de corrientes de la Red Exterior de PE ha sido analizada en este informe para obtener información sobre el estado del conocimiento de esta variable, tan importante para entender la forma en que se distribuyen y dispersan por el mar distintas sustancias naturales como nutrientes, sedimentos, sal y calor, o antropogénicas, como contaminantes, vertidos accidentales, etc. La figura 3.2 muestra la posición de las medidas puntuales (en el caso del IEO), o permanentes (en el caso de PE) que se han obtenido y se obtienen a lo largo de las aguas mediterráneas españolas.

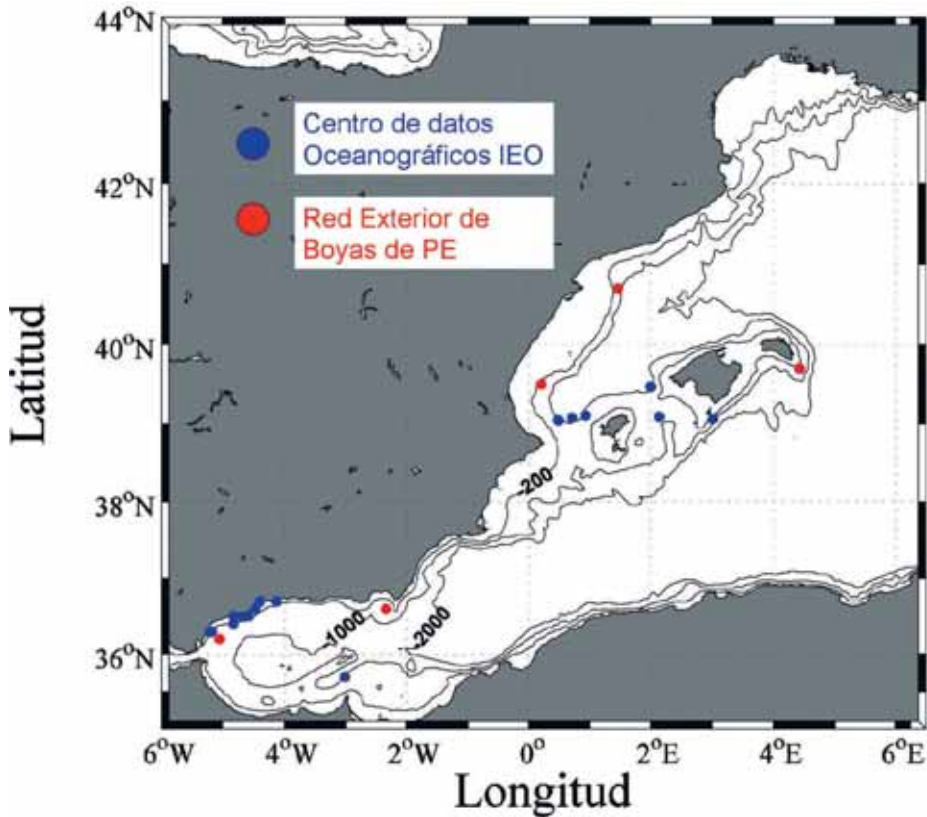


Figura 3.2. Los puntos azules muestran la posición de distintos fondeos realizados por el IEO con duración limitada en el tiempo a lo largo del Mediterráneo. Los puntos rojos muestran la posición de las boyas de la red exterior de PE donde se obtienen medidas superficiales de corrientes y que han sido analizadas en este informe.

Para poder entender la variabilidad de las variables oceanográficas es imprescindible tener una buena información meteorológica. Ya se ha explicado en los capítulos anteriores que el motor que impele toda la dinámica de los océanos y los ciclos de todos los seres vivos que el mar alberga es, en última instancia, la energía del Sol, modulada por la transferencia de energía y cantidad de movimiento entre el océano y la atmósfera. Por ello se ha recopilado información meteorológica de diversas fuentes: En primer lugar, una información muy detallada, con datos horarios en diversas estaciones meteorológicas de la AEMET en estaciones situadas a lo largo de la costa. Las series de intensidad y dirección del viento y temperatura del aire cubren el periodo 1990-2007 en el que se dispone de información oceanográfica de los programas de monitorización del IEO. En segundo lugar, información meteorológica, también de intensidad y dirección del viento y temperatura del aire de la Red Exterior de boyas de PE. Estas series son más cortas y variables iniciándose todas ellas a lo largo de los años 90. En tercer lugar, datos de presión atmosférica, intensidad y dirección del viento y temperatura del aire en la estación meteorológica de L'Estartit, del ICM (CSIC). Estas series se iniciaron en 1974. Finalmente, da-

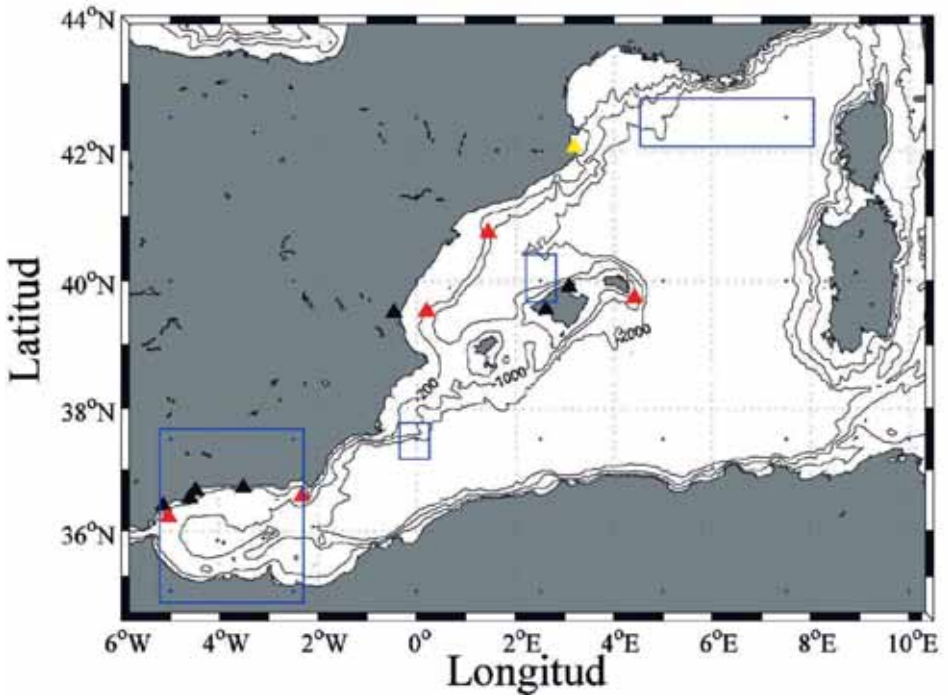


Figura 3.3. Los triángulos negros muestran las estaciones meteorológicas de la AEMET, los rojos las boyas de la Red Exterior de PE, y el amarillo la estación meteorológica de L'Estartit (ICM). Los puntos azules son los puntos de la rejilla donde NCEP proporciona sus datos, y los cuadrados azules enmarcan los puntos de rejilla que se han usado o se han promediado para tener información del Mar de Alborán, Murcia, Baleares y sector Noroccidental del Mediterráneo.

tos de presión atmosférica, temperatura superficial del mar, temperatura del aire, dirección e intensidad del viento, transferencia de momento y flujos de calor del National Center for Environmental Prediction/Reanalysis Project, proporcionados por NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center, Boulder, Colorado, USA, <http://www.cdc.noaa.gov/>. Todas estas series temporales se extienden hasta el año 2007 (inclusive). La figura 3.3 muestra la localización de las distintas fuentes de datos meteorológicos.

Finalmente se han recopilado imágenes de satélite de temperatura superficial del mar procedentes de la Agencia Aeroespacial Alemana (Deutsches Zentrum für Luft-und Raumfahrt, DLR <http://www.dlr.es>) y de concentración superficial de clorofila a partir de la NASA, proyecto SeaWiFS (<http://www.oceancolor.gsfc.nasa.gov/seawifs>). Se obtuvieron imágenes de estas dos variables promediadas mensualmente en tres zonas que cubrían: 1) El Mar de Alborán, 2) Zona de la costa Murciana y Baleares, y 3) Sector Noroccidental del Mediterráneo desde la costa catalana hasta Córcega. La figura 3.4 muestra las zonas geográficas seleccionadas para recopilar series temporales de imágenes de satélite mensuales.

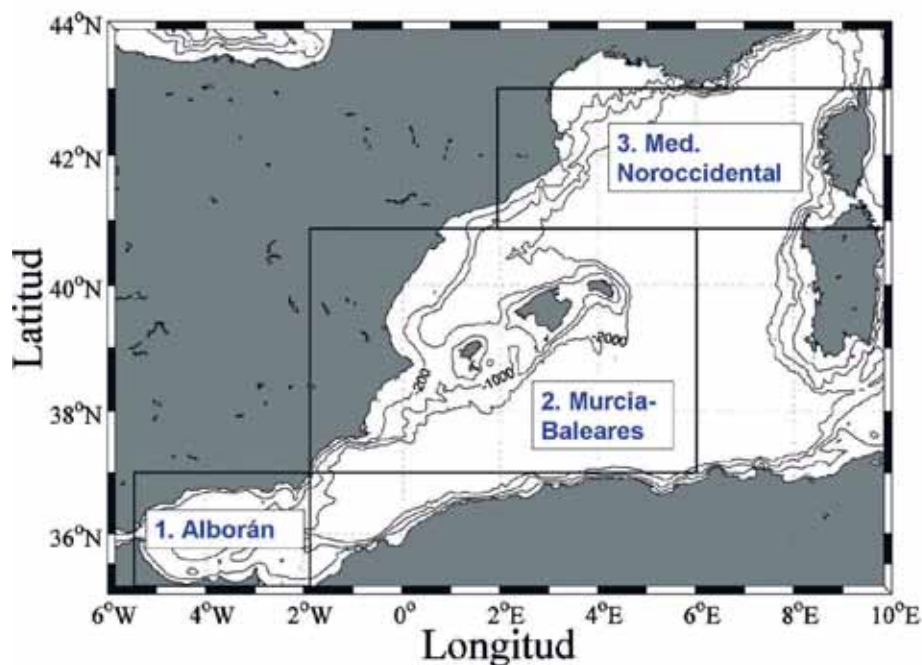


Figura 3.4. Zonas geográficas seleccionadas para la recopilación de imágenes mensuales de temperatura superficial y clorofila superficial. La zona 1. Alborán queda definida por los límites de longitud y latitud 5° 50' W-2° W y 35°N-37°N. La zona 2. Murcia e islas Baleares por 2°W-6°E y 37°N-41°N, y la zona 3. Sector Noroccidental del Mediterráneo por 2°E-10°E y 41°N-43°N.

Finalmente, hay que resaltar que en esta nueva edición se han extendido las series temporales utilizadas hasta el año 2007 (inclusive) en el caso de datos procedentes de la estación oceanográfica y meteorológica de L'Estartit, AEMET, PE y NCEP, y hasta julio de 2008 en el caso de las estaciones oceanográficas del Instituto Español de Oceanografía. Como ya se ha indicado en el prefacio de esta segunda edición, con esta actualización se quiere evidenciar que los sistemas de observación, incluyendo desde la propia red de medidas hasta de la obtención de resultados y la elaboración de productos, pasando por la gestión de los datos, deben ser operativos y dinámicos. Parte de este dinamismo implica que debe haber un proceso de retroalimentación entre productos y observaciones, de tal forma que los sistemas de observación se corrijan, amplíen u optimicen en función de los resultados obtenidos. Fruto de este proceso, el Instituto Español de Oceanografía ha unificado sus anteriores programas de observación oceanográfica Ecomálaga, Ecomurcia, Ecobaleares y Cirbal en el proyecto RADMED, Series Temporales de Datos Oceanográficos, procediendo de este proyecto los datos usados en la actualización de algunas de las series temporales de este informe. Como consecuencia, en parte, de los resultados obtenidos en la primera edición del informe "Cambio Climático en el Mediterráneo español", así como de otros trabajos desarrollados por el grupo de investigación que integra RADMED, se ha completado la red de muestreo, con estaciones en puntos de gran importancia oceanográfica y

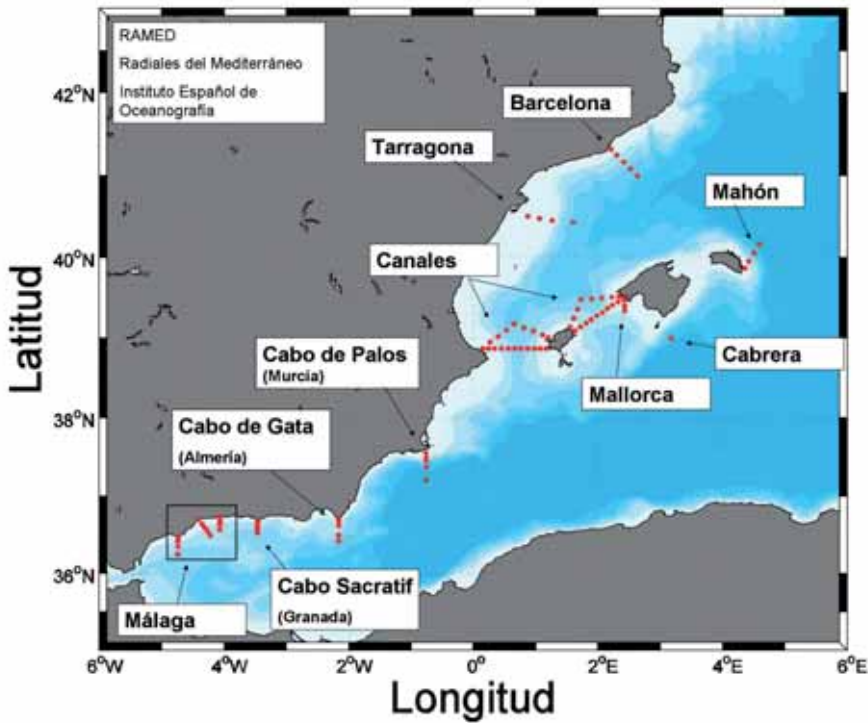


Figura 3.5. Red de radiales RADMED.

ecológica, tales como Cabo de Gata, Cabrera o Mahón, u otros puntos donde las series temporales y la información oceanográfica multidisciplinar era escasa, como la costa granadina o tarraconense. Al mismo tiempo se han extendido hacia mar abierto la mayor parte de las radiales, dada la importancia mostrada por los procesos observados en aguas intermedias y profundas. La figura 3.5 muestra el nuevo sistema de observación multidisciplinar correspondiente al sistema de observación RADMED, que desde la aparición de la primera edición de este informe, está siendo implementado por el IEO.

Hay que añadir que este nuevo sistema de monitorización medioambiental del Mediterráneo sirve de apoyo a distintas labores tanto de investigación como de asesoramiento y de difusión y divulgación científica. Una de las actividades del IEO, en colaboración con otras instituciones como el ICM/CSIC, que se nutre en parte del sistema de observación RADMED, es el Grupo Mediterráneo de Cambio Climático del Instituto Español de Oceanografía (GCC). Entre las actividades de este grupo se encuentra el mantenimiento de un sitio web donde puede accederse a diversa información científica y sobre los proyectos y sistemas de observación del IEO en el Mediterráneo, al mismo tiempo que se realiza una labor de divulgación científica y educación medioambiental (www.ma.ieo.es/gcc).

Capítulo 4. Campos climatológicos en el litoral mediterráneo español

- 4.1 Campos medios de presión atmosférica y viento.
- 4.2 Campos medios de temperatura del aire y temperatura superficial del mar.
- 4.3 Flujos de calor.
- 4.4 Ciclo estacional del nivel del mar.
- 4.5 Perfiles climatológicos de temperatura y salinidad.
- 4.6. Distribución media de corrientes.
- 4.7 Distribuciones medias de temperatura y clorofila superficial desde satélite.

Previamente al análisis de la variabilidad que afecta a cualquier serie temporal debemos obtener el valor medio de la serie, el cual, una vez sustraído a los datos originales, nos proporcionará una serie de residuos con media cero. El valor medio de una variable oceanográfica o atmosférica estimado a partir de un periodo de tiempo suficientemente largo y para una región o área geográfica determinada es lo que denominamos un valor climatológico. El conjunto de valores medios o climatológicos de ciertas variables como la temperatura del aire, intensidad y dirección del viento, presión atmosférica, humedad relativa del aire o la abundancia de precipitaciones, definen el clima de esa zona geográfica. Ésta sería una definición estrictamente física del clima, y hay que recordar que otro tipo de variables tales como la vegetación o la fauna predominantes también sirven para definir el clima de una región. En el caso del clima marino ocurre lo mismo, el valor medio de variables tales como la temperatura, salinidad, intensidad y dirección de las corrientes, altura del nivel del mar, etc., definen el clima marino de una región cualquiera del océano, así como el tipo de ecosistemas que en ella se encuentran.

El valor de una variable puede, (y en general así ocurre) depender de la estación del año. A menudo esa dependencia es tan marcada que puede enmascarar fluctuaciones de más largo término (interanuales o interdecadales), que son las que definen las variaciones climáticas. Para evitarlo, debemos obtener el promedio climatológico de dicha variable para cada día, mes o estación del año (según sea el paso de tiempo de la serie). En el caso de series mensuales, por ejemplo, los doce promedios así obtenidos definen el ciclo anual o ciclo estacional medio. Al sustraer este ciclo estacional a los datos originales obtenemos una serie de anomalías o residuos de media cero, que en principio podemos considerar como la realización de un proceso estocástico estacionario para el valor medio. Hay que señalar que en general, aunque no siempre se tiene en cuenta, la desviación estándar de las series oceanográficas y atmosféricas también depende del ciclo de las estaciones, no siendo por tanto las series de residuos estacionarias para este momento de segundo orden. El conocimiento de la climatología de una región terrestre o marina debe incluir también el de las desviaciones estándar y su variación a lo largo del año, lo que define los rangos de variabilidad natural de cada variable.

A pesar de eliminar la estacionalidad de las series de datos, puede ocurrir que la serie de residuos obtenida muestre una progresiva deriva hacia valores crecientes o decrecientes, lo que normalmente se entiende como existencia de una tendencia. Ésta, en primera aproximación, suele considerarse lineal y suele interpretarse como el reflejo de algún tipo de forzamiento o proceso determinista al que el sistema responde con una variación continua de alguna de sus propiedades. Éste es precisamente uno de los objetivos del análisis de variables oceanográficas en el contexto del Cambio Climático, detectar estas desviaciones respecto del estado estacionario, cuantificarlas y atribuir las a una u otras causas, aunque en éste caso suele ser necesario otro tipo de herramientas además del análisis de series temporales, como puede ser el uso de modelos numéricos. Éste será el tema del capítulo 5, por lo que ahora nos centramos en el cálculo de campos medios climatológicos.

El análisis estadístico y climatológico de las series temporales oceanográficas proporciona una valiosísima información para establecer líneas de base o referencias que definan el buen estado de los mares. Este estado debe conocerse, no sólo para detectar desviaciones respecto del mismo ocasionadas por el Cambio Climático, sino por cualesquiera otras alteraciones naturales o antropogénicas.

4.1 Campos medios de presión atmosférica y vientos

El Mediterráneo Occidental se encuentra, aproximadamente, en las latitudes medias, entre 35°N y 45°N. Está unido, por el Estrecho de Gibraltar, al Atlántico y, por tanto, directamente influenciado por el principal patrón de variabilidad atmosférica del Atlántico Norte: la Oscilación del Atlántico Norte o, abreviadamente, la OAN [ver Hurrell *et al.*, 2003 para una extensa revisión de la OAN; ver Rixen *et al.*, 2005, Vignudelli *et al.*, 1999 para algunos efectos de la OAN sobre el Mediterráneo].

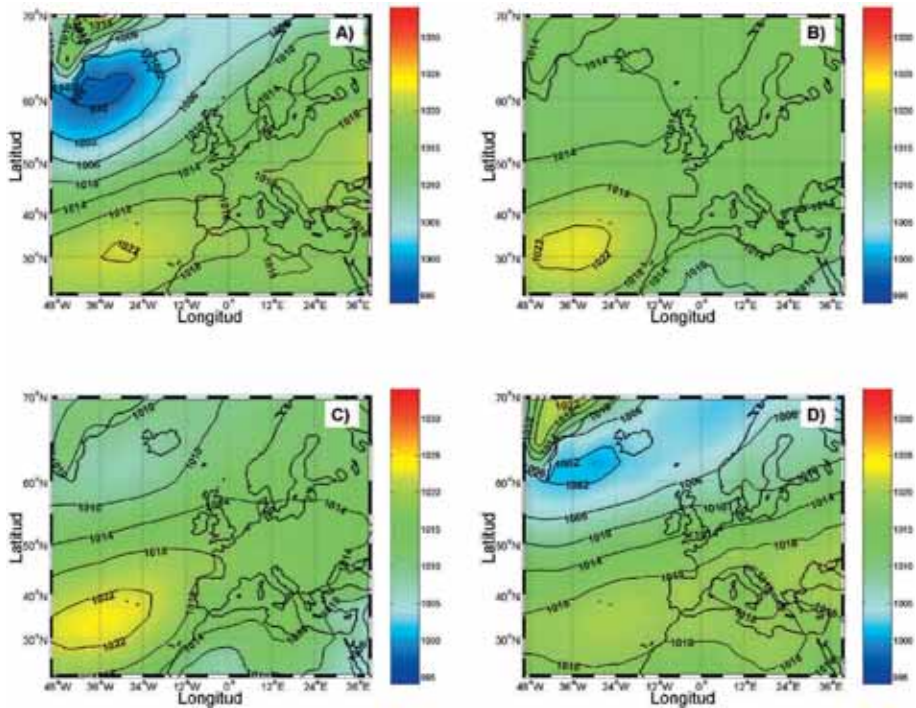


Figura 4.1. Distribución de presión atmosférica sobre el nivel del mar en el Atlántico Nororiental y mar Mediterráneo. A) febrero, B) mayo, C) agosto y D) noviembre. Datos de NCEP (1948-2007).

En la figura 4.1 se muestra el promedio de la presión atmosférica sobre el nivel del mar en el Atlántico Nororiental y mar Mediterráneo durante los meses de febrero, mayo, agosto y noviembre. Se puede observar la estructura de tipo dipolar del campo de presión atmosférica en el Atlántico Norte, dominada por bajas presiones en la zona de Islandia y las altas presiones centradas en torno a las Azores. Ésta es la estructura que caracteriza la OAN. Con frecuencia y con objeto de analizar la variabilidad de este patrón de circulación atmosférica, se usa un índice simple consistente en la diferencia de presión normalizada entre Islandia y Lisboa, Azores o Gibraltar [Hurrell *et al.*, 2003]. Ese gradiente de presión genera los vientos del oeste dominantes entre los 40°N y 60°N de latitud. Igualmente, el anticiclón de las Azores es responsable de los vientos alisios de componente noreste sobre la costa noroccidental africana.

El ciclo estacional de presión atmosférica está dominado por el de la OAN. Tal y como puede observarse en la figura 4.1, la baja de Islandia se intensifica y desplaza hacia el sur a partir del otoño, en especial en invierno, siendo más acusado el gradiente meridional de presión, y, en consecuencia, más intensos los vientos de componente oeste que transportan humedad hacia el continente europeo y advectan las borrascas atlánticas. En primavera y verano, por el contrario, esta baja se debilita y desplaza hacia el norte, intensificándose el anticiclón de las Azores, lo que tiene consecuencias bien conocidas sobre la oceanografía de la fachada atlántica de la Península Ibérica y África Noroccidental: La intensificación de los vientos de componente norte a lo largo del margen atlántico de la Península Ibérica, y de los alisios a lo largo de la costa noroccidental africana, generan un fuerte proceso de afloramiento que eleva el aporte de nutrientes a la capa fótica. Se trata, por tanto, de zonas de muy elevada producción primaria durante los meses de verano.

En lo que concierne al Mediterráneo Occidental, en los meses de invierno se observa una elongación del anticiclón de las Azores en dirección noreste, ocupando la mayor parte de la Península Ibérica, mientras que en verano, y sobre todo en primavera, la posición del centro de altas presiones se desplaza hacia el suroeste. El descenso de la presión atmosférica en primavera se debe tanto al paso de bajas presiones, como al inicio del calentamiento de los meses estivales. Un mínimo secundario en los meses de verano está asociado a una baja térmica que afectaría parcialmente al Mediterráneo español.

La figura 4.2 muestra un detalle de la presión atmosférica media en los meses de febrero, mayo, agosto y noviembre en el Mediterráneo Occidental, así como la media mensual en las cuatro zonas marcadas en la figura 3.3, es decir, la zona 1. Alborán, 2. Murcia, 3. Baleares y

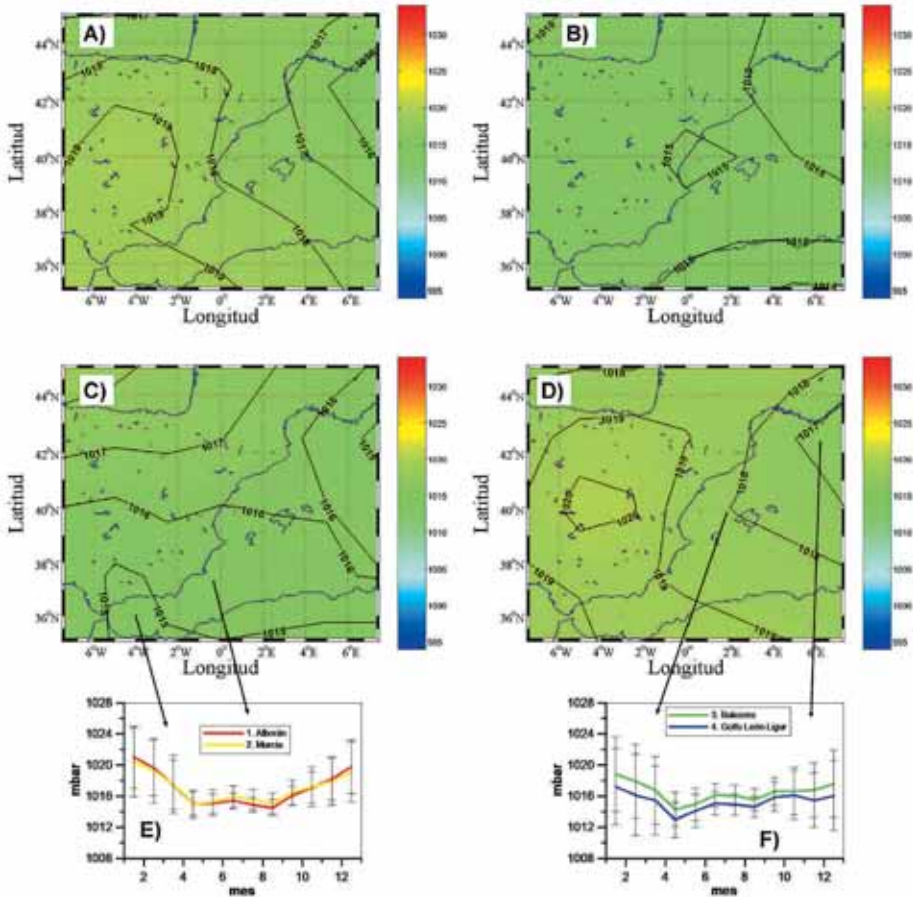


Figura 4.2. Detalle de la distribución de presión atmosférica sobre el Mediterráneo Occidental en A) febrero, B) mayo, C) agosto y D) noviembre. La Figura E muestra el ciclo anual para los puntos de malla correspondientes al mar de Alborán y Murcia, mientras que la F) corresponde a los puntos de malla próximos a Baleares y Golfo de León-Liguria. Las barras de error indican la desviación estándar mensual.

4. Golfo de León-Mar Ligur (figuras 4.2 E y F). En el ciclo estacional de estas cuatro zonas seleccionadas se incluye la desviación estándar de las series mensuales. Hay que señalar que al calcular la desviación estándar a partir de series mensuales, ésta es inferior a la que se obtendría a partir de series con mayor resolución temporal, pues el promedio mensual filtra la varianza asociada a las escalas temporales inferiores a un mes.

La figura 4.3 muestra el ciclo estacional de la presión atmosférica a partir de observaciones en las boyas de la Red Exterior de PE en Alborán, Cabo de Gata y Mahón, así como el ciclo anual en la estación meteorológica de L'Estartit. Todas las series muestran un patrón similar al obtenido a partir de los datos procedentes del "NCEP".

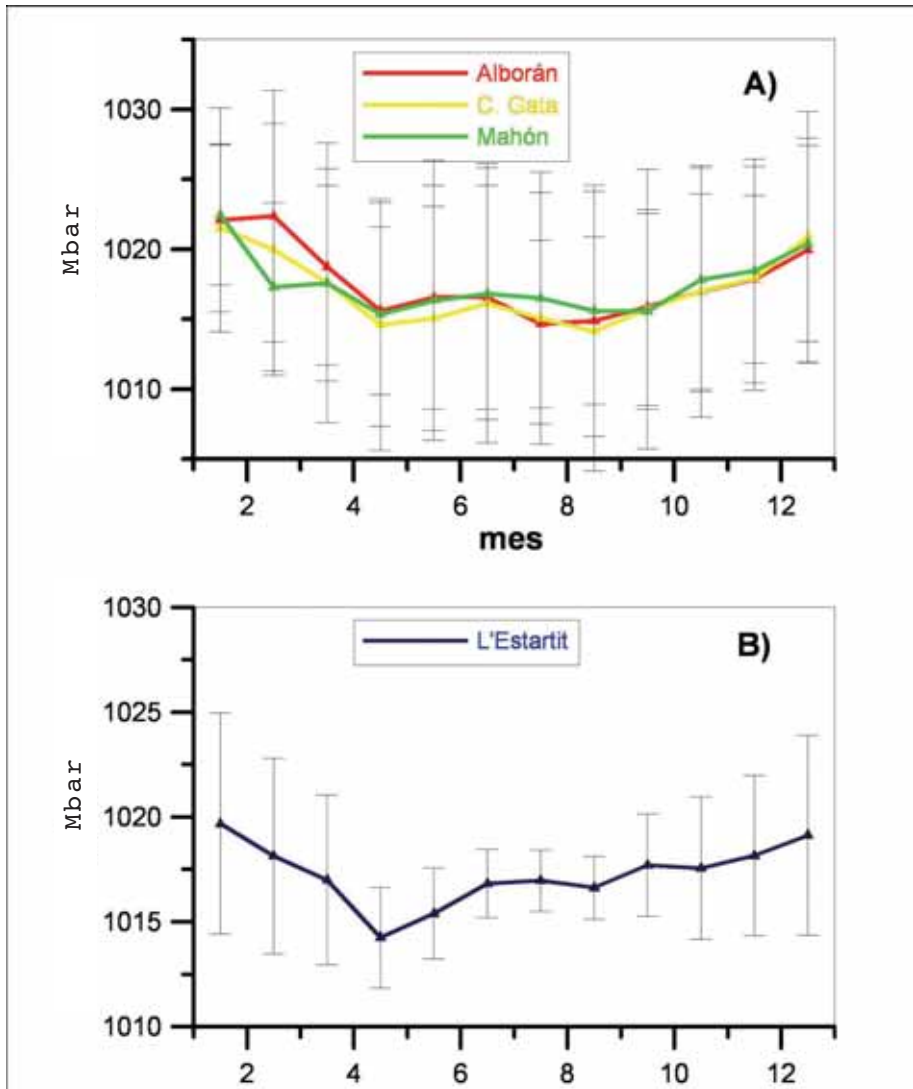


Figura 4.3. Ciclo estacional medio de la presión atmosférica en A) Boyas de Alborán, Cabo de Gata y Mahón de la Red Exterior de PE, y B) Estación meteorológica de L'Estartit.

Además de la consistencia entre los resultados del "NCEP" y las medidas in situ, se aprecian otras características notables, como un claro ciclo estacional especialmente intenso en la presión atmosférica del mar de Alborán, tanto en su sector más occidental, como en su parte oriental, (al sur de Cabo de Gata), donde PE dispone de dos boyas meteorológicas y oceanográficas. Valores relativamente bajos de presión atmosférica se mantienen desde el inicio de la primavera en abril, hasta el final de verano en septiembre, produciéndose un incremento de la misma durante los meses de otoño e invierno. En la costa levantina, Islas Baleares y costa nororiental del litoral mediterráneo español, se observa un ciclo similar aunque no tan acentuado, produciéndose el mínimo de presión atmosférica en abril, o abril-mayo.

El campo de vientos también muestra una clara estacionalidad. En otoño e invierno se producen las intensidades más altas, especialmente en el Mediterráneo Noroccidental, es decir, la parte nororiental de la costa española y la zona del Golfo de León y Mar Ligur. En estos meses no sólo se aprecia una intensificación de los vientos, sino otros efectos notables, como la impor-

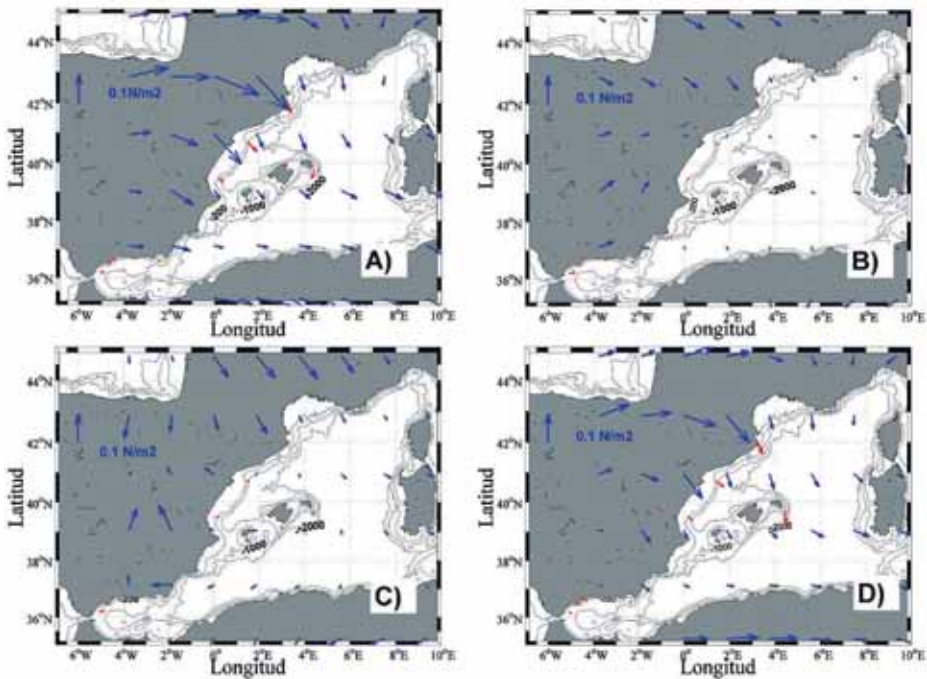


Figura 4.4. . Campo medio de cizalla tangencial del viento expresado en N/m² en A) febrero, B) mayo, C) agosto y D) noviembre. Las flechas azules son los promedios obtenidos del "NCEP", mientras que las flechas rojas son valores medios obtenidos de estaciones meteorológicas de la AEMET en Estepona, Fuengirola, Málaga, Motril, Valencia, Porto Pi y Pollença, y de las boyas de la Red Exterior de PE en el Mar de Alborán, Cabo de Gata, Valencia, Mahón y en la estación meteorológica de L'Estartit.

tancia del relieve interior y de la costa. Éste encauza los vientos a lo largo del Valle del Ródano, en el sur de la costa francesa, con dirección del norte, o a lo largo del Valle del Ebro, con dirección del noroeste en la costa española. Estos episodios de fuertes vientos durante la época invernal contribuyen de forma decisiva a la pérdida de flotabilidad (i.e. aumento de densidad) de las capas superficiales de la columna de agua y a la formación de aguas intermedias y profundas en el Mediterráneo Occidental (de forma particular en el Golfo de León).

A lo largo de la costa catalana y a medida que bajamos hacia la costa levantina, Islas Baleares y Región de Murcia, se aprecia un claro gradiente latitudinal con un descenso importante de las intensidades medias en todas las estaciones del año. Además de este gradiente, se observa una clara estacionalidad tanto en la intensidad como en la dirección del viento. Nuevamente los vientos más fuertes corresponden a los meses de otoño y, sobre todo, invierno. Durante estos meses el viento proviene claramente del noroeste (nótese el buen acuerdo entre los vientos obtenidos a partir del "NCEP" y las observaciones de las Boyas de PE en Valencia, Mahón y Tarragona y la estación meteorológica de L'Estartit). Durante los meses de primavera y verano la intensidad de los vientos promediados mensualmente decrece considerablemente, lo que indica que no hay una dirección predominante, e incluso en algunas zonas hay un dominio de vientos de componente Este. Font [1990] muestra esta variabilidad de los vientos en la costa catalana en los meses estivales, durante los que observa una alternancia entre vientos del Noroeste y del Sudoeste, estos últimos capaces de producir fenómenos de afloramiento. Un fenómeno similar ocurre en la zona de Alborán donde, además de registrarse vientos más suaves durante la época estival, se produce un cambio entre la dominancia de vientos de poniente y vientos de levante. Sin embargo, en este caso hay que señalar diferencias entre los vientos del "NCEP" y las observaciones costeras en la boya de PE en la parte occidental de Alborán o en la estación meteorológica de Málaga (AEMET), donde prevalecen los vientos de componente sur suroeste en la primera y del noroeste en la segunda. De forma más general, podemos decir que bajo régimen de poniente se observan importantes diferencias entre los resultados del "NCEP" y los vientos reales medidos en diferentes estaciones meteorológicas a lo largo de la costa del mar de Alborán, debido a la importancia de la orografía de la misma, de donde se deduce la necesidad de aumentar la resolución espacial del modelado numérico.

La figura 4.5 muestra el transporte de Ekman, obtenido a partir del flujo de momento ejercido por el viento (τ) a lo largo de la costa: $\frac{\tau}{\rho f}$, donde ρ es la densidad del agua de mar y $f=2\Omega\sin(\lambda)$ es el parámetro de Coriolis, con Ω la velocidad de rotación de la Tierra, y λ la latitud de la zona geográfica donde se calcula el transporte. En el caso de los datos del NCEP (figura 4.5) se ha calculado el transporte medio para el periodo 1948-2005 en las zonas de Alborán, Murcia y golfo de León-Ligur, tomándose como ángulo de la costa con la dirección oeste-este 0° , 45° y 0° respectivamente.

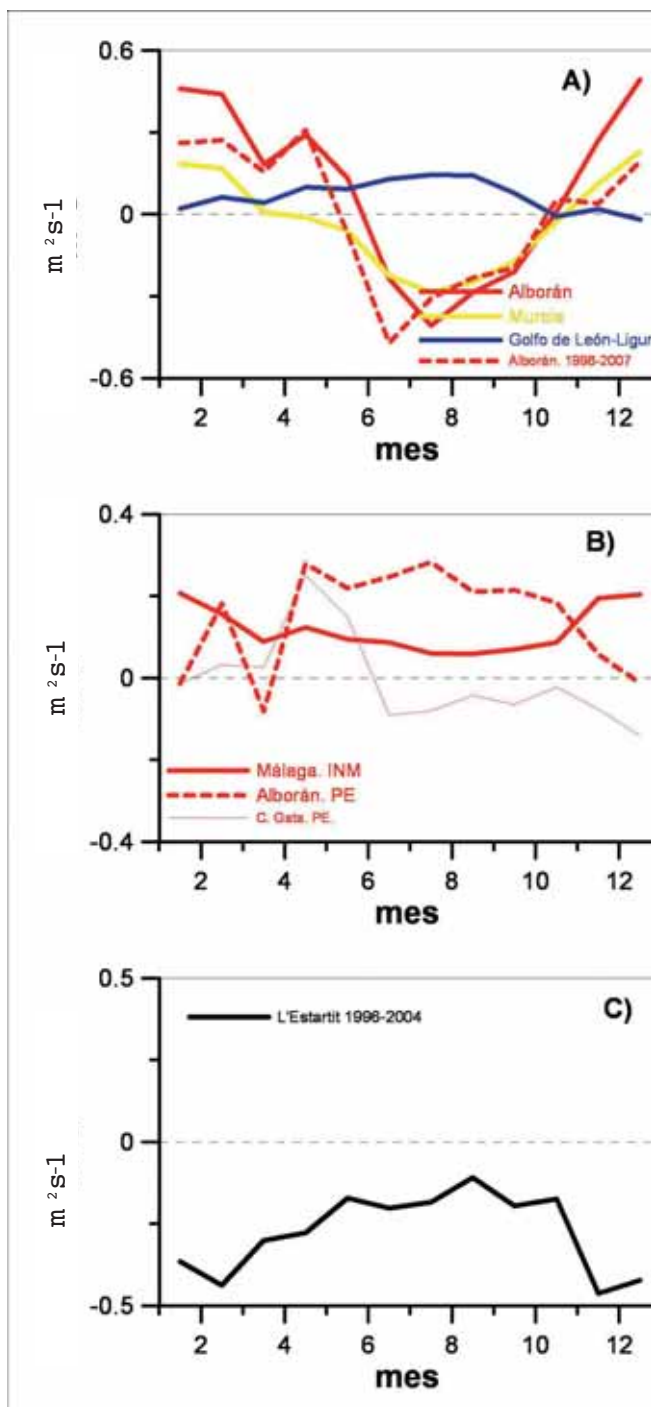


Figura 4.5. Ciclo estacional del transporte de Ekman en m^2/s . Figura 4.5 A) usando datos del "NCEP" para el periodo 1948-2007 en la zona de Alborán (línea continua roja, ángulo de costa 0°), Murcia (línea amarilla, ángulo de costa 45°) y Golfo de León-Ligur (línea azul, ángulo de costa 0°). La línea roja discontinua es el ciclo estacional de transporte de Ekman en Alborán calculado sobre el periodo 1998-2007. Figura 4.5 B), ciclo anual del transporte de Ekman a partir de datos de la AEMET en la estación meteorológica de Málaga (1990-2007), Boya de Alborán (PE, 1997-2005) y Boya de C. Gata (PE, 1998-2007). Figura 4.5 C). Ciclo estacional del transporte de Ekman calculado a partir de los datos de viento de la estación meteorológica de L'Estartit, usando un ángulo de 90° para la orientación de la costa.

Los ciclos anuales medios mostrados en la figura 4.5 evidencian algunas de las características importantes de nuestro litoral mediterráneo. Por una parte, tal y como se ha referido en la literatura y ya explicamos en el capítulo 2, el Mediterráneo es un mar oligotrófico, siendo escasos los lugares donde se producen procesos de afloramiento. Entre estos lugares está el mar de Alborán. La evolución del transporte de Ekman a lo largo del año indica que el afloramiento se intensifica en otoño e invierno, y de forma puntual en el mes de abril. Por otra parte, los gráficos anteriores evidencian la importancia de los efectos locales, posiblemente ligados a la orografía de la costa, existiendo lugares como la Bahía de Málaga donde la predominancia de los vientos de componente noroeste se mantiene a lo largo de todo el año. A pesar de ello, aún en las zonas del mar de Alborán donde en promedio el transporte de Ekman es siempre hacia mar abierto, se aprecia una clara estacionalidad, con un acusado descenso del mismo en los meses estivales.

Junto a la importancia de los efectos locales, que debería tenerse en cuenta en estudios de impacto de Cambio Climático, se pone de manifiesto la variabilidad de estos procesos de afloramiento y convergencias, siendo distinto el ciclo estacional que se obtiene a partir de promediar series largas que el derivado de periodos más cortos y recientes. Así por ejemplo, el ciclo anual obtenido a partir del “NCEP” para el periodo 1948-2007 (figura 4.5 A, línea roja continua) es distinto del que se obtiene en la Boya de Cabo de Gata, cuyos datos abarcan el periodo 1998-2007. Para comprobar si las diferencias pueden atribuirse al distinto periodo temporal analizado, se obtuvo el ciclo medio estacional usando los datos del “NCEP” para el periodo de tiempo correspondiente a la boya de Cabo de Gata, 1998-2007 (figura 4.5 A, línea roja discontinua). En este caso se obtiene un descenso del transporte de Ekman hacia mar abierto en los meses otoñales e invernales, siendo los valores correspondientes a la primavera y verano parecidos a los que se calcularon para el periodo más largo. Sigue existiendo una diferencia sustancial con el ciclo climatológico correspondiente a Cabo de Gata, especialmente desde junio hasta diciembre, cuando se produce un transporte de Ekman hacia costa en esta zona de Alborán. Hay que señalar que este tipo de variabilidad tanto temporal como espacial, con cambios en la intensidad e incluso en el sentido del transporte de Ekman según el periodo analizado o la localidad considerada, podría ser de gran importancia en la aparición de ciertas especies de medusas en las zonas costeras del Mediterráneo Occidental como la *Pelagia noctiluca* [Goy *et al.*, 1989]. También queremos reseñar que la extensión de las series temporales con la inclusión de los años 2006 y 2007 modifica ligeramente los ciclos estacionales calculados sobre periodos cortos (1998-2007), no así aquellos que se obtuvieron para la totalidad de la serie temporal, evidenciando nuevamente la importancia de la variabilidad interanual y la necesidad de la obtención de series de observaciones largas.

La otra zona donde pueden producirse procesos de afloramiento es la zona del Mar Liger y Golfo de León, aunque en este caso estarían asociados a los meses de verano (Figura 4.5 A). En la costa catalana predominan los vientos de componente norte que en promedio generan transporte de Ek-

man hacia costa durante todo el año. Nuevamente hay que resaltar la importancia de la circulación inducida por el viento. Si bien Font [1990] muestra que la corriente septentrional es la principal característica de la circulación en el mar Catalán, no estando sujeta a la influencia del viento y su variabilidad, éste sí podría desempeñar un papel importante en el arrastre de aguas superficiales hacia el interior de la plataforma, con el consiguiente transporte de especies planctónicas [Sabatés y Masó, 1990].

Finalmente hay que señalar que los transportes de Ekman calculados en esta sección usan la componente del viento paralela a costa, pues asumimos un estado estacionario. Durante el periodo transitorio, o para aguas costeras muy someras, vientos normales a costa podrían inducir procesos de afloramiento o convergencia. Sería necesario un mejor conocimiento de estos efectos a un nivel local, es decir, con alta resolución espacial, para entender la forma en que el forzamiento atmosférico, y posibles cambios del mismo afectarían al intercambio de calor, sal y materia orgánica e inorgánica entre el océano profundo y las capas superficiales, así como entre la plataforma continental y mar abierto.

4.2 Campos medios de temperatura del aire y temperatura superficial del mar

La temperatura del aire es otra de las variables atmosféricas fundamentales para entender muchos de los procesos que se desarrollan en los mares. Influye en los flujos de calor entre la atmósfera y el océano, tanto en el flujo de calor sensible, que es proporcional a la diferencia de temperatura entre la superficie del mar y el aire, así como en el de calor latente, ya que la saturación del aire depende de la temperatura del mismo [véase por ejemplo Gill, 1982].

La temperatura del aire es un factor a tener en cuenta para conocer los cambios en el calor almacenado (si es ese el caso) por la capa superior de la columna de agua, y por tanto la variación del nivel estérico del mar. También será de gran relevancia para el grado de estratificación estival de la columna de agua, o en los procesos de formación de aguas intermedias y profundas, que a su vez regulan en parte los aportes de nutrientes a la capa fótica.

La figura 4.6 muestra la temperatura del aire para las cuatro estaciones del año. En todas las regiones consideradas en este informe, (Alborán, Murcia, Baleares y Golfo de León-Ligur), el máximo se alcanza en el mes de agosto. Como característica más sobresaliente cabe destacar la distribución zonal de temperatura en los meses de primavera y verano y el máximo relativo de temperatura en la zona de las Islas Baleares durante los meses de otoño e invierno.

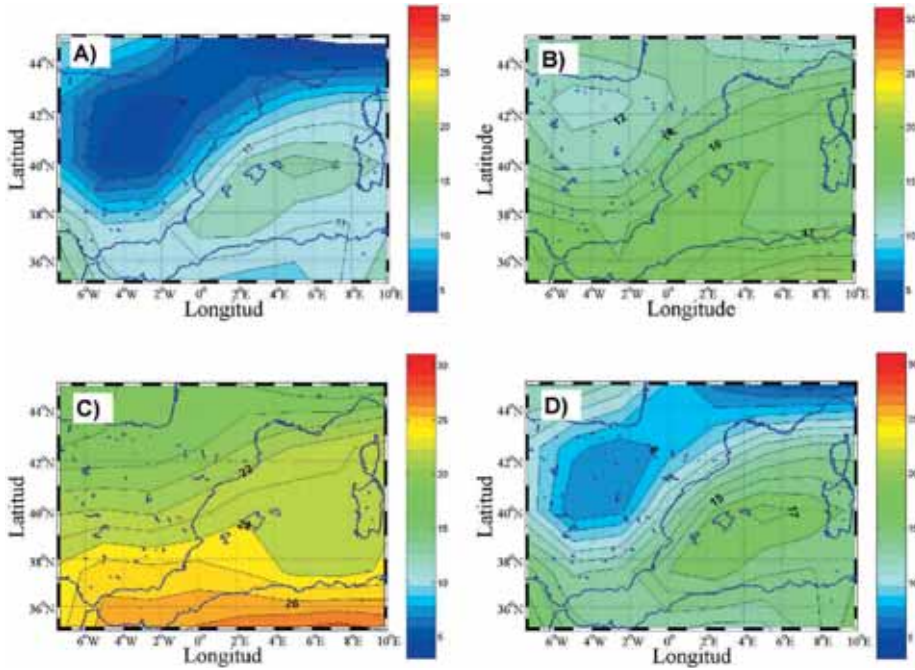


Figura 4.6. Temperatura superficial del aire en los meses de A) febrero, B) mayo, C) agosto y D) noviembre. Datos del "NCEP" (1948-2007).

No obstante, esta característica que se aprecia en la figura 4.6 A) y D), y que muestra temperaturas más altas en el archipiélago Balear que en el mar de Alborán, podría ser el resultado de la baja resolución de los datos del NCEP. Medidas in situ muestran que la situación en estos meses podría ser la opuesta (figuras 4.12 y 4.13), siendo superiores las temperaturas del aire en las estaciones meteorológicas de la costa del mar de Alborán.

Otra de las variables que influyen en el intercambio de calor entre el océano y la atmósfera es, obviamente, la temperatura del agua. No sólo influye en este intercambio, sino que, a su vez, es en parte el resultado del mismo. El otro elemento a considerar, y que determina la distribución de temperatura superficial del mar, es el transporte de masa y calor desde unas zonas a otras de los mares. Finalmente, la temperatura superficial del mar, aunque no determina exactamente el calor almacenado por la capa superior, (hasta unas decenas o incluso centenas de metros), puede ser un buen indicador de esta variable.

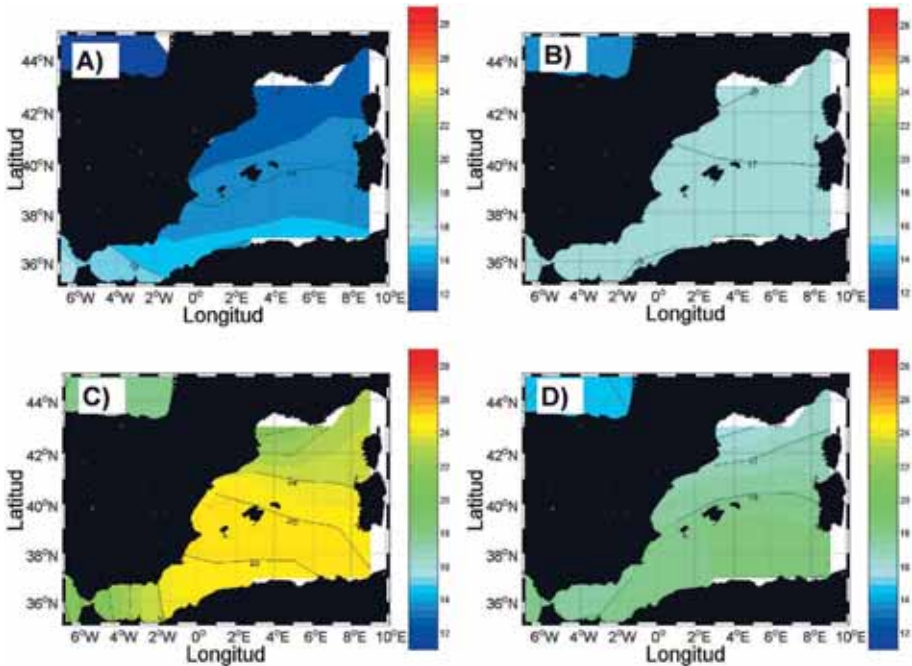


Figura 4.7. Distribución superficial de temperatura del mar en los meses de A) febrero, B) mayo, C) agosto y D) noviembre. Datos de COADS/NCDC.

La figura 4.7 muestra la distribución de temperatura superficial del mar en el Mediterráneo Occidental en las cuatro estaciones del año. Esta figura no permite apreciar determinadas características cuasi permanentes del Mediterráneo Occidental, como la señal térmica de los giros anticiclónicos del mar de Alborán, o el frente balear. Esto es debido a la escasa resolución espacial de la base de datos empleada (COADS $2^{\circ}\times 2^{\circ}$). Solamente podemos apreciar el gradiente latitudinal de temperatura con el aumento de las mismas desde el Norte hacia el Sur en todos los meses del año, con la única excepción de los meses de verano en los que existe una franja en torno a las Islas Baleares donde las temperaturas superficiales son máximas.

4.3 Flujos de calor

Las figuras 4.8 a 4.10 muestran los valores medios para los meses de febrero, mayo, agosto y noviembre de tres de las componentes del flujo de calor entre el océano y la atmósfera: Radiación neta de onda larga, calor latente y calor sensible. La radiación neta de onda corta (la única componente que siempre es positiva, en el sentido de que el flujo de calor es desde la atmósfera hacia el mar) no la incluimos por no presentar variaciones espaciales apreciables en el Mediterráneo Occidental; esa componente muestra simplemente un ciclo estacional con valores mensuales (media diaria) que oscilan entre un mínimo de unos 100 Wm^{-2} en diciembre y enero y un máximo próximo a los 300 Wm^{-2} en los meses de julio y agosto (ver figura 4.11). Para las demás componentes, los valores son negativos (indicando flujo de calor desde el mar hacia la atmósfera).

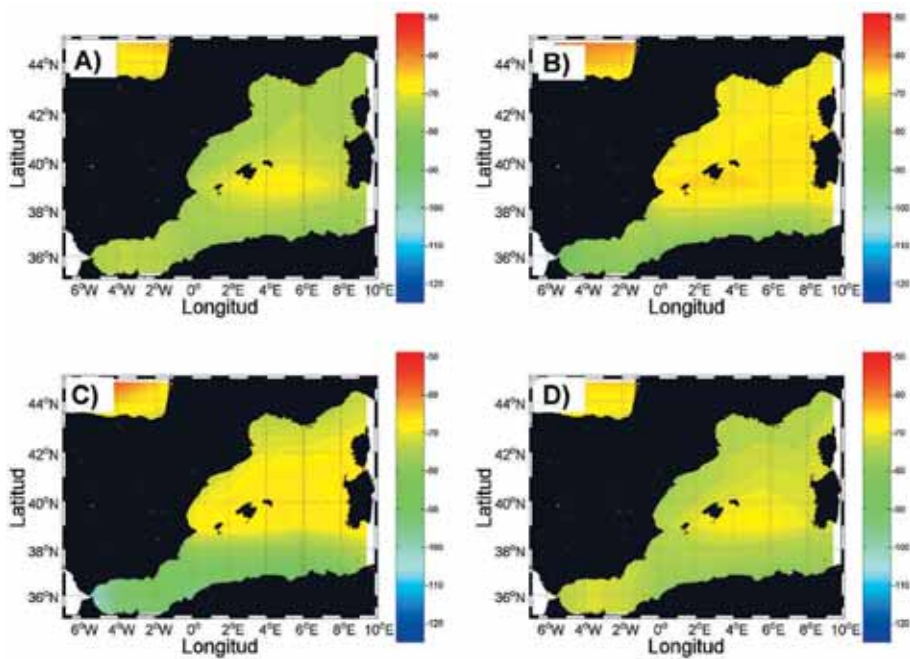


Figura 4.8. Radiación neta de onda larga. Los valores negativos indican pérdida de calor de mar, es decir, flujo desde el mar hacia la atmósfera.

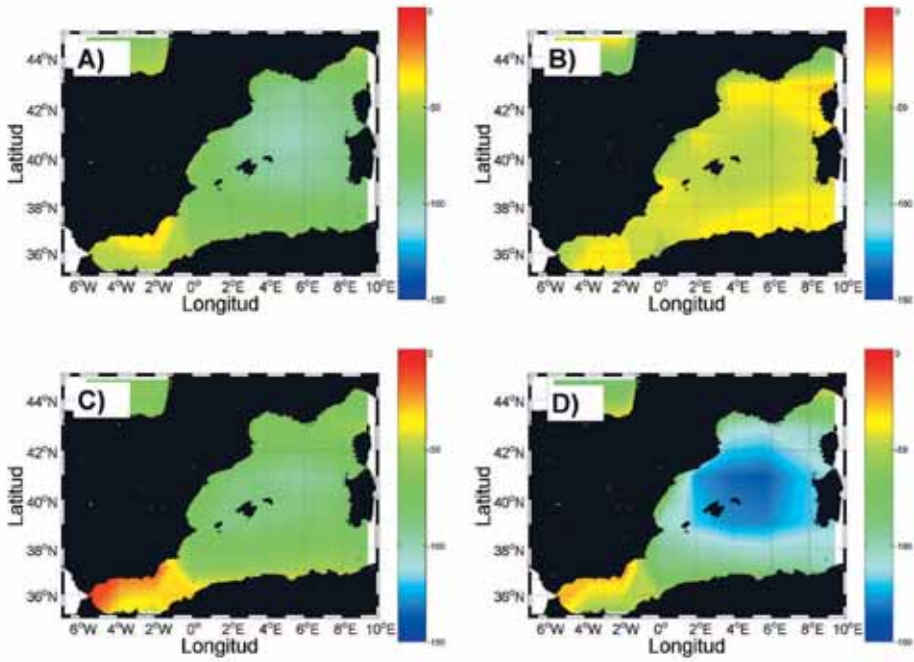


Figura 4.9. Flujo de calor latente.

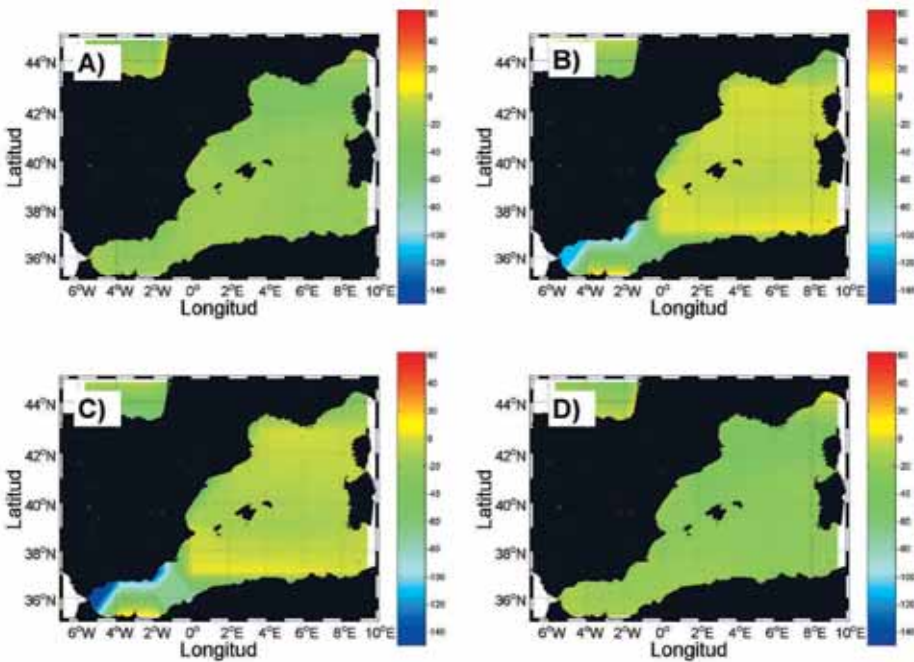


Figura 4.10. Flujo de calor sensible.

Cabe destacar que las pérdidas de calor por radiación de onda larga toman los valores más bajos, (en valor absoluto), en la franja comprendida entre las Baleares y Cerdeña, siendo también esta zona, junto con el Golfo de León y Mar Ligur, donde las pérdidas de calor latente son máximas en los meses de otoño e invierno, lo que está ocasionado por los intensos vientos fríos y secos de componente norte que predomina durante dichos meses (véase figura 4.4).

Un hecho significativo es que el calor sensible es casi siempre negativo, es decir, de acuerdo con los datos obtenidos del “NCEP”, siempre hay una transferencia de calor desde el océano hacia la atmósfera, con la única excepción de la zona que rodea a la Región de Murcia. Este resultado no es realista, sobre todo durante los meses de verano cuando la temperatura del agua en Alborán es claramente inferior a la del aire (véase figura 4.12). Esta discrepancia es muy posiblemente ocasionada por la baja resolución de los modelos empleados por el “NCEP”. Conjuntos de datos de mayor resolución como los de HIPOCAS, muestran transferencia de calor sensible de la atmósfera hacia el mar en buena parte del mar de Alborán [Ruiz *et al.*, 2008].

La figura 4.11 muestra el ciclo estacional de las distintas componentes del flujo de calor (promediado para el periodo 1948-2007) en las cuatro regiones que configuran el Mediterráneo español. Tanto en Murcia como en Baleares y Mar Ligur, se observa que la menor pérdida de calor latente y calor sensible se produce en los meses de verano, más concretamente en torno a julio y agosto, coincidiendo con la máxima absorción de radiación de onda corta. Sin embargo, en el mar de Alborán, se aprecia un comportamiento totalmente distinto. Otra diferencia apreciable es que el calor sensible es prácticamente cero en los meses de verano en las Islas Baleares, indicando que la temperatura del aire y del mar son prácticamente iguales, lo que podría venir dado por el máximo relativo de temperatura en torno al archipiélago balear, si se comparan estas aguas con las de más al Norte o al Sur. En Murcia y la zona del Mar Ligur se produce una transferencia de calor de la atmósfera al mar, indicando temperaturas del aire más elevadas que las del mar.

Finalmente, decir que el ciclo estacional de la radiación de onda larga es prácticamente inexistente en todas las regiones.

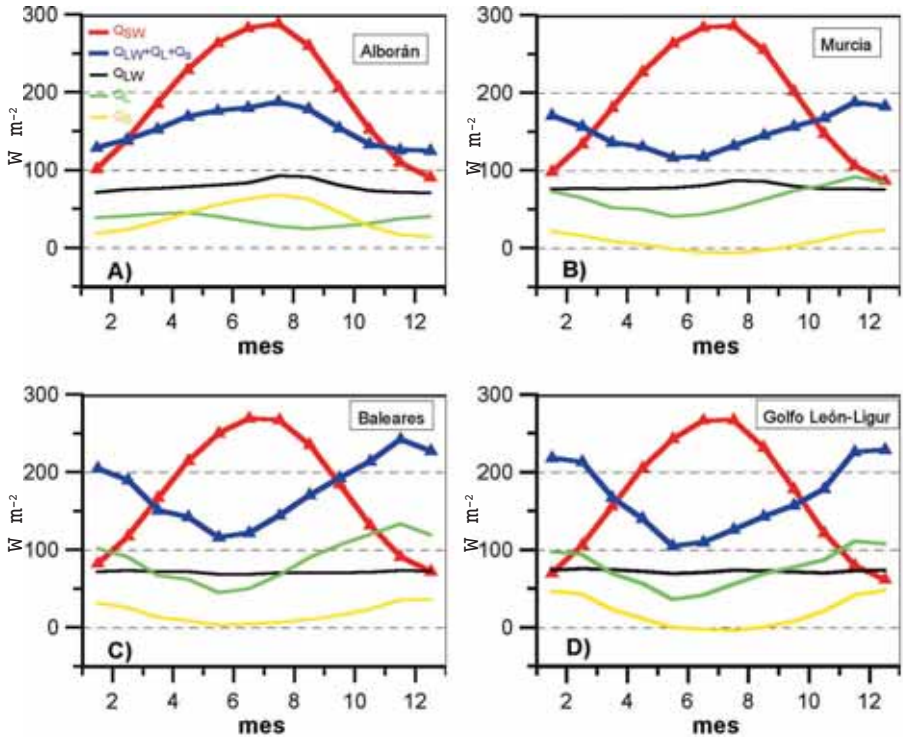


Figura 4.11. Diferentes componentes del intercambio de calor océano-atmósfera. La curva roja representa la radiación neta de onda corta, y la línea azul es la suma del calor cedido por el mar en forma de radiación de onda larga, calor latente y calor sensible. Es importante señalar que en este caso, y para mayor claridad del gráfico, los valores de calor cedido también se representan como cantidades positivas, de tal forma que cuando las curvas roja y azul se cortan hay un equilibrio entre el calor absorbido y el cedido por el mar, habiendo absorción o ganancia neta de calor cuando la curva roja está por encima de la curva azul. En negro, verde y amarillo se incluye el calor cedido por radiación de onda larga, calor latente y calor sensible respectivamente.

Aunque no disponemos de medidas in situ de flujos de calor para contrastar los datos del “NCEP”, sí tenemos medidas de temperatura del aire y temperatura superficial del mar en ciertos puntos a lo largo de la costa mediterránea que nos permiten, al menos, estimar el signo del calor sensible. La figura 4.12 muestra el ciclo estacional medio de la temperatura del aire y superficial del mar en L’Estartit, Fuengirola, en la parte occidental del Mar de Alborán y frente a Cabo de Gata.

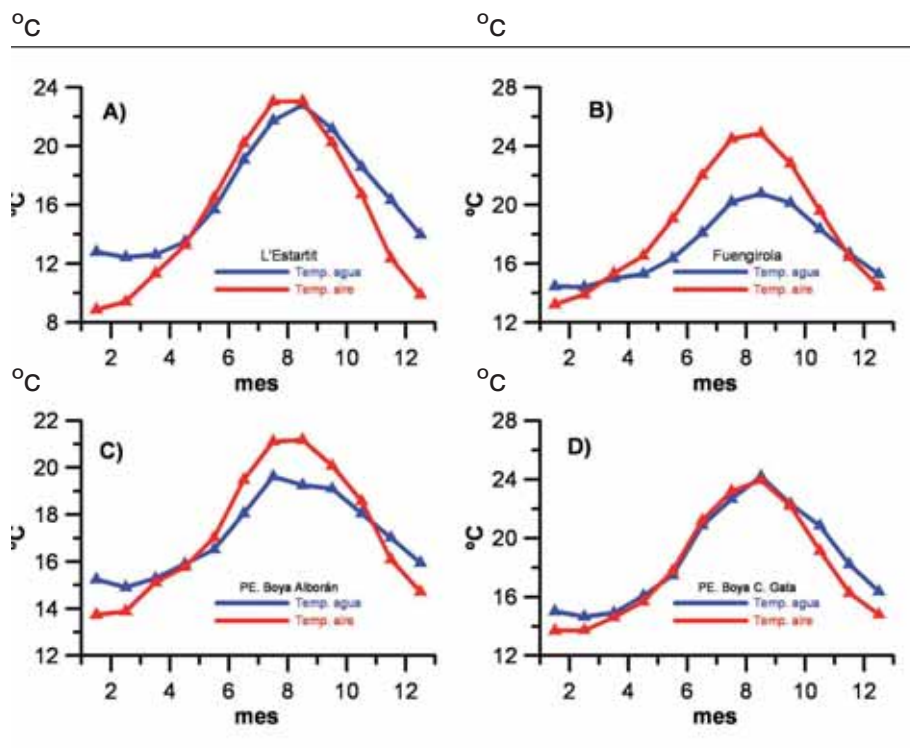


Figura 4.12. Temperatura superficial del mar (azul) y del aire (rojo), a partir de los datos de la estación oceanográfica y meteorológica de L'Estartit (A, ICM), laboratorio costero de Fuengirola (Málaga, IEO, B), y boyas de Alborán y C. de Gata de la Red Exterior de PE (C y D).

Coincidiendo con los resultados de la figura 4.11, en la parte más septentrional del litoral mediterráneo, el mar absorbe calor sensible de la atmósfera durante los meses de mayo a agosto. Sin embargo, hay una clara discrepancia en la zona de Alborán. En las tres zonas donde disponemos de datos, desde la parte más occidental, donde se encuentra una de las boyas de PE, en la zona central, en Fuengirola (IEO), y en la parte oriental, frente a Cabo de Gata (PE), se observa que durante los meses de verano la temperatura del mar es claramente más fría que la del aire, y debe existir una transferencia de calor sensible desde la atmósfera al mar. También se aprecia un gradiente Oeste-Este, con temperaturas relativamente bajas en la parte Occidental (figura 4.12 C, máximo en torno a los 19°C), algo más elevadas en Fuengirola (fig. 4.12 B, máximo superior a 20°C), y las más cálidas en la parte oriental (4.12 D, máximo cercano a 24°C). Hay que destacar que las tres estaciones meteorológicas a las que corresponden estos datos se sitúan en el sector noroccidental de Alborán, afectado por frecuentes procesos de afloramiento, así como por un afloramiento cuasi permanente asociado a la zona frontal del mar de Alborán y la corriente atlántica. Como indicamos anteriormente, la resolución de la base de datos de COADS y NCEP no es suficiente para captar estas estructuras oceanográficas de gran importancia, no sólo para calcular el intercambio de calor con la atmósfera, sino para conocer otro tipo

de intercambio de materia orgánica e inorgánica entre el océano profundo y las capas superficiales. Estas discrepancias vuelven a poner en evidencia la necesidad de una monitorización de alta resolución espacial en las zonas de plataforma en el marco de los estudios de impacto de Cambio Climático y protección medio ambiental. Igualmente muestran la utilidad del modelo de alta resolución como el empleado en el proyecto HIPOCAS, donde sí se capta el correcto comportamiento del calor sensible en el mar de Alborán [Ruiz *et al.*, 2008].

Un hecho en el que sí existe una concordancia entre unas y otras bases de datos es en la distribución zonal de temperaturas. En realidad, en Alborán el gradiente sería oeste-este, para luego tomar una orientación sur-norte al doblar Cabo de Gata.

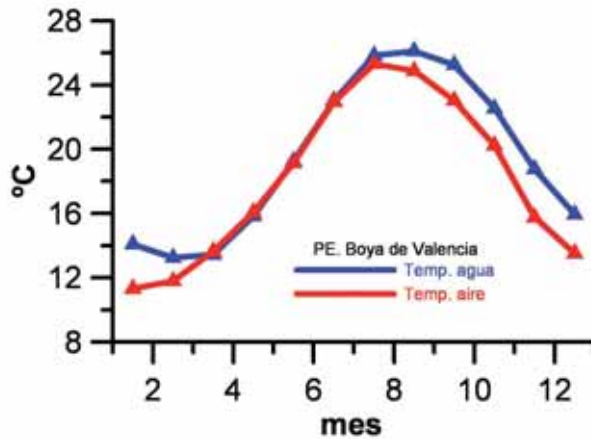


Figura 4.13. Ciclo estacional de temperatura del aire y superficial del Mar en la Boya de PE de Valencia.

La figura 4.13 muestra el ciclo estacional de temperatura del mar y del aire en la boya de Valencia, de la Red Exterior de PE. Coincidiendo con la figura 4.7, donde se muestra la distribución de temperatura superficial para el Mediterráneo Occidental, se aprecia una franja en torno a la latitud de Valencia e islas Baleares, en la que se alcanzan en verano las máximas temperaturas, superando la temperatura media de agosto los 26°C, siendo estos valores siempre superiores a los de la temperatura del aire. Este resultado es también consistente con los mostrados en la figura 4.10, donde nunca llega a producirse transferencia de calor sensible desde la atmósfera al mar en la zona de Baleares. Sin embargo muestran una nueva discrepancia entre los resultados del “NCEP” y las observaciones directas, pues las temperaturas invernales del aire son inferiores en la zona de Valencia e Islas Baleares que en la zona del mar de Alborán, contrariamente a lo observado en la figura 4.6.

4.4 Ciclo estacional del nivel del mar

El nivel del mar varía por diversas causas y en distintas escalas temporales. La más conocida de ellas es la marea astronómica. Éste es un fenómeno determinista y por tanto predecible. Las series de nivel del mar empleadas en este informe, al estar promediadas mensualmente, filtran la mayor parte de la varianza asociada a esta causa, por lo que nos centramos en las otras fuentes de variabilidad.

El nivel del mar, a escalas temporales mensuales y de más baja frecuencia, puede considerarse el resultado conjunto de diversas causas: Los agentes meteorológicos (presión atmosférica y viento), el efecto estérico (producido por la expansión o contracción del volumen de agua debido a cambios en la temperatura y en la salinidad), variaciones de la masa total de agua líquida (ligado a variaciones en el ciclo hidrológico o deshielo) y el efecto de la circulación oceánica, todo ello contaminado por el “ruido”, inherente a toda serie temporal. Dicho ruido está asociado a los errores de medida o a causas que no somos capaces de determinar. Una característica fundamental de lo que se considera ruido en cualquier serie temporal es la ausencia de coherencia espacial y temporal.

Nivel observado = forzamiento meteorológico + nivel estérico + circulación + cambios de masa + ruido

De los efectos consignados, el forzamiento meteorológico y la circulación tienen promedio nulo a escala global; es decir, no pueden dar lugar a cambios en el nivel medio global, aunque sí cambiar significativamente en el tiempo en una región concreta. Por el contrario, la contribución estérica y los cambios de masa son los dos componentes fundamentales de las variaciones globales de nivel del mar.

El efecto de la presión es lo que comúnmente se conoce como efecto de barómetro invertido. La superficie del mar reacciona de tal forma que las variaciones de nivel, y el consiguiente gradiente de presión generado en la superficie del mar por este desnivel, compensan los gradientes de presión atmosférica. Generalmente se asume que un incremento/disminución de presión atmosférica de 1 mbar produce un descenso/aumento del nivel del mar de 1cm. Sin embargo, la situación en un mar semicerrado como el Mediterráneo, con una única apertura al océano es más complicada. Si consideramos la cuenca occidental, conectada al Atlántico a través de Gibraltar y a la cuenca mediterránea oriental a través del Canal de Sicilia, la respuesta es aún más compleja tal y como mostraron Crepon [1965] y Candela *et al.* [1989].

De una forma muy simple, un aumento de la presión atmosférica en el Mediterráneo Occidental produce un flujo barotrópico de salida a través de Gibraltar. Por su naturaleza barotrópica,

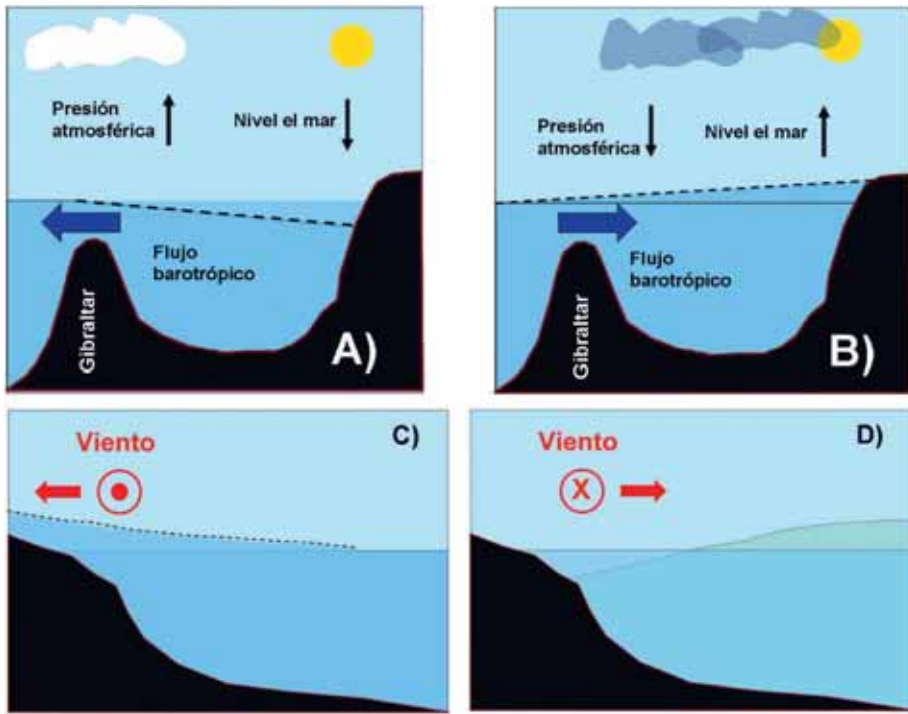


Figura 4.14. Efecto de la presión atmosférica y el viento sobre el nivel del mar en el Mediterráneo. Las figuras 4.14 A) y B) muestran la existencia de un flujo barotrópico saliente o entrante a través de Gibraltar para un ascenso y descenso de la presión atmosférica en el Mediterráneo Occidental respectivamente. La figura C) muestra el apilamiento de agua contra la costa para vientos paralelos a costa que dejan la misma a su derecha según el sentido de avance (en el hemisferio norte). El círculo rojo simula la punta de una flecha o vector de viento. Éste, por tanto, soplaría hacia fuera del papel. La figura D) sería el efecto opuesto cuando el viento deja la costa a su izquierda según el sentido de avance en el hemisferio norte.

este flujo afecta igualmente a toda la columna de agua, lo que no quiere decir que se produzca una salida de agua a todas las profundidades. Este flujo se sumará al flujo baroclino con entrada de agua en la capa superficial atlántica, y salida en la capa profunda de carácter mediterránea (figura 4.14 A). Por el contrario, un descenso de la presión tendrá el efecto opuesto con el ascenso del nivel del mar y un flujo barotrópico, ahora de entrada (figura 4.14 B).

Aunque en menor medida, pues el mayor porcentaje de la variabilidad meteorológica está asociado a la presión [García-Lafuente *et al.*, 2004], el viento también puede producir cambios en el nivel del mar, principalmente a través de su componente paralela a la costa, generadora de procesos de afloramientos y hundimientos de aguas. Vientos persistentes paralelos a costa pueden acumular agua contra la misma, elevando el nivel del mar cuando la costa queda, en el hemisferio norte, a la derecha según el sentido de avance del viento. Es la misma situación

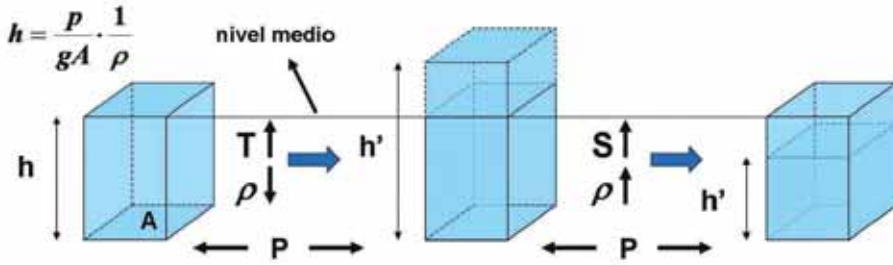


Figura 4.15. Esquema del efecto de la temperatura (T) y salinidad (S) sobre la densidad y, a través de ella, sobre el nivel estérico del mar.

que da lugar a hundimientos de aguas superficiales. Un viento persistente de sentido opuesto provocaría el descenso del nivel del mar; es el caso de los afloramientos costeros. Para regímenes transitorios, sin embargo, pueden darse también aumentos o disminuciones significativas de nivel del mar para vientos que soplan contra la costa o desde costa hacia mar abierto, respectivamente.

El siguiente proceso que puede producir alteraciones de baja frecuencia del nivel del mar es el llamado efecto del nivel estérico, el cual se asocia a los cambios de densidad del agua del mar. Considerando una cierta superficie isobárica o nivel de presión, al que llamamos “P” en la figura 4.15, podemos cuestionarnos cuál es la altura de la columna de agua, o lo que es lo mismo, qué volumen de agua provoca tal presión.

A partir de la ecuación hidrostática podemos saber cuál es la altura de la columna de agua sobre una cierta superficie isobárica en función de su densidad. Los cambios de temperatura y/o salinidad producen cambios en la densidad del agua, y por tanto en la altura de la columna de agua requerida para que ejerza la misma presión “P”. Como se esquematiza en la figura 4.15, un aumento de temperatura produce un descenso de la densidad y un aumento de la altura de la columna de agua. Un aumento de la salinidad tendría el efecto opuesto, con un aumento de la densidad, de tal forma que la misma presión “P” estaría originada por una columna de agua de menor altura. La contribución a las variaciones del nivel del mar de los posibles cambios en la temperatura recibe el nombre de contribución o nivel termostérico, mientras que las variaciones de nivel causadas por la salinidad reciben el nombre de nivel o contribución halostérica, siendo el nivel estérico la contribución de ambas.

Las corrientes oceánicas están parcialmente asociadas a los gradientes de nivel del mar, es decir, a variaciones de la altura dinámica del mismo. Las fuerzas que esos gradientes producen son compensadas por la fuerza de Coriolis. Cambios en la intensidad de las corrientes, (en general, corrientes más intensas llevan asociadas desniveles mayores de la superficie del mar, figura 4.16), o en su posición, producirán alteraciones locales del nivel del mar.

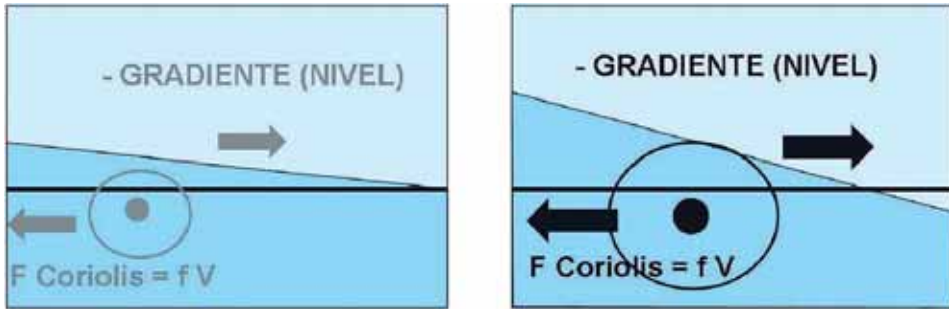


Figura 4.16. Efecto de la intensidad de las corrientes sobre el desnivel de la superficie del mar. En la figura de la derecha se representa de forma esquemática con colores más oscuros y en mayor tamaño una punta de flecha que indicaría una corriente más intensa saliente del plano del papel. La inclinación de la superficie libre asociada a esta corriente mayor es más pronunciada, así como la intensidad de la fuerza de Coriolis, proporcional a la velocidad de la corriente.

Finalmente, si la cantidad de agua líquida existente en una determinada región del océano varía, esto provocará una alteración del nivel del mar. En realidad los cambios de presión y el transporte barotrópico asociado, a través de Gibraltar, también suponen un cambio en la masa total de agua del Mediterráneo. Sin embargo, en este caso nos referimos a cambios en la masa de agua ligados al deshielo de glaciares, capas de hielo continentales en el Ártico o la Antártida, etc. A nivel local, y especialmente en un mar semicerrado como el Mediterráneo, pueden producirse cambios en la masa de agua debidos a cambios en el régimen de evaporación/(precipitación + aporte de ríos), aunque a largo plazo ese aumento quedará compensado con los flujos a través del Estrecho de Gibraltar.

Cada uno de estos factores que acabamos de revisar brevemente puede variar a distintas escalas temporales, induciendo la consiguiente variabilidad en el nivel del mar para cada escala. Algunos de estos factores tienen un claro ciclo estacional ligado al ciclo de la radiación solar. En las secciones 4.2 y 4.3 se mostraron los ciclos anuales de radiación absorbida por el mar y de temperatura superficial, por lo que también es de esperar un ciclo similar en la contribución termostérica. Éste no ha de tener necesariamente la misma fase que el de temperatura superficial, pues la dilatación o contracción de la columna de agua no dependerá sólo del valor superficial de la temperatura, sino del calor acumulado en toda la columna de agua. De hecho, el ciclo estacional de la componente termostérica podría obtenerse integrando en el tiempo el ciclo del flujo de calor. A lo largo de la sección 4.1 hemos mostrado que la presión atmosférica y los vientos exhiben también un patrón estacional, por lo que esta influencia debe también reflejarse en el nivel del mar. Finalmente, otros efectos como cambios en las corrientes predominantes en el Mediterráneo, o cambios en el transporte neto a través del Estrecho de Gibraltar, ligados a procesos de formación de masas de agua, ciclos de evaporación, etc. pueden afectar también al ciclo estacional del nivel del mar.

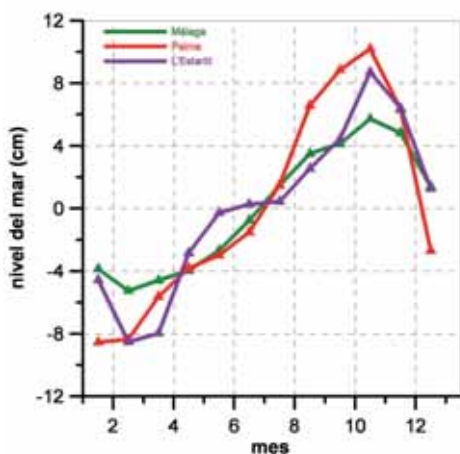


Figura 4.17. Ciclo estacional del nivel del mar observado en las estaciones de Málaga, Palma y L'Estartit.

La figura 4.17 muestra los valores medios del nivel del mar observado (sin ningún tipo de corrección que considere los efectos anteriores) para cada uno de los meses del año en tres estaciones mareográficas del litoral Mediterráneo: Málaga y Palma de Mallorca (IEO), y L'Estartit (ICM), resultando obvio la existencia de un ciclo estacional con máximos entre septiembre y noviembre y con un rango de variación entre el valor máximo y mínimo de alrededor de 18 cm.

Varios grupos de investigación pertenecientes al IMEDEA, PE y UMA, han analizado recientemente las variaciones del nivel del mar asociadas a distintas escalas temporales y bajo el forzamiento de diversos factores, como los meteorológicos, el intercambio de calor con la atmósfera, y distintos patrones de variabilidad atmosférica. La mayor parte de estos estudios se han desarrollado en el marco del proyecto europeo HIPOCAS y el proyecto del Plan Nacional de I+D+i, VANIMEDAT.

García-Lafuente *et al.* [2004] muestran que la mayor parte de la variabilidad del nivel del mar ligada al forzamiento atmosférico es causada por la presión atmosférica. El efecto de barómetro invertido puede estimarse por regresión lineal sobre la presión atmosférica. Sin embargo, un porcentaje mayor de varianza asociada al forzamiento atmosférico puede eliminarse usando un modelo numérico barotrópico forzado por campos realistas de viento y presión. En este caso la respuesta del nivel del mar proviene de las ecuaciones del movimiento con topografía del fondo y forma de la costa realistas, en lugar de asumir un cierto modelo estadístico para la dependencia del nivel del mar con la presión y el viento.

García-Lafuente *et al.* [2004] o Gomis *et al.* [2007] han utilizado datos del Hamburg Shelf Circulation Model (HAMSOM), operado de forma rutinaria por PE para la predicción del nivel del mar [Álvarez Fanjul *et al.*, 1997, 2001], para calcular el nivel del mar generado por el forzamiento atmosférico. La capacidad de previsión del comportamiento del nivel del mar mejora notablemente al utilizar campos de viento y presión con alta resolución espacial. Dichos campos pueden obtenerse a partir de "downscaling" dinámico de los datos de "Reanalysis/NCAR" usando el Regional European Model [REMO, Sotillo *et al.*, 2003, 2005]. Los resultados de este modelo de previsión del nivel del mar, para el ciclo estacional medio pueden verse en la figura 4.18.

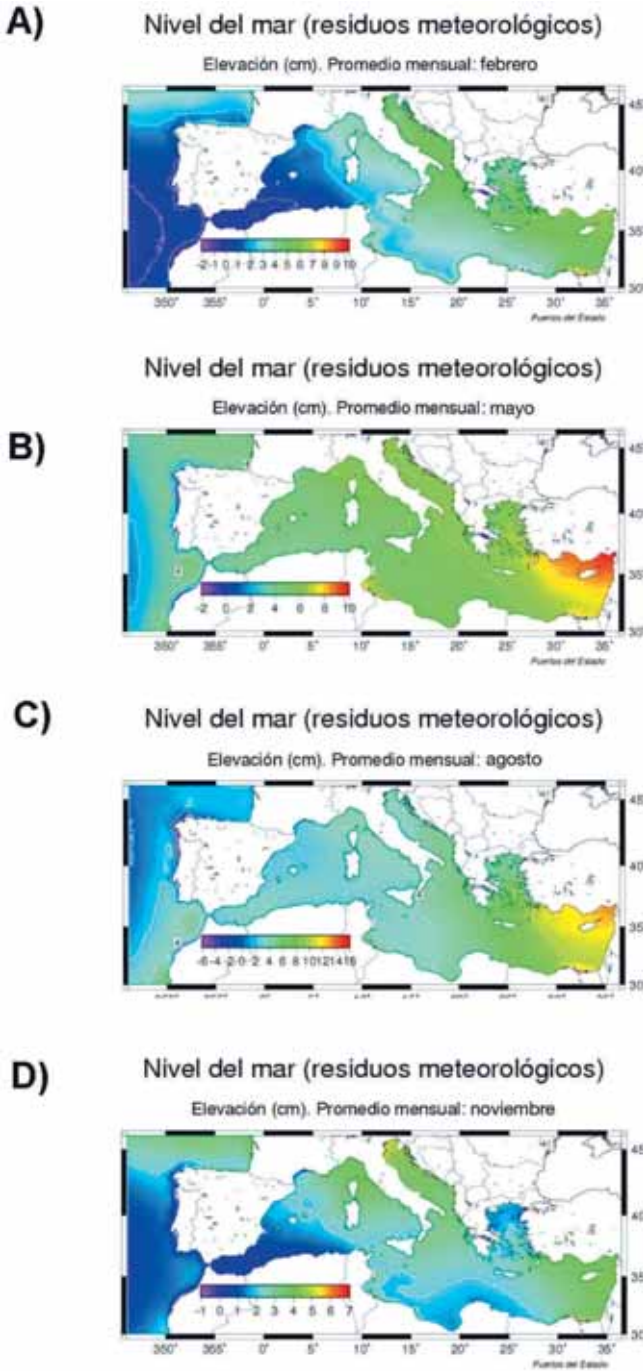


Figura 4.18. Nivel del mar medio para los meses de febrero (A), mayo (B), agosto (C) y noviembre (D), modelados numéricamente mediante el modelo HAMSOM forzado por campos de presión y viento obtenidos mediante "down-calling" dinámico usando el modelo REMO. Estos gráficos han sido cedidos por Puertos del Estado.

Una vez eliminado el ciclo estacional meteorológico, las otras causas que pueden generar una estacionalidad en el nivel del mar son el efecto estérico, los cambios en la circulación o en la cantidad total de la masa del agua. García Lafuente *et al* [2004] muestran que el ciclo de temperatura superficial tiene un máximo en el litoral mediterráneo de la costa española en torno a principios de agosto, mientras que el nivel del mar corregido por el efecto meteorológico alcanza su valor máximo a mediados de septiembre en Alicante, y a mediados de octubre en el caso de Málaga. Como ya se ha comentado, el nivel estérico no depende de la temperatura superficial del mar, que simplemente puede considerarse como una indicación del mismo, sino de la temperatura y salinidad a lo largo de la columna de agua. La figura 4.19 muestra la amplitud y fase del nivel estérico calculada a partir de la climatología MEDAR/MEDATLAS [2002].

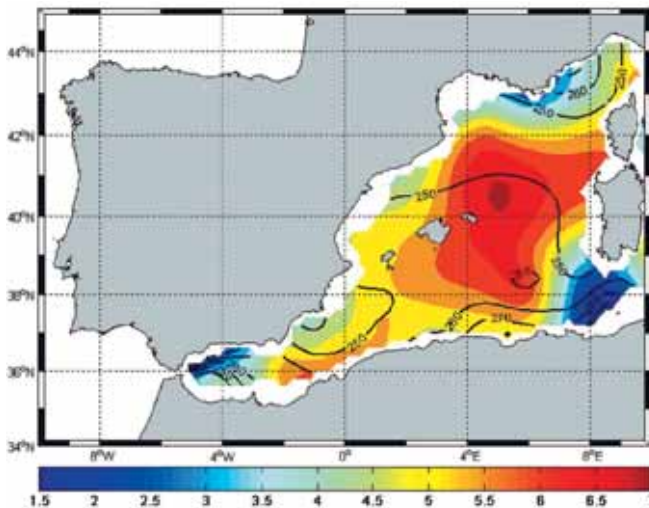


Figura 4.19. Modificada de García-Lafuente *et al.*, [2004]. La escala de colores muestra la amplitud del ciclo anual de nivel estérico en cm, mientras que las líneas continuas muestran la fase en grados del ciclo anual de acuerdo con la expresión $\cos(\omega t - \varphi)$, donde ω es la frecuencia angular del ciclo anual y φ la fase que indica el momento del año en que se alcanza el máximo.

A pesar del uso de climatologías que consideran la estructura de la columna de agua hasta los 500 m de profundidad, siguen existiendo diferencias entre la fase del nivel estérico y del nivel del mar corregido. En el caso de Málaga las fases de estas dos variables son 270° y 288° respectivamente, y en el caso de L'Estartit 240° y 274°, mientras que en el caso de Alicante el máximo del nivel del mar corregido es perfectamente explicado por el nivel estérico.

Estas discrepancias entre la fase del ciclo estacional del nivel del mar, una vez corregida la influencia del forzamiento de la presión y el viento, y la del nivel estérico, se deberían a posibles cambios en la circulación de las principales corrientes de cada zona. En el caso del Mar de Alborán, Vargas-Yáñez *et al.* [2005b] han mostrado la existencia de un ciclo estacional de salinidad en la costa Norte de Alborán, con máximos en primavera y mínimos en octubre, muy posiblemente ligados a desplazamientos de la corriente atlántica.

4.5 Perfiles climatológicos de temperatura y salinidad

La figura 4.20 muestra la posición de las estaciones oceanográficas correspondientes a cuatro programas de monitorización en el Mediterráneo. Tres de ellos, Ecomálaga (zona de la Bahía de Málaga, sector noroccidental del mar de Alborán), Ecomurcia (al Sur de cabo de Palos) y Ecobaleares (al sur de la isla de Mallorca, Fig. 4.20 A, B y C) han sido mantenidos por el IEO hasta 2007 y recientemente integrados en el programa de monitorización del IEO RADMED (ver capítulo 3). El cuarto de ellos (Fig. 4.20 D) corresponde a la estación oceanográfica y meteorológica de L'Estartit, operada por el ICM de Barcelona (CSIC).

Las estaciones de RADMED correspondientes a las zonas de Málaga y Cabo Palos son visitadas trimestralmente desde 1992 y 1996 respectivamente hasta la actualidad. Las estaciones al sur de Palma han sido muestreadas mensualmente desde 1994 hasta 2000 y trimestralmente desde entonces. Para estas estaciones oceanográficas se calculan cuatro valores climatológicos correspondientes a cada una de las estaciones del año. Aunque estas observaciones son de carácter multidisciplinar, (se miden variables físicas, químicas y biológicas a lo largo de toda la columna de

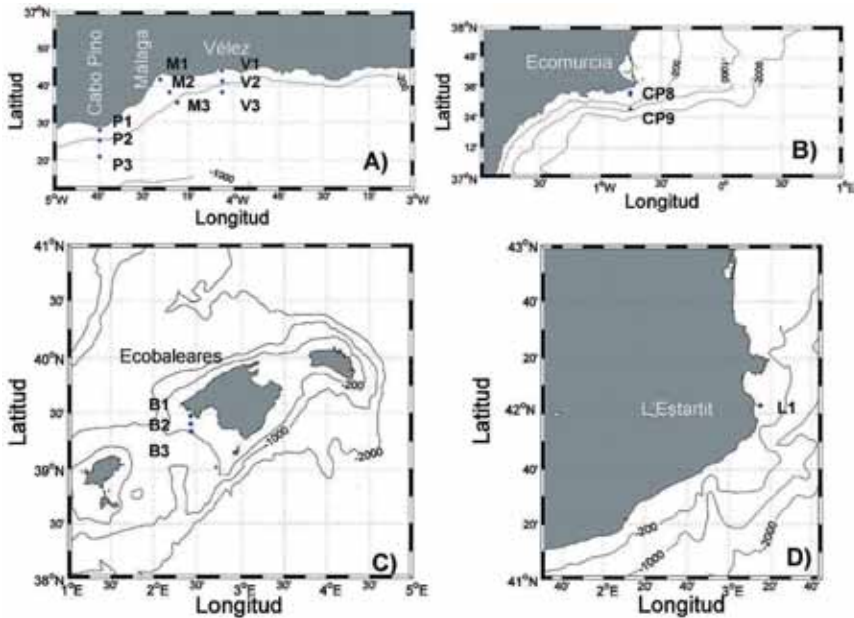
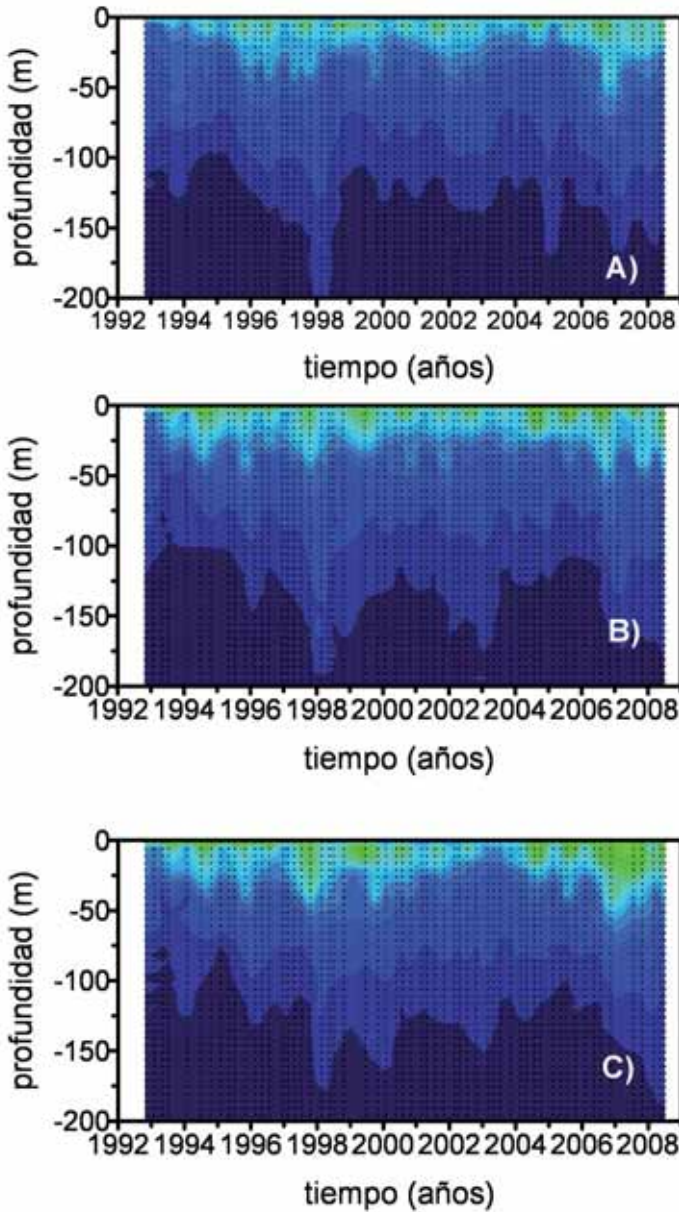
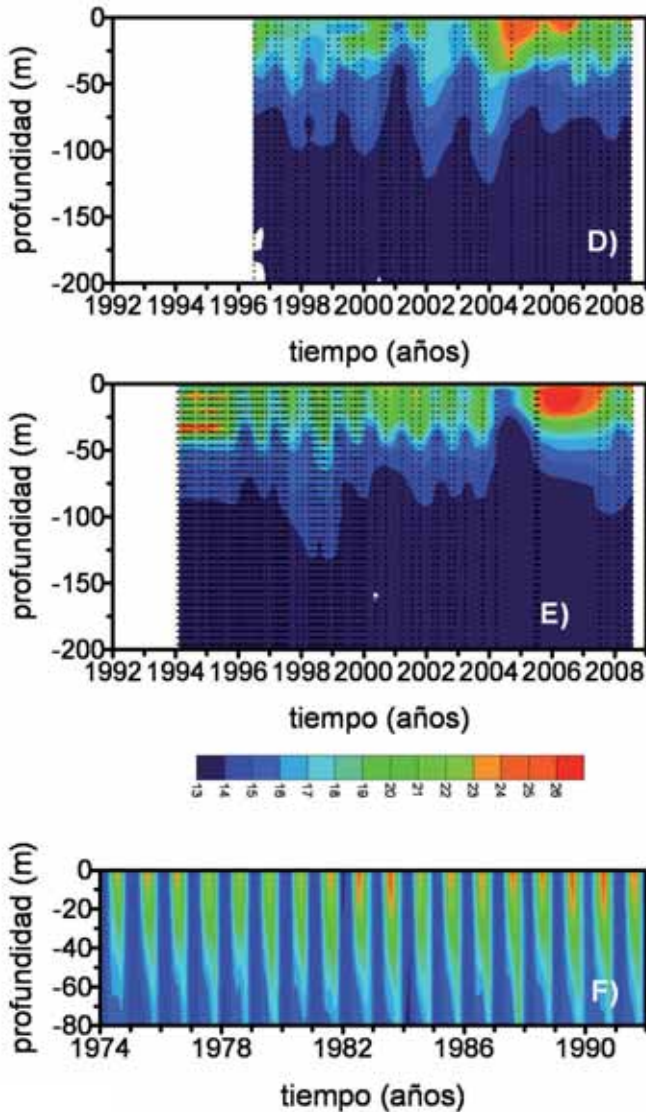


Figura 4.20. Posición de las estaciones de RADMED correspondientes a los antiguos proyectos Ecomálaga (A), Ecomurcia (B), Ecobaleares (C). Fig. 4.20 D) Estación oceanográfica de L'Estartit (ICM).

agua), en este informe analizaremos solamente los valores climatológicos y la variabilidad temporal de la temperatura, salinidad, densidad y variables derivadas. La estación de L'Estartit es visitada semanalmente desde 1974, midiéndose la temperatura del mar en cuatro profundidades discretas, 0, 20, 50 y 80m. Las series obtenidas en esta estación son promediadas mensualmente y se calcula el correspondiente valor climatológico para cada mes del año.



En el caso de la temperatura es evidente que su distribución varía de forma periódica a lo largo del año, estando causada esta periodicidad por el ciclo de la radiación solar. No está claro, por el contrario, cuál es exactamente la fase y la amplitud de este ciclo en cada zona geográfica ni en cada profundidad, ya que esto depende no sólo de la cantidad de radiación recibida, sino de otros procesos tales como el transporte y el intercambio de agua y calor con zonas adyacentes o la difusión del calor hacia el interior de la columna de agua, que a su vez estará influenciada por la transmisión de energía cinética desde la atmósfera hacia el mar por la acción del viento.



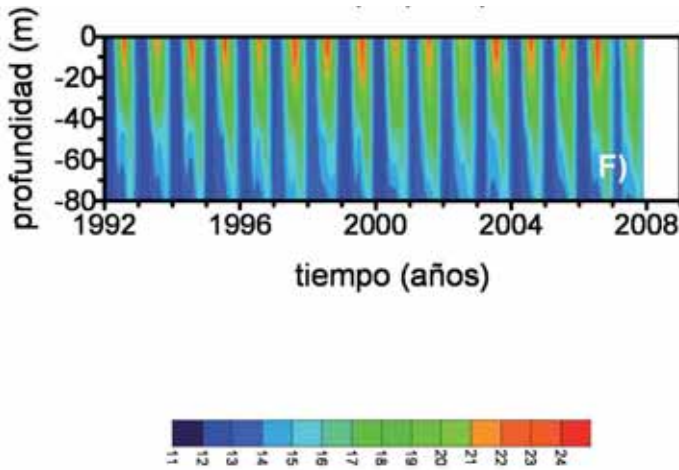
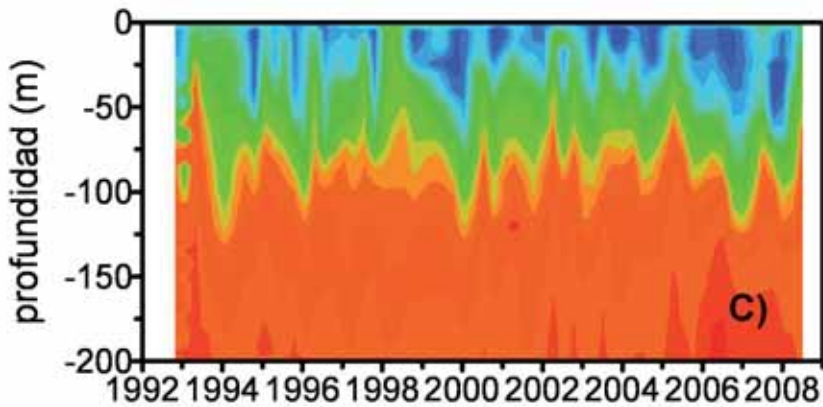
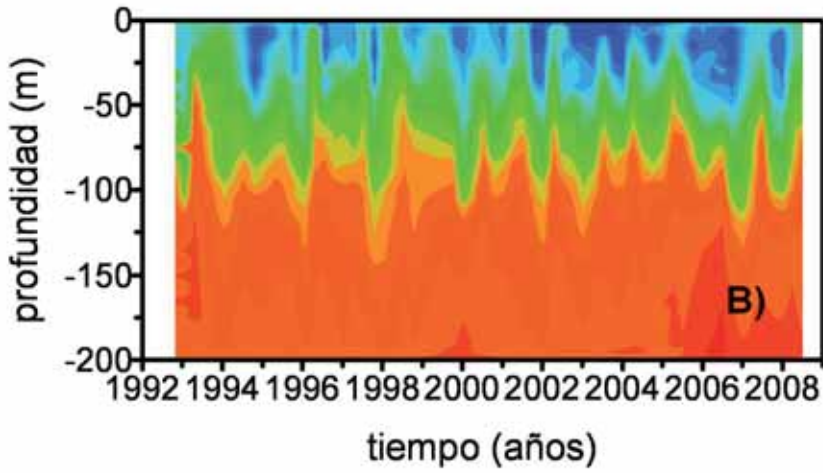
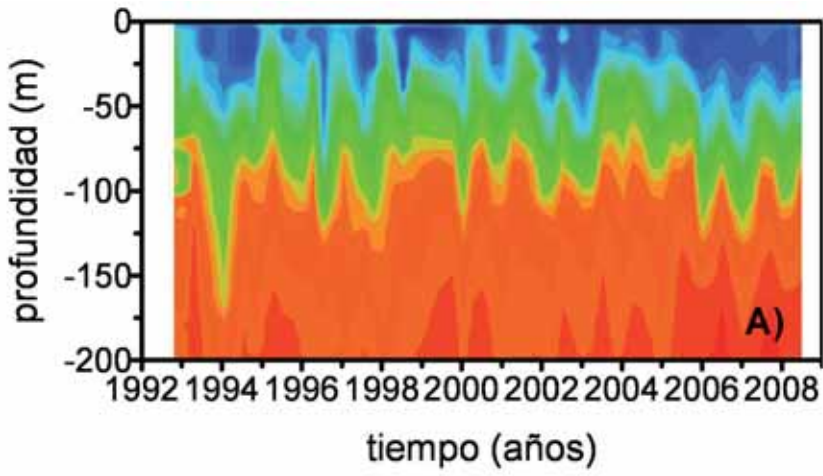


Figura 4.21. Evolución temporal de la temperatura a lo largo de la columna de agua (200 y 80 m superiores) en las estaciones exteriores de Ecomálaga (P3, M3, V3), Ecomurcia (CP9), Ecobaleares (B3), (figuras de la 4.20 A) a la E)) y en la estación de L'Estartit (Figura 4.20 F). La escala de colores usada para todas las figuras A) a E), es la misma, con el azul más intenso correspondiendo a los 13°C y el rojo a los 26°C. En el caso de L'Estartit, el azul corresponde a los 11°C y el rojo a los 24°C. Los puntos sobre los gráficos muestran los instantes de tiempo y las profundidades en que se han muestreado las estaciones.

La figura 4.21 muestra claramente la existencia de un ciclo estacional de temperatura a lo largo de la columna de agua. Además de la lógica variabilidad interanual, que hace que cada invierno o cada verano no sean iguales al anterior, podemos observar algunas características interesantes. Por ejemplo, la profundidad hasta la que penetra el calor absorbido a lo largo del ciclo anual está en torno a los 100 m en Ecomurcia y Ecobaleares (figura 4.21 D y E), mientras que en las estaciones exteriores de Ecomálaga (figuras 4.21 A, B y C) esta profundidad es mayor, alcanzando casi los 150m. Este hecho podría estar ligado a la circulación general del mar de Alborán donde existe un hundimiento de las superficies materiales hacia el sur, debido al ajuste geostrófico de la corriente atlántica y el giro anticiclónico que ésta describe. También se aprecia un gradiente latitudinal con las máximas temperaturas, en torno a los 26°C, en la zona de Baleares, así como las intensas pérdidas de calor en invierno, con temperaturas por debajo de los 12°C en la zona de L'Estartit, donde pueden producirse eventos de formación de aguas intermedias.



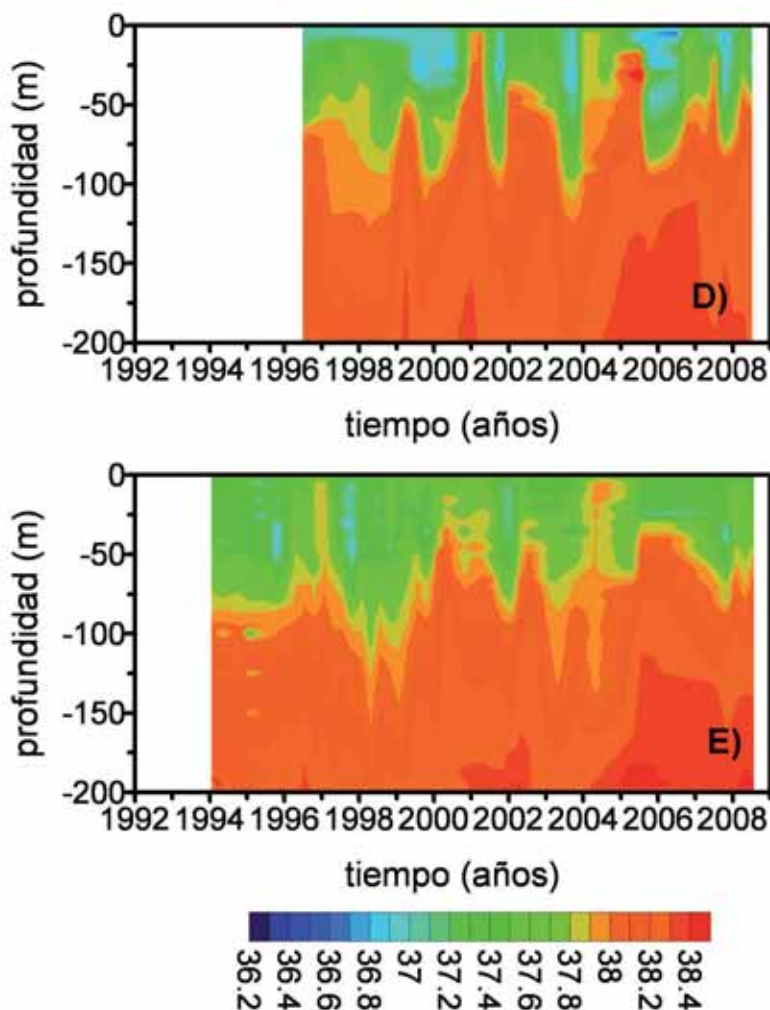


Figura 4. 22. Evolución temporal de la salinidad a lo largo de la columna de agua (200m superiores) en las estaciones exteriores de Ecomálaga (P3, M3, V3, Fig. 4.22 A, B y C), Ecomurcia (CP9, Fig. 4.22 D) y Ecobaleares (B3, Fig. 4.22 E).

En el caso de la salinidad (Fig. 4.22), a pesar de que las precipitaciones y la evaporación tienen ciclos anuales, no resulta evidente a priori que la salinidad tenga un ciclo similar. La figura 4.22 sugiere que el mar de Alborán es un caso atípico. En ella se puede observar un ciclo estacional con valores mínimos de salinidad en otoño y valores máximos en primavera. Por el contrario en el caso de Ecomurcia y Ecobaleares (figuras 4.22 D, E) no puede afirmarse que exista este tipo de comportamiento periódico. Dos hipótesis pueden adelantarse para explicar esta periodicidad en la salinidad de esta zona. Por una parte, el ciclo estacional de la componente oeste-este del viento, es decir, aquella responsable de los procesos de afloramiento, tiene un máximo muy acusado alrededor del

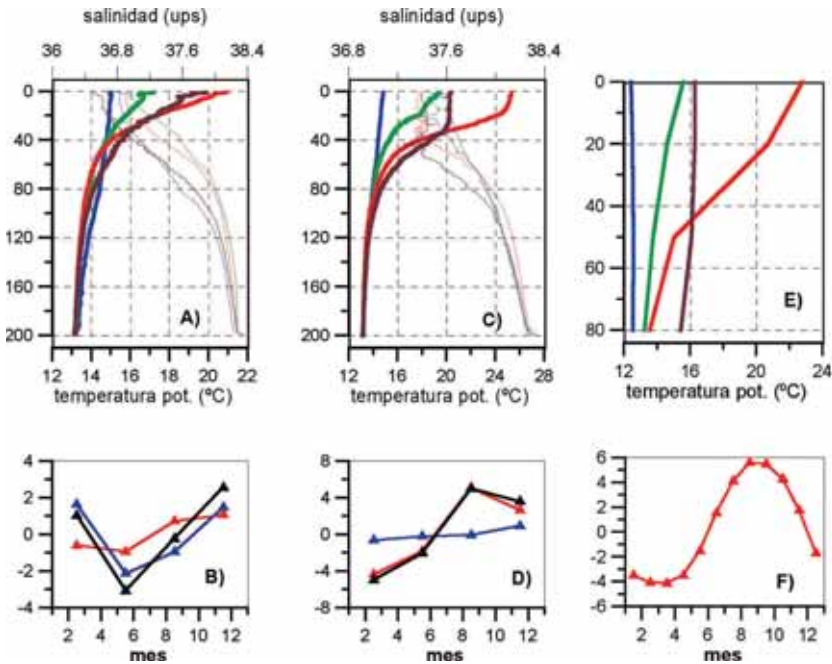


Figura 4.23. A muestra los perfiles medios (promediados para el periodo 1992-2008) de temperatura y salinidad en la zona de Ecomálaga (estación M3) para cada estación del año: azul para los meses de invierno (enero, febrero y marzo), verde para la primavera (abril, mayo y junio), rojo para el verano (julio, agosto y septiembre) y marrón para el otoño (octubre, noviembre y diciembre). 4.23 B son los ciclos anuales termostérico (rojo), halostérico (azul) y estérico (negro) promediados para el mismo periodo. Las figuras 4.23 C y D son iguales pero para la estación B3 de Ecobaleares. La figura 4.23 E muestra los perfiles medios de temperatura de febrero, mayo, agosto y noviembre promediados para el periodo 1974-2007 y la estación de L'Estartit. En este caso se han obtenido perfiles medios para cada mes del año, aunque se han seleccionado cuatro meses como representativos de las cuatro estaciones. La figura 4.23 F muestra el ciclo estacional termostérico en L'Estartit.

mes de abril (véase la figura 4.5 A), lo que podría explicar un aumento de la salinidad en las capas superficiales por el afloramiento de las aguas profundas de elevada salinidad. Sin embargo, los vientos de componente Oeste, responsables de este fenómeno, vuelven a intensificarse a partir del otoño, tras el notable descenso del periodo estival. De esta forma no podría explicarse el descenso de salinidad durante los meses otoñales. La segunda hipótesis que podría explicar el ciclo anual de la salinidad sería la existencia de un ciclo estacional en la posición de la corriente atlántica, con excursiones más frecuentes hacia el sur durante los meses de primavera, y una posición más septentrional hacia finales de verano y otoño [Vargas-Yáñez *et al.*, 2005, 2002b, Parada y Cantón, 1998].

La figura 4.23 muestra el ciclo anual de temperatura y salinidad promediado para todo el periodo cubierto por los programas de observación de Ecomálaga, Ecomurcia y L'Estartit (figuras 4.23 A, C, E).

En el caso de L'Estartit sólo se muestra la distribución de temperatura, por ser ésta la única variable medida. Como ya se explicó en el apartado 4.4, el nivel estérico tiene dos componentes, una producida por el calor acumulado en la columna de agua, y otra originada por los cambios de salinidad. Estos factores contribuyen al ciclo estacional en el nivel del mar.

Las figuras 4.23 B y D muestran el ciclo anual medio para el nivel termostérico (azul), halostérico (rojo) y la suma de ambos, es decir, nivel estérico (negro) en la zona de Ecomálaga (estación M3) y de Ecobaleares (estación B3). La figura 4.23 F es el ciclo anual del nivel termostérico en L'Estartit. Estos ciclos estacionales vuelven a mostrar interesantes características específicas de las distintas zonas que conforman el litoral mediterráneo. La figura 4.23 B) muestra claramente la existencia de un ciclo estacional de salinidad en Alborán, que induce a su vez un ciclo estacional de nivel del mar con una contribución halostérica significativa. Por el contrario, en la zona de Baleares (figura 4.23 D), la contribución halostérica es despreciable a escala estacional (no así a escalas temporales superiores). Nuevamente se reflejan en el nivel del mar las altas temperaturas alcanzadas en el archipiélago Balear en la época estival: Es en esta región donde el ciclo estacional termostérico tiene su mayor amplitud. Un resultado similar es mostrado por García-Lafuente *et al.* [2004] a partir del análisis de datos climatológicos de MEDAR/MEDATLAS [2002]. También se observa a partir del análisis de estas series temporales, y en especial de la de L'Estartit, donde la resolución temporal es óptima, que el máximo de nivel termostérico se alcanza entre agosto y septiembre, estando, por tanto, adelantado respecto del nivel del mar real.

4.6 Distribución media de corrientes

En el capítulo 2 hicimos un resumen de las principales características oceanográficas y los rasgos más sobresalientes de la circulación del Mediterráneo Occidental. Dicha descripción estaba basada en la revisión bibliográfica de diversos trabajos y estudios basados en medidas de corriente en distintos puntos a lo largo de periodos de irregular duración. Algunos grupos de investigación, como el de Oceanografía Física de la UMA, a través de su participación en varios proyectos europeos y nacionales han mantenido medidas de corriente durante periodos relativamente largos en puntos de gran importancia como es el Estrecho de Gibraltar. El ICM de Barcelona también ha mantenido un fondeo de correntómetros durante varios años en el borde de la plataforma continental frente al delta del Ebro. Sin embargo, son escasas las estaciones fijas que de forma permanente monitoricen la intensidad y dirección de la corriente. Entre éstas se cuentan las boyas de la Red Exterior de PE, aunque sólo miden corrientes en superficie.

Para hacer una descripción estadística de los campos medios de corrientes en el litoral mediterráneo debemos recurrir a las colecciones de datos recopiladas durante las últimas décadas. Ésta es una de las actividades realizadas por el Centro de Datos Oceanográficos del IEO (<http://www.ieo.es>). A partir de todas las medidas de corriente almacenadas en este centro de datos, así como los datos de corriente registrados por las boyas oceanográficas de la Red Exterior de PE, hemos calculado el vector velocidad medio para cada posición y profundidad disponible y para cada mes del año.

La figura 4.24 muestra los vectores medios para la capa de los 200 m superiores para los meses de febrero, mayo, agosto y noviembre. La escala de colores indica la profundidad a la que se han obtenido las medidas de corriente. La figura 4.25 es el cálculo de vectores medios correspondientes a los mismos cuatro meses y para la capa profunda de 200 a 1.000 m. Hay que resaltar que, salvo en el caso de las Boyas de Alborán (parte más Occidental) y Cabo de Gata de la Red Exterior de PE, en las que se disponen de series casi ininterrumpidas desde el año 1997 y 1999 respectivamente, en los demás casos, el promedio de corrientes para un mes cualquiera del año se ha obtenido analizando sólo un mes de medidas, a lo sumo dos, y en consecuencia no es posible considerar estos resultados como representativos de las condiciones medias en la zona en que se obtuvieron. En aquellos casos en que sí podemos realizar promedios que podrían considerarse representativos del comportamiento medio, por disponerse de varios años de medidas, éstas corresponden a una única profundidad, como el citado caso de las boyas de Alborán de la Red Exterior de PE. En otros casos, como es el de la Boya de Tarragona, aunque el periodo analizado es sólo parte del año 2004 y el año 2005, hay una coincidencia muy buena con trabajos anteriores, como el de Font *et al* [1995] donde se muestra una corriente dirigida hacia el SW sobre el inicio del talud continental frente al delta del Ebro con una intensificación de la misma en otoño y un descenso de la intensidad en invierno hasta un mínimo en verano.

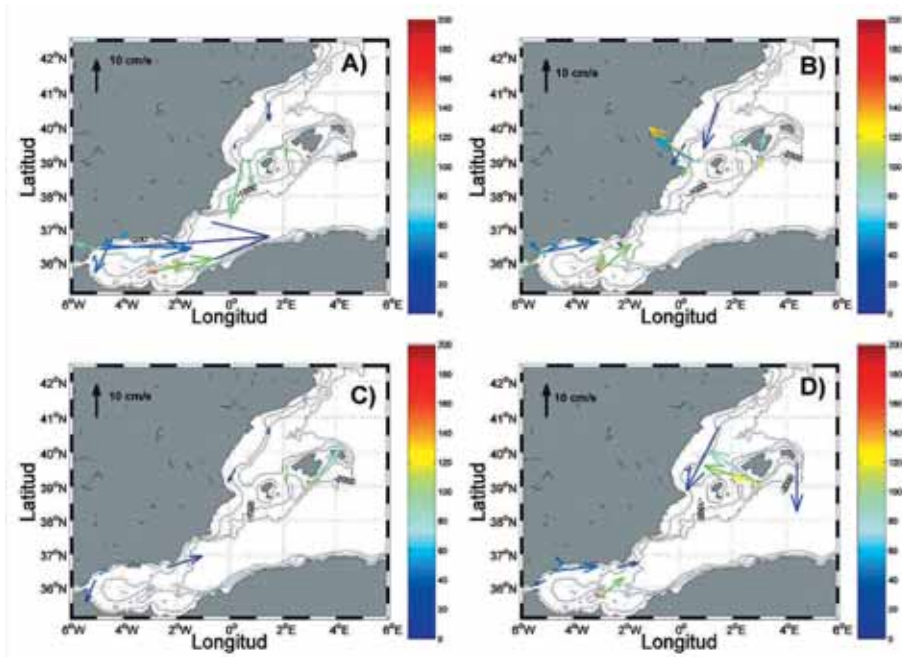


Figura 4.24. Vectores medios de corriente en la capa superior de 0 a 200 m en febrero (A), mayo (B), agosto (C) y noviembre (D). Los vectores indican intensidad y dirección de avance de la corriente. Como referencia se incluye en la esquina superior izquierda un vector correspondiente a 10 cm/s. La escala de colores de los vectores indica la profundidad en la que se realizaron las medidas, siendo el azul para medidas superficiales y rojo para 200 m.

Otro rasgo destacable que se desprende de las series más largas es la estabilidad en dirección SW de la corriente en la boya Occidental de PE en Alborán, lo que indica la existencia permanente de un área de circulación ciclónica entre Gibraltar y Estepona, hecho que había sido sugerido por Cano [1977] y Cano y García Lafuente [1991]. Esta característica permanente de la circulación de esta zona tiene un claro reflejo en los patrones estacionales climatológicos de temperatura y clorofila superficial que se detallarán en la siguiente sección.

Un rasgo permanente de la circulación en el mar Catalán es la corriente septentrional que fluye hacia el Suroeste [Font, 1990; Font *et al.*, 1995]. Al llegar esta corriente a los canales Baleares puede experimentar distintas situaciones, bien un bloqueo y su desvío hacia el norte de las islas, o bien su continua progresión hacia el Sur a través del Canal de Ibiza. Los datos de corrientes disponibles y analizados en esta sección muestran incursiones de agua atlántica a través de los canales, principalmente del Canal de Mallorca [García-Lafuente *et al.*, 1995; Pinot *et al.*, 2002].

La boya de PE frente a Cabo de Gata muestra dos direcciones preferentes de la corriente, una hacia el Sudeste, como se esperaría de la orientación Noroeste-Sudeste del frente Almería-

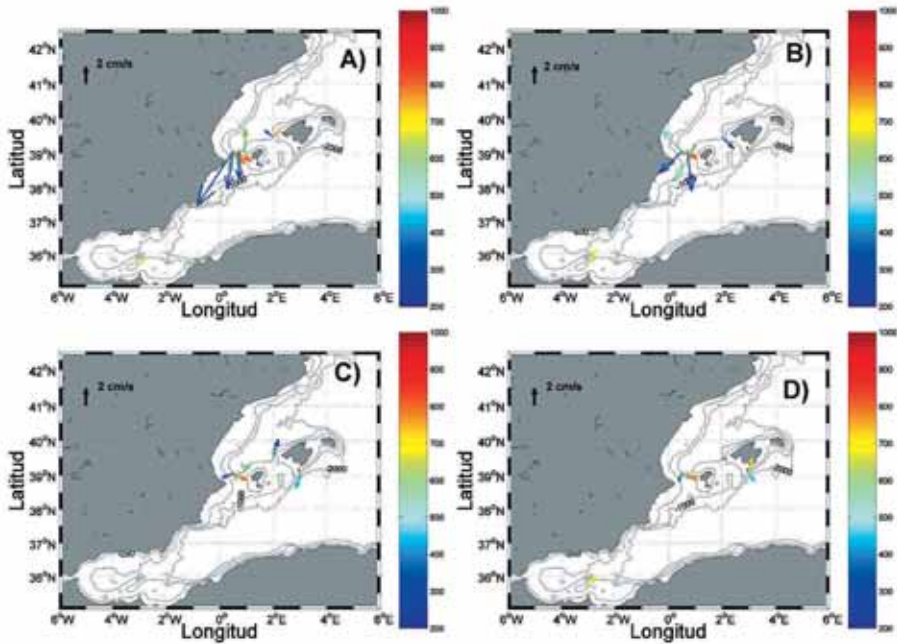


Figura 4.25. Igual que la figura 4.24 para la capa profunda de 200 a 1.000 m. El vector de referencia en la esquina superior izquierda corresponde a una intensidad de 2 cm/s, y la escala de colores indica la profundidad, el azul para los 200 m y el rojo para los 1000 m.

Orán [Tintoré *et al.*, 1988], y otra Nordeste, lo que tal vez pudiera estar relacionado con la progresión de aguas atlánticas hacia la zona del archipiélago Balear. En cualquier caso, los canales baleares son zonas donde pueden detectarse diferentes masas de agua arrastradas por la corriente septentrional y con un gran potencial como indicadores de la variabilidad climática [Montserrat *et al.*, 2007].

Más allá de estos breves comentarios no creemos que merezca la pena extendernos en la descripción de unos campos de velocidad que no pueden considerarse medios o representativos de la climatología del litoral mediterráneo. Sin embargo se ha incluido expresamente esta información para evidenciar las carencias existentes en este sentido. Al no poder determinarse los campos medios y los ciclos estacionales en la mayor parte de los casos, con algunas excepciones como las descritas en la bibliografía de Font [1990], Font *et al.* [1995] para la corriente septentrional o en García-Lafuente *et al.* [2002] para el transporte en el Estrecho de Gibraltar, estamos aún muy lejos de poder estimar ningún tipo de variabilidad interanual o decenal en la intensidad de las corrientes y sus direcciones preferentes, y que constituyen un aspecto de particular sensibilidad en el marco de estudios de cambio climático.

4.7 Distribuciones medias de temperatura y clorofila superficial desde satélite

La observación desde los satélites nos permite, hoy día, hacer un seguimiento de las variables oceanográficas, al menos en la superficie del mar, con una alta resolución espacial y temporal. Para la realización de este trabajo se han recopilado de forma sistemática imágenes de temperatura superficial del mar a partir del sensor “Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR)” a bordo de los satélites de la NOAA (National Oceanographic and Atmospheric Administration). Las imágenes obtenidas son medias mensuales desde 1993 a 2007 (inclusive) para el caso de la temperatura superficial, y han sido obtenidas de la página web de la Agencia Aeroespacial Alemana (Deutsches Zentrum für Luft-und Raumfahrt, DLR <http://www.dlr.es>). Las imágenes mensuales corresponden a las tres regiones geográficas que se indican en la figura 3.4, y que aproximadamente son el Mar de Alborán, la costa levantina y Archipiélago Balear, y la costa de Barcelona y parte del Mar Lígur. En el caso de las imágenes de clorofila superficial también se obtuvieron imágenes mensuales, pero en este caso desde 1997 a 2007, sobre las mismas zonas geográficas que la temperatura superficial, y de la página web de NASA, proyecto SeaWiifs (<http://www.oceancolor.gsfc.nasa.gov/seawifs>).

A partir de estas imágenes, 156 en el caso de la temperatura superficial y 108 en el caso de las imágenes de clorofila, se obtuvieron las imágenes o distribuciones medias de estas variables para cada mes del año en cada una de las tres regiones citadas. Las figuras 4.26 a 4.31 muestran dichas distribuciones para los meses de febrero, mayo, agosto y noviembre y para las zonas de Alborán, Levante español y Cataluña y Mar lígur.

En la figura 4.26 hemos utilizado una escala de colores distinta para cada una de las cuatro estaciones del año con objeto de resaltar las estructuras hidrológicas que dejan su señal térmica en la superficie del mar. En verano y primavera se aprecia con claridad la presencia del giro anticiclónico occidental de Alborán donde se acumulan las aguas cálidas superficiales de origen atlántico y se intuye la presencia del giro oriental. En febrero y noviembre sólo se aprecia una distribución prácticamente zonal de la temperatura en la cuenca occidental de Alborán y la orientación casi horizontal de las isotermas indica que, al menos el giro occidental, no está bien desarrollado. Podría pensarse que la corriente atlántica fluye con dirección Este, en lugar de Nordeste. Aunque Vargas-Yáñez *et al.*, [2002b], y Parada y Cantón [1998] han sugerido la existencia de un ciclo estacional en la circulación de Alborán, con una mayor probabilidad de ser detectado el giro anticiclónico occidental en los meses de verano, y una tendencia de la corriente atlántica a fluir a lo largo de la costa africana en los meses de invierno, no podemos estar seguros de que las imágenes térmicas de la figura 4.26 sean una confirmación de esta teoría. Podría tratarse simplemente del resultado de la mayor homeotermia de la capa más superficial debido a la mezcla invernal. En cualquier caso, siempre se observa en el norte un área de temperaturas más frías. Incluso en los

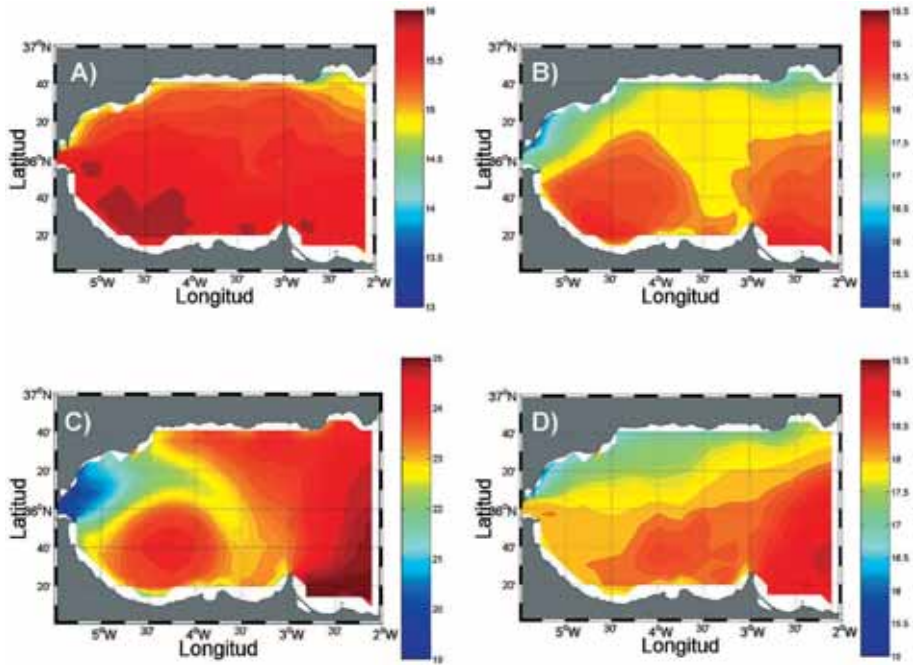


Figura 4.26. Temperatura superficial del Mar de Alborán en febrero (A), mayo (B), agosto (C) y noviembre (D).

meses de verano las temperaturas son más bajas en la costa norte de Alborán, y en especial entre el Estrecho de Gibraltar y Estepona, y en la zona de la bahía de Málaga. Siguiendo la dirección de la corriente atlántica se puede ver una lengua de aguas frías que parece ser simplemente el resultado del transporte de las aguas frías afloradas al norte de esta corriente.

Las bajas temperaturas en el sector más occidental de Alborán y en la bahía de Málaga son consistentes con los máximos de clorofila que se observan en las mismas localizaciones, lo que indica el afloramiento de aguas profundas más frías y ricas en nutrientes, sosteniendo así una producción primaria más elevada que en el resto del mar de Alborán (figura 4.27). Tanto en primavera como en verano la zona de elevada clorofila superficial se extiende hacia mar abierto siguiendo la forma de la corriente atlántica. Estas imágenes son consistentes con la existencia de dos zonas principales de afloramiento en la costa norte de Alborán y una exportación de materia orgánica hacia mar abierto, coincidiendo con los trabajos de Fabres *et al.*, [2002] y Sánchez-Vidal *et al.* [2004]. La caracterización de estas zonas de afloramiento que, potencialmente serían zonas de se-

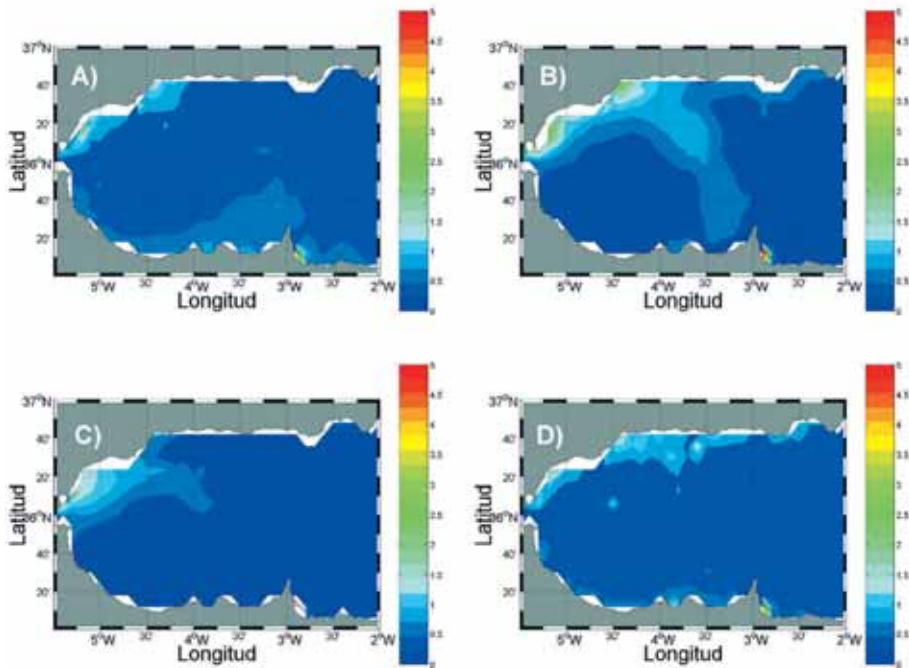


Figura 4.27. Clorofila superficial del Mar de Alborán en febrero (A), mayo (B), agosto (C) y noviembre (D).

cuestro de CO₂ y la exportación de materia orgánica hacia la parte sur de Alborán son aspectos claves en relación con el estudio del cambio climático.

La distribución de temperatura en la costa del Levante español e Islas Baleares muestra, tal y como se apreciaba en las distribuciones derivadas de los datos del “NCEP” (Figura 4.7) y de los propios perfiles de temperatura promediados a partir de los datos del proyecto Ecobaleares, que ésta es la zona donde se alcanzan las temperaturas más altas de todas las zonas estudiadas en este trabajo. En invierno puede apreciarse una zona frontal al norte de las islas. No se aprecian, sin embargo, zonas de afloramiento a lo largo de la costa (figura 4.29).

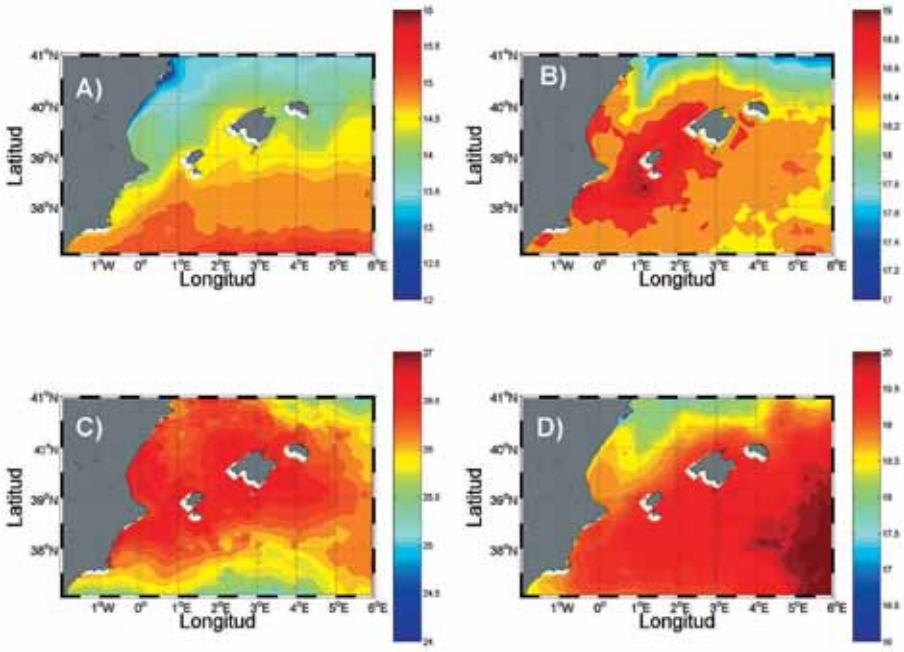


Figura 4.28. Temperatura superficial en el litoral de levante e Islas Baleares en febrero (A), mayo (B), agosto (C) y noviembre (D).

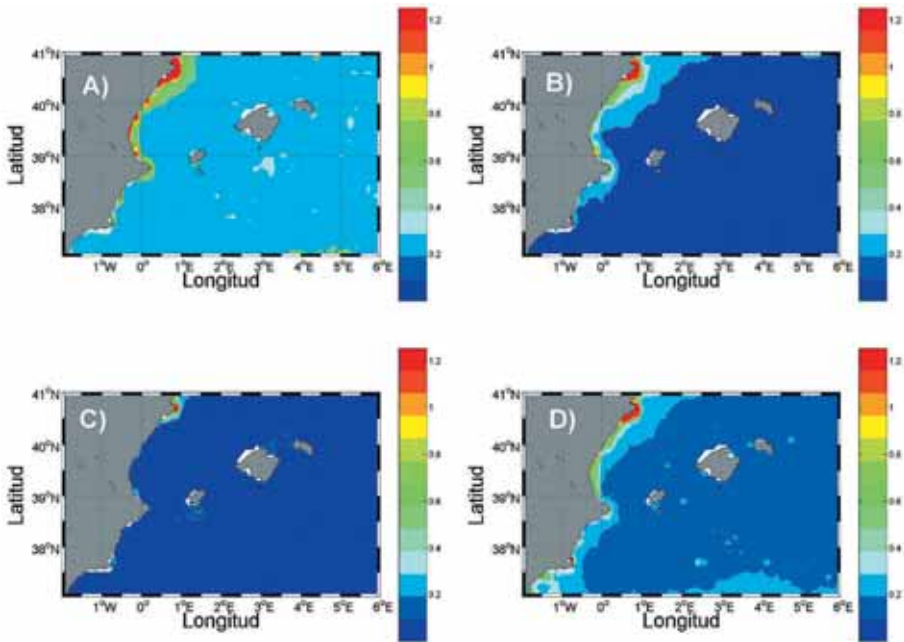


Figura 4.29. Clorofila superficial del Mar de Alborán en febrero (A), mayo (B), agosto (C) y noviembre (D).

Tal y como se mostró en las distribuciones de vientos de la sección 4.1 (figura 4.4), no hay, en promedio, vientos favorables a este proceso, y es interesante destacar que las mayores concentraciones de clorofila en este sector del litoral se producen en torno a la desembocadura del Ebro y entre dicha desembocadura y el Golfo de Valencia en los meses de invierno y otoño, cuando se produce una mayor intensidad de los vientos y, consecuentemente, una mayor mezcla de la columna de agua. Estas son épocas en las que también se produce una intensificación de la corriente septentrional que discurre a lo largo del talud continental, por lo que una cierta importancia del transporte hacia el sur de aguas ricas en nutrientes originarias del delta del Ebro no puede ser descartada. En cualquier caso, tanto por la importancia de esta corriente en el transporte de diversas masas de agua que pueden considerarse indicadores climáticos, como es el caso del AOI, o por el papel de los aportes del Ebro en el balance de nutrientes y materia orgánica, se trata de una zona de gran relevancia en el contexto de estudios de cambio climático y en general para la monitorización medioambiental.

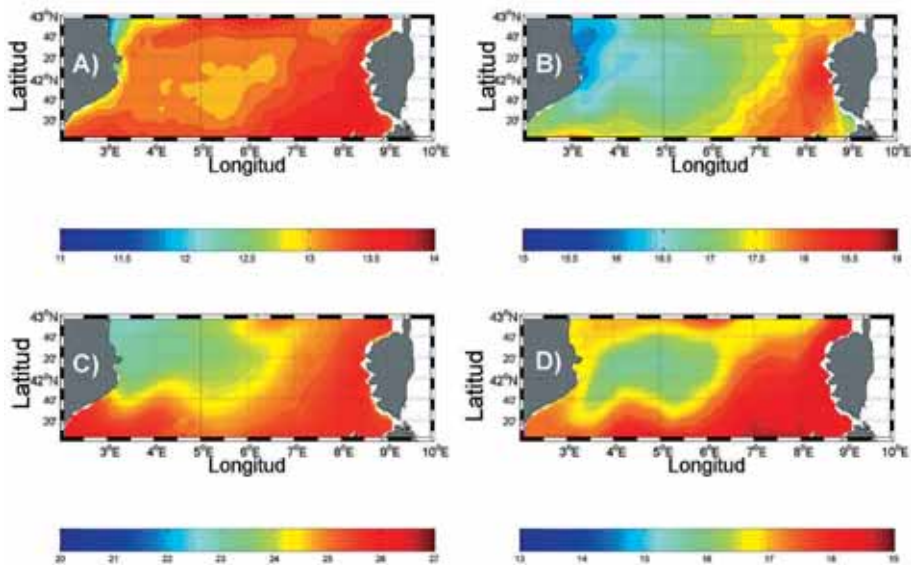


Figura 4.30. Temperatura superficial en el Mar Catalán y Mar Lígur en febrero (A), mayo (B), agosto (C) y noviembre (D).

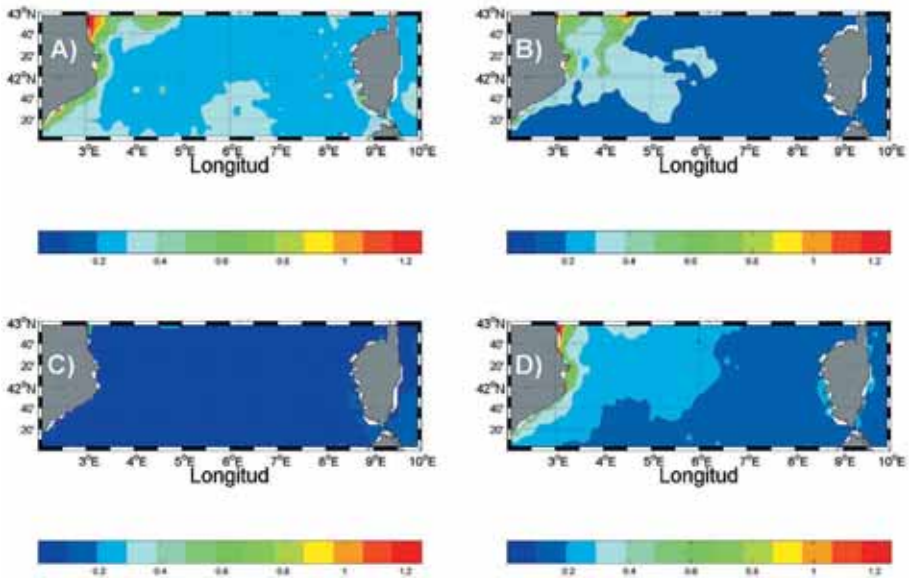


Figura 4.31. Clorofila superficial en el Mar Catalán y Mar Ligure en febrero (A), mayo (B), agosto (C) y noviembre (D).

La costa catalana muestra valores muy bajos de clorofila superficial durante todo el año, con un lógico aumento en los meses de otoño y primavera. Debido a la extensión del área seleccionada no se puede apreciar con claridad, pero aparentemente las mayores concentraciones de clorofila, coincidentes con los valores más bajos de temperatura superficial, se producen al Nordeste de la costa catalana, es decir, hacia la zona del Golfo de León.

CONCLUSIONES

Puede ser un tanto presuntuoso extraer conclusiones de forma resumida para este capítulo, pues su objetivo principal es el de mostrar los campos medios de diferentes variables oceanográficas y atmosféricas, estableciendo los valores climatológicos que pueden definir el estado "normal" de nuestra costa mediterránea. No es nuestro objetivo presentar de forma exhaustiva todos estos resultados, los cuales, por otra parte, están expuestos en numerosos trabajos científicos, muchos de los cuales hemos citado a lo largo del presente capítulo y de los anteriores.

Por una parte pretendíamos hacer un esbozo de las principales características oceanográficas de la parte occidental del Mediterráneo, y por otro, destacar aquellas que podrían ser más sensibles a los cambios climáticos. La descripción de los ciclos anuales de distintas variables debe, en última instancia, ayudarnos a definir las zonas más interesantes para futuros programas de monitorización medio ambiental, y por ello este resumen se orienta no a la descripción exhaustiva de todos los ciclos climatológicos que hemos mostrado a lo largo del capítulo, sino a aquellos elementos que nos parecen especialmente importantes desde el punto de vista de la monitorización del litoral mediterráneo, incluyendo la plataforma y talud continentales y los canales entre las Islas Baleares.

Hemos encontrado tres zonas donde la producción primaria parece más elevada que en el resto del litoral mediterráneo español, a saber el sector Noroccidental del Mar de Alborán, entre Gibraltar y Estepona, la Bahía de Málaga, y la desembocadura del Ebro (figura 4.32). Los datos de las boyas de la Red Exterior de PE revelan que el sector Noroccidental de Alborán es una zona de circulación ciclónica, mientras que los datos de viento de la AEMET y NCEP muestran que la Bahía de Málaga es un área afectada por un transporte de Ekman hacia mar abierto a lo largo de todo el año. Las elevadas concentraciones de clorofila en la desembocadura del Ebro deben relacionarse, sin duda, con los aportes de materia orgánica e inorgánica de este río. Tanto en el caso del Mar de Alborán como en el del delta del Ebro es preciso cuantificar la producción primaria en estas zonas, el secuestro de CO₂ y el transporte de materia orgánica hacia el interior del Mar de Alborán o a lo largo de la costa levantina, según sugieren los valores de corriente obtenidos de las boyas de PE.

En el caso del Mar de Alborán, y obviamente para todo el Mediterráneo, el Estrecho de Gibraltar y los intercambios de calor, sal, oxígeno y nutrientes a través del mismo son elementos clave para entender el funcionamiento del Mediterráneo, tanto desde un punto de vista climático como desde el punto de vista del funcionamiento de sus ecosistemas.

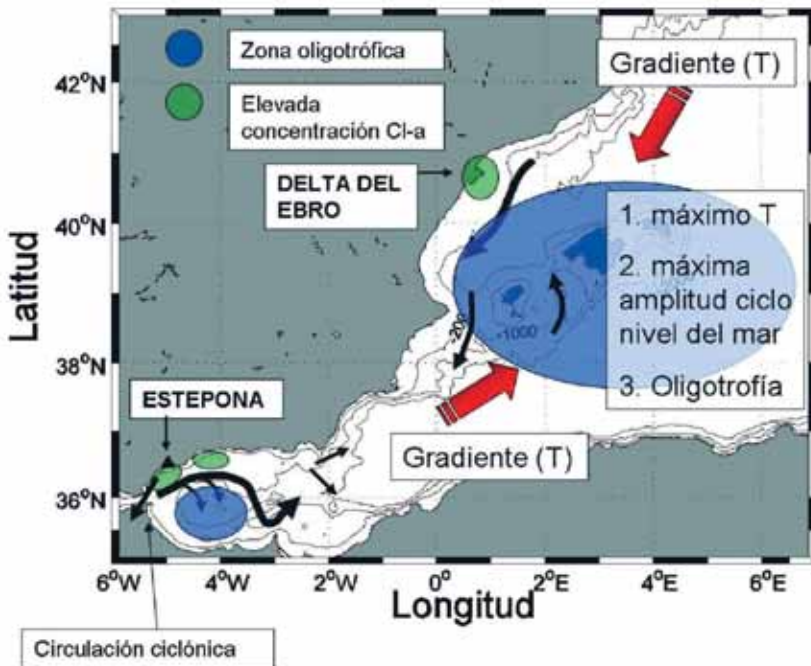


Figura 4.32. Esquema de algunas de las características más sobresalientes de los campos medios de variables oceanográficas en el Mediterráneo Occidental.

Finalmente queremos destacar las variaciones latitudinales detectadas en la absorción de calor y en los ciclos anuales de temperatura y salinidad, así como su diferente influencia sobre el nivel del mar en las tres principales zonas de nuestro litoral mediterráneo: Alborán, o zona sur, Levante e Islas Baleares o zona central, y mar Catalán al norte. Estas variaciones latitudinales, que deben reflejarse también en los ecosistemas marinos, y la distinta respuesta de estas tres zonas a futuros cambios climáticos, hacen del litoral mediterráneo español un lugar idóneo para monitorizar variaciones latitudinales en las condiciones físicas, químicas y biológicas de los mares y sus respuestas ante forzamientos antropogénicos de diversa índole.

Capítulo 5. Variabilidad y tendencias de las variables oceanográficas y atmosféricas a lo largo del litoral mediterráneo español

- 5.1 Principales tendencias oceanográficas y atmosféricas en el litoral Nororiental.
- 5.2 Principales tendencias oceanográficas y atmosféricas en las islas Baleares y litoral de Levante.
- 5.3 Principales tendencias oceanográficas y atmosféricas en el mar de Alborán.
- 5.4 Análisis de series históricas de datos oceanográficos. Principales tendencias oceanográficas y atmosféricas a lo largo de la segunda mitad del siglo XX.
- 5.5 Efecto del forzamiento atmosférico y nivel estérico sobre las tendencias del nivel del mar.

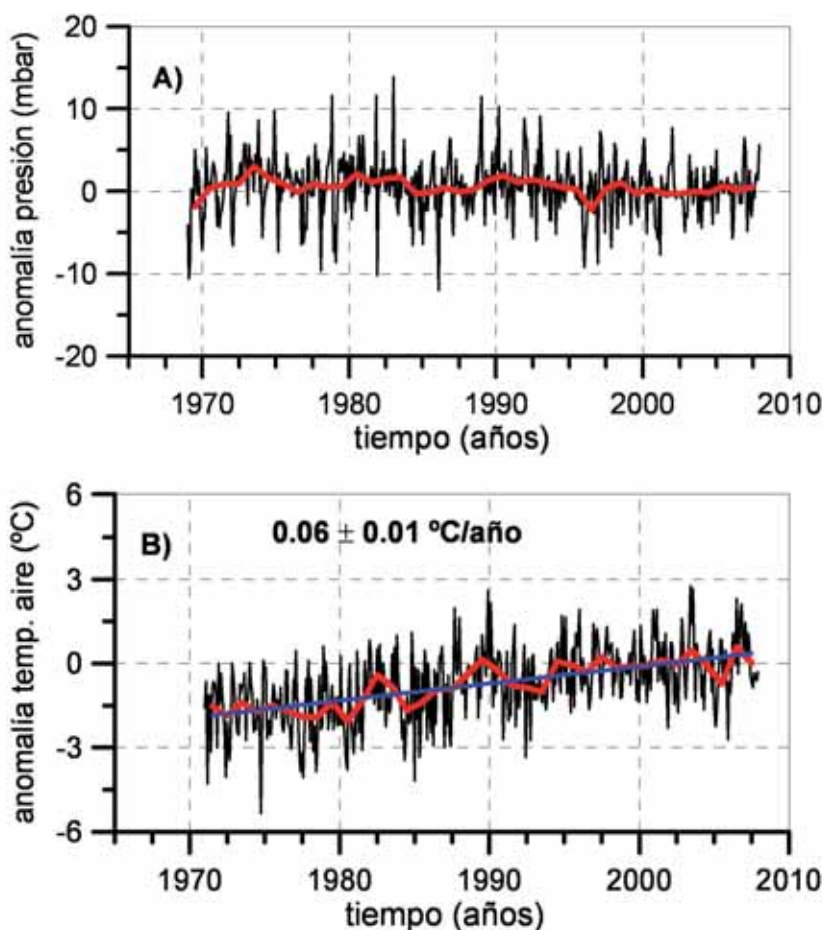
Una vez sustraídas a las series de datos oceanográficos y meteorológicos los ciclos estacionales, se obtiene una serie de anomalías o residuos que muestran una importante variabilidad a distintas escalas temporales. El principal objetivo de este capítulo y del análisis de series temporales en el contexto del estudio del cambio climático es el de detectar posibles tendencias, cuantificarlas y determinar si dichas tendencias pueden explicarse a partir de la propia variabilidad natural de la serie o si por el contrario hay una causa subyacente. En este trabajo se considerarán significativas, (con una causa subyacente), aquellas tendencias con probabilidades inferiores al 5% de ser explicadas por la variabilidad natural de la serie.

A lo largo de este capítulo y para las distintas variables, a menudo se analizarán por un lado las series completas, que en cada caso tendrán una extensión diferente, y por otro la década de los 90 y primeros años del siglo XXI, por ser éste el periodo cubierto por la mayor parte de los programas de monitorización oceanográfica empleados en este capítulo. Debe tenerse en cuenta, además, que la década de los 90 supuso un cambio de tendencia en muchas de las variables; así por ejemplo, ha sido excepcionalmente cálida, con un ritmo de variación de la temperatura y nivel del mar que parece haberse acelerado.

Aunque ya lo hemos mencionado anteriormente, la corta duración de las series analizadas en algunas de las secciones siguientes hace necesario que volvamos a insistir sobre el significado de las tendencias calculadas. Cabe la posibilidad de que sobre periodos relativamente cortos se hayan producido alteraciones en uno u otro sentido del sistema climático. Por ejemplo, un descenso de la transferencia de calor de la atmósfera al océano, un cambio en la posición de los sistemas de corrientes, una intensidad anómala de los vientos, etc. En tal caso, las observaciones realizadas reflejarían la respuesta de ciertas variables, como la temperatura y la salinidad del mar, a esas alteraciones. La tendencia calculada expresa el cambio medio de esas variables oceanográficas o atmosféricas sobre el periodo estudiado como respuesta a los cambios producidos. Ello no quiere decir que esos cambios, esa respuesta de las variables analizadas y las tendencias estimadas representen un ritmo de variación constante y fijo en el tiempo, sino que sólo indican la variación media sobre un periodo concreto de tiempo, y en periodos posteriores las condiciones y las estimaciones de las tendencias podrían cambiar su magnitud e incluso su signo. En el caso de los programas de observación del mar presentados en este capítulo, éste es el objetivo que nos planteamos: Saber si sobre el periodo cubierto por estas observaciones se han producido alteraciones reales o no en nuestros mares, lo que nos ayudará, sin duda, a entender mejor su funcionamiento y su respuesta a los forzamientos climáticos. Por el contrario, entenderemos como fruto del azar aquellos cambios que en realidad son el resultado de la escasez de datos y de la variabilidad de alta frecuencia. Cambios rápidos, sobre escalas de días o semanas o sobre distancias de pocas decenas de kilómetros, pueden alterar las condiciones oceanográficas de tal forma que la serie de observaciones disponibles podría haber sido distinta simplemente si hubiésemos alterado ligeramente la posición o el día de nuestro muestreo. Esta diferenciación entre cambios reales o resultados del azar podemos obtenerla estadísticamente calculando la significancia estadística de los cambios estimados. Sin embargo, otras cuestiones relacionadas con el conocimiento de los procesos y las zonas geográficas estudiadas han de ser también tenidas en cuenta.

5.1 Principales tendencias oceanográficas y atmosféricas en el litoral Nororiental

La figura 5.1 muestra las series de anomalías en la estación meteorológica de L’Estartit para la presión atmosférica, temperatura del aire y la componente meridional del flujo de momento desde la atmósfera hacia el mar. Para todo el periodo cubierto por la serie (de 1969 a 2007) hay un ligero descenso de la presión atmosférica, aunque éste es sólo marginalmente significativo (probabilidad < 10%). Desde 1990 a 2005, se apreciaba una reducción significativa de $-0,09$ mbar/año. Sin embargo, la actualización y extensión de esta serie hasta fina-



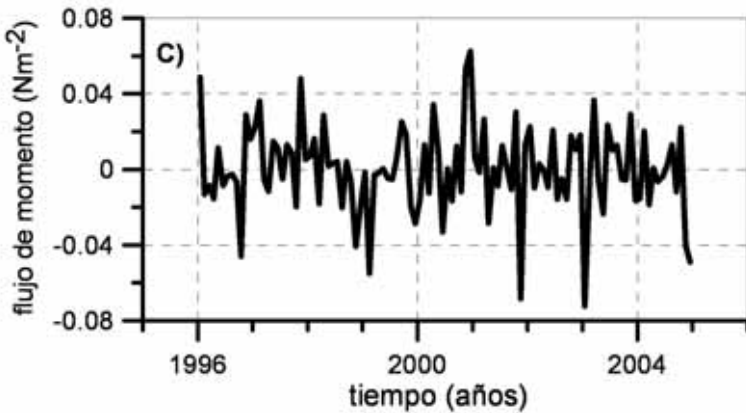


Figura 5.1. Series de anomalías de presión atmosférica (A), temperatura del aire (B), y componente meridional del flujo de momento (“stress” o cizalla tangencial, C) en la estación meteorológica de L’Estartit. La línea roja en las figuras A y B muestra el promedio anual de estas series. Todas las series se extienden hasta 2007 (inclusive), excepto la cizalla tangencial del viento que lo hace hasta 2005.

les del año 2007 ha reducido la magnitud de este descenso a $-0,06$ mbar/año, no siendo ya significativa esta cifra. La temperatura del aire muestra una fuerte tendencia creciente con una variación media de $0,06^{\circ}\text{C}/\text{año}$ sobre el periodo 1971-2007.

Si analizamos los datos obtenidos del “NCEP/reanalysis” se obtienen resultados similares (figura 5.2). El periodo total es más extenso, pues se remonta a 1948, teniéndose un aumento medio de la presión atmosférica de $0,034$ mbar/año en la zona del Mar Ligur que hemos seleccionado (ver figura 3.3). Sobre el periodo 1990-2007 se obtiene un descenso de la presión con un ritmo similar al obtenido a partir de los datos de la estación meteorológica de L’Estartit. En el caso de la temperatura del aire, hay un aumento entre 1948 y 2007, acelerándose el ritmo de variación durante el periodo común con la serie de L’Estartit, (1969-2007), hasta un valor de $0,04^{\circ}\text{C}/\text{año}$, ligeramente inferior al estimado a partir de los propios datos de L’Estartit. La tendencia media para el periodo completo es mucho menor debido al periodo de enfriamiento desde 1948 hasta mediados de los años 70. Este comportamiento se repite en el caso de la temperatura superficial del agua, con un periodo frío desde el inicio de la serie hasta mediados de los años 70 (figura 5.2 C), y un aumento de la temperatura desde esta fecha hasta el 2007 con una tendencia de $0,023^{\circ}\text{C}/\text{año}$. Este último valor se ha calculado para el periodo 1969-2007 para poder comparar con el correspondiente cálculo realizado para las temperaturas del mar medidas en la estación oceanográfica de L’Estartit.

En la estación oceanográfica de L’Estartit se mide la temperatura del mar sobre cuatro profundidades discretas. La figura 5.3 muestra las anomalías de temperatura en superficie, 20, 50 y 80 m. La figura 5.4 muestra las tendencias y sus correspondientes intervalos de confianza al 95% en función de la profundidad. Estas tendencias, tal y como ocurre con la de la temperatura del aire, son realmente intensas, siendo un orden de magnitud superiores a las

que se habían encontrado a lo largo del Mediterráneo Occidental y Oriental para las masas de agua intermedias y profundas a lo largo del siglo XX. También podemos destacar que en superficie los resultados son coincidentes con las estimaciones realizadas a partir de las series del "NCEP" cuando éstas se realizan sobre el mismo periodo de tiempo. El incremento medio de temperatura del aire es superior al de la temperatura superficial del mar desde 1970 hasta 2007, lo que indicaría una tendencia positiva en la transferencia de calor sensible desde la atmósfera al mar. Este resultado coincide, al menos hasta 1988, con los resultados de transferencia de calor sensible obtenidos en el proyecto HIPOCAS usando modelos numéricos de alta resolución espacial [Gomis, comunicación personal].

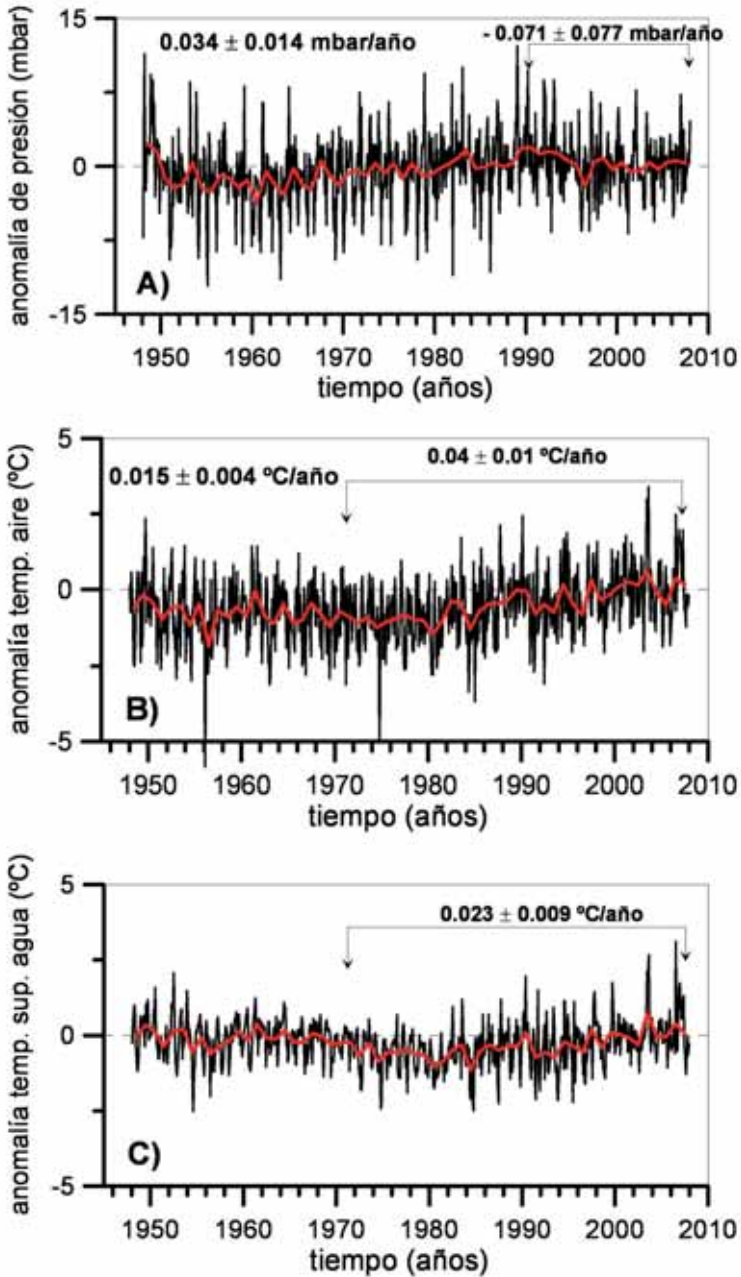


Figura 5.2. Serie de anomalías de presión atmosférica (A), temperatura del aire (B) y temperatura superficial del Mar (C) en la zona del Mar Lígur señalada en la figura 3.3. La línea negra representa valores mensuales, y la roja promedios anuales. Se incluyen las tendencias lineales sobre todo el periodo así como algunos subperiodos indicados con flechas.

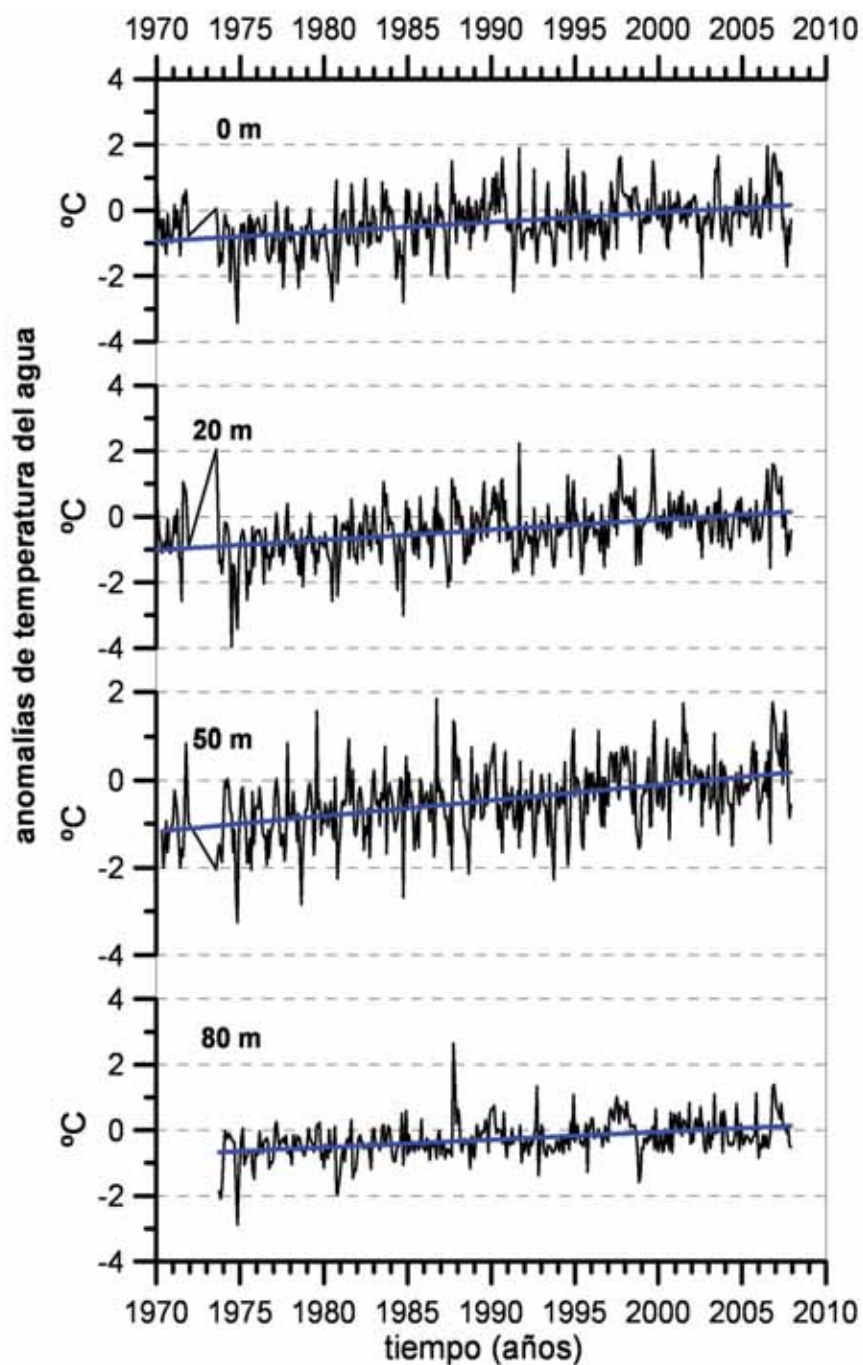


Figura 5.3. Series de anomalías de temperatura del mar a 0, 20, 50 y 80 m en la estación oceanográfica de L'Estartit.

En la figura 5.4 se muestra la dependencia de las tendencias de temperatura con la profundidad en L'Estartit. Dichas tendencias varían entre los 0,02 y 0,03°C/año. Considerando la incertidumbre de las estimaciones expresada mediante los intervalos de confianza, podemos resumir que la temperatura aumentó a lo largo de toda la columna de agua en la plataforma continental catalana a un ritmo de unos 0,025°C/año.

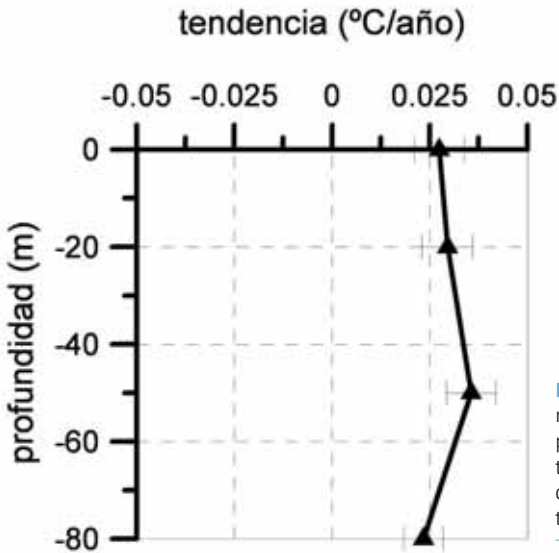


Figura 5.4. Tendencias o variaciones medias en función de la profundidad para las series de temperatura de L'Estartit a 0, 20, 50 y 80 m de profundidad. Los trazos horizontales son los intervalos de confianza al 95%.

El ritmo de aumento de temperatura lleva asociado otro del calor almacenado en cada metro cuadrado de columna de agua, el cual puede estimarse en $0,35 \text{ Wm}^{-2}$ (figura 5.5). El aumento del nivel termostérico correspondiente a esta ganancia de calor es de 0,6 mm/año. Hay que señalar que el aumento de nivel por dilatación térmica depende de la profundidad de la columna de agua afectada por el aumento de temperatura. Es decir, si en lugar de haberse calentado una columna de agua de 80 m, lo hubiese hecho toda la plataforma continental, con una profundidad de 200 m, y se hubiese calentado al mismo ritmo que los 80 m superiores, el aumento de nivel del mar para el periodo 1990-2007 habría sido aproximadamente de 1,3 mm/año. Si el aumento de calor almacenado en la columna de agua tiene su origen en la absorción de calor a través de la superficie del mar (la otra posibilidad es la advección), la anomalía de temperatura (y de calor almacenado), debe disminuir con la profundidad, por lo que no es razonable asumir que toda la columna de agua se haya calentado al mismo ritmo. El aumento de 0,6 mm/año es, por tanto, un límite inferior del aumento de nivel termostérico. Hay que destacar que en los 80 m superiores no se observa un decremento de las tendencias de temperatura con la profundidad, por lo que es de esperar que la anomalía positiva de calor almacenado alcance una profundidad claramente superior a los 80 m, y que el aumento de nivel por dilatación de la columna de agua sea sensiblemente superior al límite inferior estimado.

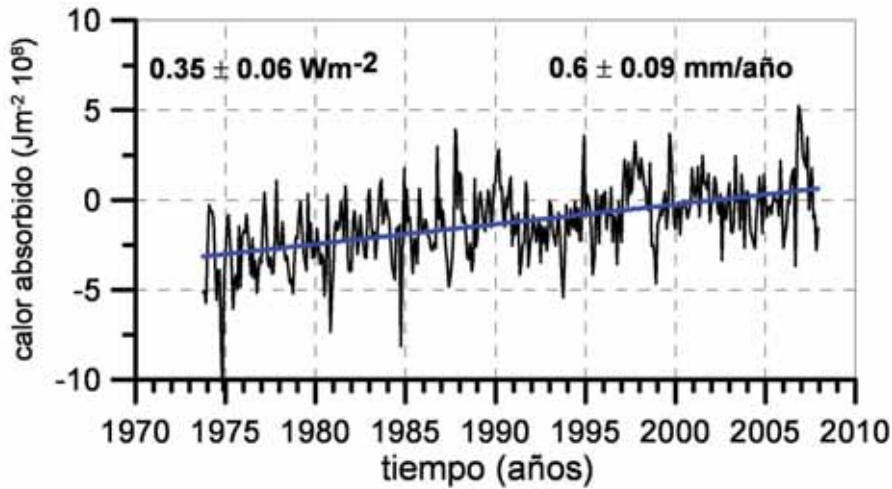
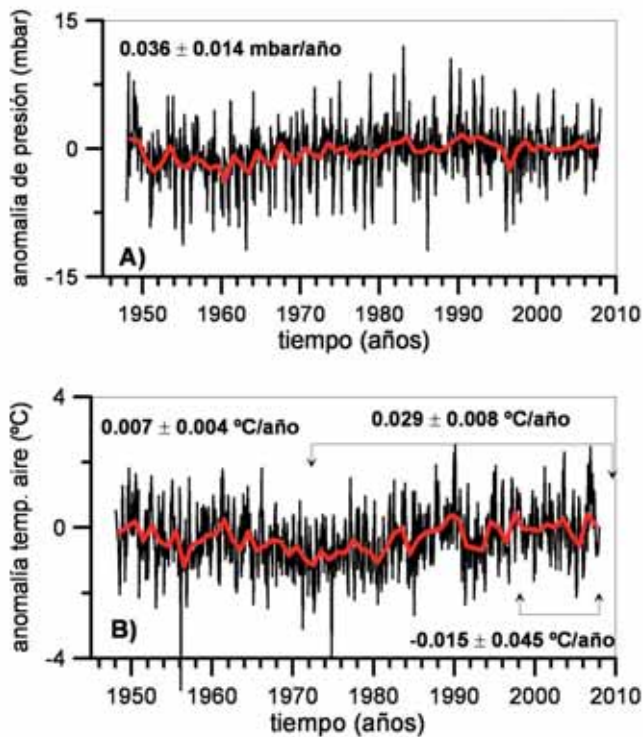


Figura 5.5. Serie de anomalías de calor en los 80 m superiores de la columna de agua en la estación oceanográfica de L'Estartit. Se incluye la tendencia lineal correspondiente, así como la variación del nivel termostérico.

El nivel del mar observado en la estación mareográfica de L'Estartit creció desde 1990 a 2005 a un ritmo de $3,4 \pm 1,7$ mm/año, siendo esta tenencia de $3,1 \pm 1,4$ mm/año si extendemos la serie hasta 2007. Si asumimos una relación de barómetro invertido entre presión atmosférica y nivel del mar (que se supone válida a escalas temporales largas), éste último habría aumentado a razón de 0,7 mm/año durante el periodo 1990-2007, por lo que quedarían 2,4 mm/año que deben ser causados por otros factores. Aún en el caso de aceptar que el calentamiento registrado en las aguas de L'Estartit pueda extrapolarse a toda la profundidad de la plataforma, (con un aumento de 1,3 mm/año), seguiría quedando sin explicar una subida del nivel del mar de 1,1 mm/año. Esta cifra sería una estimación a la baja del ascenso del nivel asociado a otras causas, y sería incluso superior en caso de no ser correcta nuestra extensión del calentamiento de los 80m superiores a toda la profundidad de la plataforma. Las causas que pueden originar este ascenso del nivel del mar serían el efecto halostérico, no considerado en la estación de L'Estartit al carecer de medidas de salinidad, cambios en la circulación general, presumiblemente en la intensidad o posición de la corriente septentrional, y, finalmente, un aumento de la masa total de agua. Hay que advertir que la corrección realizada aquí para el efecto de la presión atmosférica es sólo una estimación, y en la sección 5.5 se muestra un cálculo más preciso del aumento del nivel del mar por el forzamiento atmosférico durante la década de los 90.

5.2 Principales tendencias oceanográficas y atmosféricas en las Islas Baleares y litoral de Levante

Seleccionamos los puntos de la malla del “NCEP” correspondientes a la zona de las Islas Baleares (figura 3.3) y calculamos las tendencias de las series de anomalías para la presión atmosférica, temperatura del aire y temperatura superficial del mar. La figura 5.6 muestra estas series donde se ha incluido la tendencia lineal y su intervalo de confianza al 95% para la serie completa, así como para el periodo 1971-2007 para comparar con los resultados de la estación de L’Estartit en los casos en que se ha detectado alguna tendencia. Por ejemplo, en el caso de la presión atmosférica (figura 5.6 A), sólo se incluye la tendencia para el periodo completo 1948-2007, ya que sobre el subperiodo 1971-2007, así como sobre el periodo 1994-2007 que se corresponde con las series hidrológicas de las estaciones de RADMED (antigua Ecobaleares), no se apreciaron tendencias significativas.



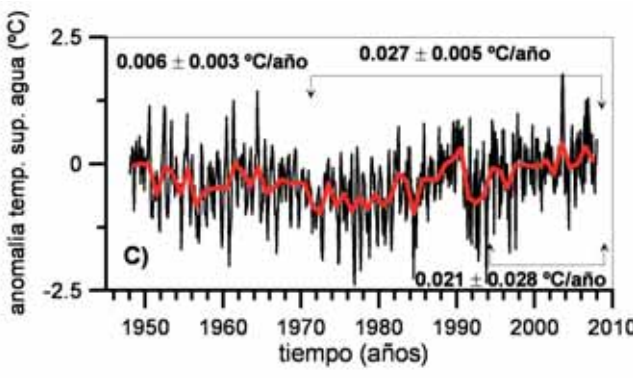


Figura 5.6. Anomalías de presión atmosférica, temperatura del aire y temperatura superficial del mar en la zona de Baleares y levante marcada en la figura 3.3. La línea negra representa valores mensuales, y la roja promedios anuales. Se incluyen las tendencias lineales sobre todo el periodo así como algunos subperiodos indicados con flechas.

La temperatura del aire aumentó en promedio durante el periodo cubierto por la serie, con una intensificación de esta tendencia entre los años 1971 y 2007. Durante el periodo 1997-2005, se observó un descenso significativo de la temperatura del aire de $-0,063^{\circ}\text{C/año}$, causado por los años especialmente fríos 2004 y 2005. Sin embargo, al extender estas medidas hasta 2007 se observa una recuperación de los valores positivos de las anomalías de temperatura del aire, especialmente en el año 2006, lo que produce una tendencia sobre el periodo 1997-2007 de $-0,015^{\circ}\text{C/año}$, no siendo ya significativo este enfriamiento.

El comportamiento de la temperatura superficial del agua es similar al del aire, aunque con ligeras diferencias. Entre 1948 y 2007 la temperatura del agua aumentó de forma significativa y durante el periodo 1971-2007 se produjo una aceleración de esta tendencia. Además, los valores obtenidos a partir de 1971 son muy parecidos a los que hemos estimado en el Mar Ligure a partir de datos del “NCEP” y en la costa catalana a partir de la estación oceanográfica de L’Estartit. Desde 1994 a 2007 la tendencia sigue siendo significativa e intensa, y deja de serlo al final de la serie, a partir de 1997.

Con objeto de usar medidas in situ, recopilamos medidas horarias de temperatura del aire de las estaciones meteorológicas de la AEMET en Pollença, al norte de la Isla de Mallorca, Porto Pí, al Sur, y Valencia. Tras promediar mensualmente y obtener series de anomalías, calculamos las tendencias para el periodo total de la serie, que en este caso es 1990-2007, así como para el periodo 1997-2007. La figura 5.7 muestra los principales resultados. Es interesante observar la importancia de los efectos locales, ya que mientras en Porto Pí se produce un aumento de la temperatura del aire en promedio sobre el periodo de 1990 a 2007, en Pollença y Valencia se aprecia un descenso, siendo éste significativo en el primero de los casos. Desde 1997 a 2005 se produjo un descenso de la temperatura en las tres localidades, si bien sólo fue significativo en la localidad de Pollença ($-0,15 \pm 0,07^{\circ}\text{C/año}$). Como ya se ha comentado, esto se debió a la acusada bajada de las temperaturas invernales durante los años 2004 y 2005. La recuperación de las mismas para el año 2006 arroja nuevos valores para el periodo 1997-2007, no siendo ya tan acusada la tendencia negativa en Pollença ($-0,07 \pm 0,06^{\circ}\text{C/año}$), e incluso produciéndose una tendencia positiva (aunque no significativa) en Porto Pí (Fig. 5.7).

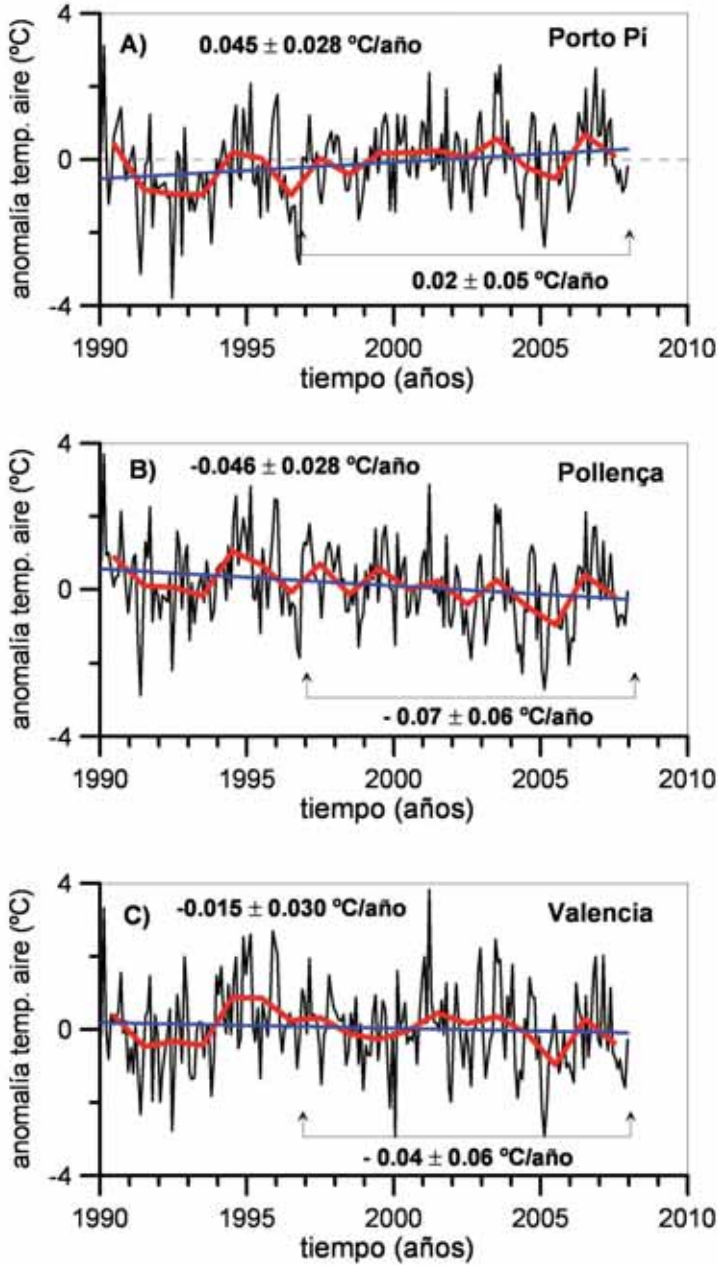


Figura 5.7. Anomalías de la temperatura del aire en las estaciones meteorológicas de la AEMET en Porto Pi, Pollença y Valencia. La línea negra representa valores mensuales, y la roja promedios anuales. En azul se incluye la tendencia lineal. Se han insertado los valores de las tendencias sobre todo el periodo así como sobre algunos subperiodos indicados por una flecha.

La temperatura y salinidad a lo largo de la columna de agua en las estaciones oceanográficas de Baleares también han experimentado cambios a lo largo de los últimos diez años.

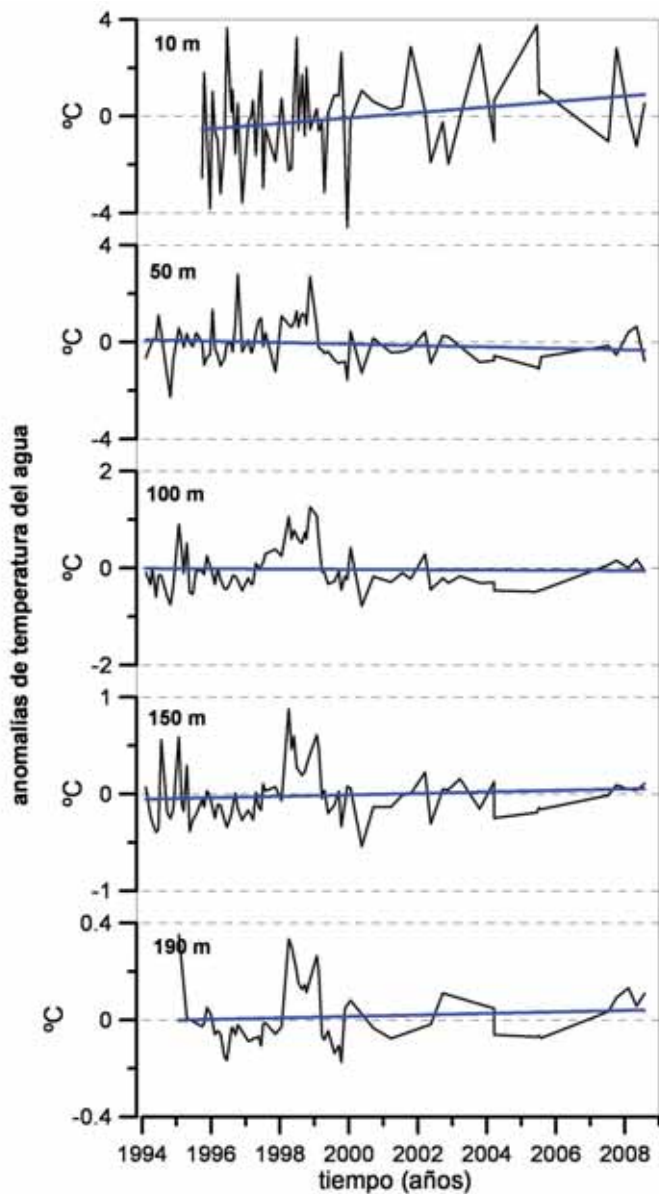


Figura 5.8. Anomalías de temperatura del agua en la estación B3 de RADMED (Ecobaleares), situada al sur de la Isla de Mallorca en cuatro profundidades seleccionadas para cubrir toda la columna de agua: 10, 50, 100, 150 y 190 m.

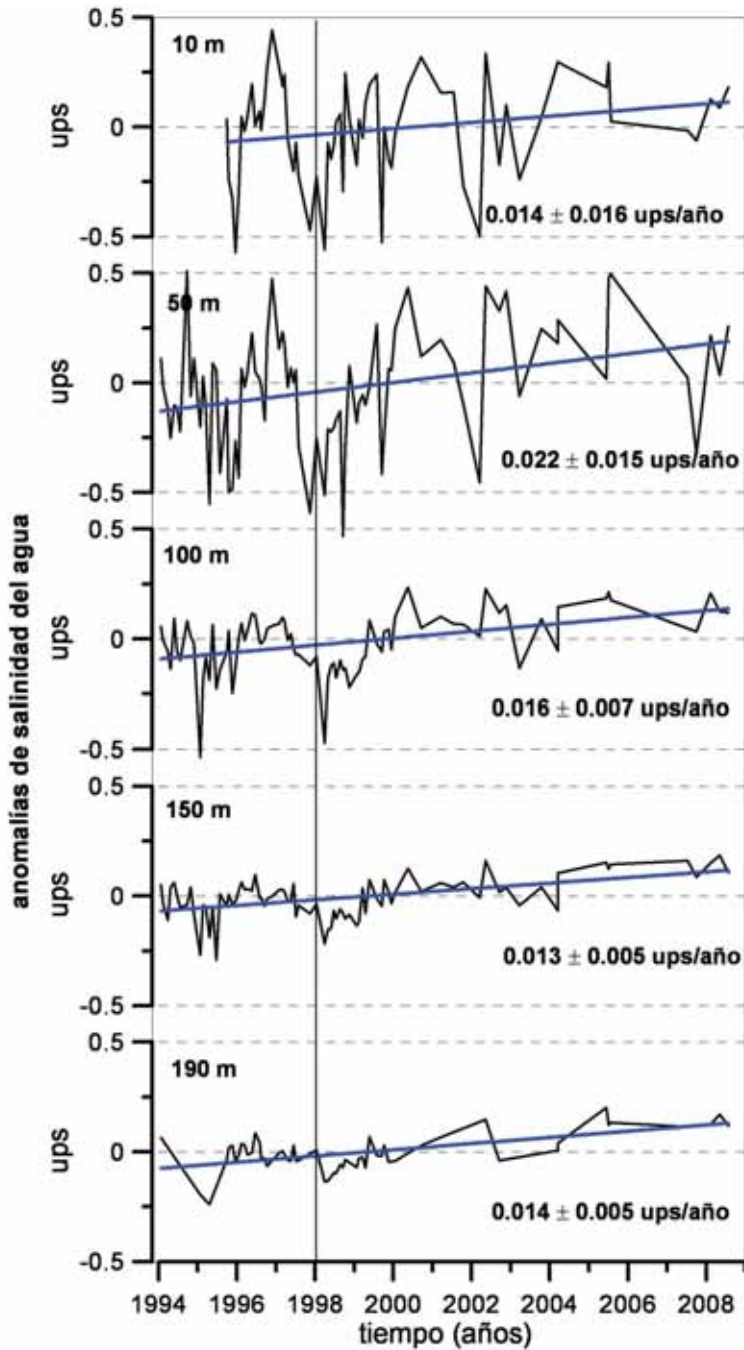


Figura 5.9. Igual que la figura 5.8, pero para la salinidad. Se ha marcado el año 1998 para indicar la fuerte anomalía de baja salinidad, y el desfase o retraso de la misma hacia el interior de la columna de agua.

Las figuras 5.8 y 5.9 muestran la evolución de la temperatura y salinidad desde la superficie hasta casi los 200 m en una estación oceanográfica al sur de Mallorca muestreada por el IEO en el marco del proyecto Ecobaleares primero y actualmente del proyecto RADMED. En superficie, a 150 y 190 m de profundidad se observa un calentamiento, mientras que a 50 y 100 m de profundidad se aprecia un descenso de la temperatura. Sin embargo, ninguna de estas variaciones son estadísticamente significativas (esto es, puede ser producto de la variabilidad interna del sistema). La corta extensión de las series analizadas en esta sección nos hace ser precavidos acerca de las conclusiones que se extraerán y creemos conveniente recalcar nuevamente que las tendencias estimadas sólo representan cambios medios para los periodos analizados. En la figura 5.8, además de la falta de significancia estadística, se observa una falta de coherencia espacial en las tendencias calculadas. A 50 y 100 m se aprecia un enfriamiento de las aguas, mientras que por encima y por debajo de estas profundidades, 10, 150 y 190 m, se estima un calentamiento de las aguas. Este hecho podría sugerir que en realidad la falta de significancia está reflejando el carácter aleatorio de los cambios observados. Esta conclusión se ve apoyada por el hecho de que los resultados obtenidos hasta 2005 (1ª edición) eran ligeramente distintos mostrando diferentes profundidades en las que se alternaban las tendencias positivas y negativas.

La figura 5.9 muestra un aumento de salinidad de las aguas a todas las profundidades, siendo además significativo en todas las profundidades salvo en la más superficial. El aumento de salinidad junto con un descenso de temperatura (a 50 y 100 m) podría interpretarse como un aumento de la proporción de agua mediterránea en la capa superior de la columna de agua muestreada en Ecobaleares, o como una menor intrusión de las aguas atlánticas a través de sus canales, e incluso una mayor presencia de aguas originadas al norte de las islas como el AOI. En este caso las variaciones de temperatura y salinidad seguirían estando moduladas por factores atmosféricos, ya que la circulación de distintas masas de agua en los canales son un reflejo, o está fuertemente influenciada, por los procesos de formación de aguas intermedias, (en estas profundidades de 0 a 200 m) y los intercambios de energía entre el mar y la atmósfera al norte de las islas. Sin embargo, en este caso la influencia de factores climáticos sobre la temperatura y salinidad de la columna de agua sería a través de mecanismos más complejos que un simple cambio en el calor absorbido y la evaporación neta en la propia zona de las Baleares. Apoyando esta teoría, la importante anomalía cálida observada el año 1998 (figura 5.8) es acompañada por un notable descenso de la salinidad, lo que podría explicarse por un descenso de la proporción de aguas más saladas y frías originarias del norte del archipiélago Balear.

Este aumento de las aguas de origen atlántico en los años 1997 y 1998 coincide con una progresiva desaparición del AOI en los Canales Baleares [Pinot *et al.*, 2002] causada por inviernos muy suaves. Por esta causa y por la directa relación entre la formación de AOI, su presencia en las islas, y el intercambio de calor con la atmósfera, Montserrat *et al* [2007] han sugerido que esta masa de agua y su monitorización en los canales Baleares constituyen un buen indicador climático.

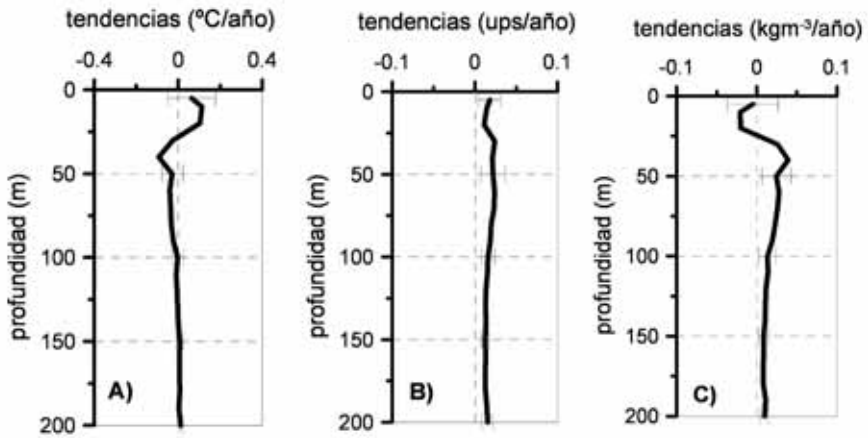


Figura 5.10. Tendencias de temperatura (A), salinidad (B) y densidad (C) en función de la profundidad en la estación B3 de Ecobaleares sobre el periodo 1994-2008.

La figura 5.10 muestra de forma resumida la dependencia de las tendencias de temperatura, salinidad y densidad para la estación exterior del proyecto RADMED (antigua ecobaleares, B3, véase figura 4.20 C). Además de las ya comentadas tendencias de temperatura y salinidad, el descenso de la temperatura y aumento de la salinidad a lo largo de la mayor parte de la columna de agua originan también tendencias significativas en la densidad.

Al haberse producido cambios en la densidad, es de esperar que el nivel del mar, al menos a través de la influencia del nivel estérico, también haya sufrido alteraciones. La figura 5.11 muestra la evolución del nivel del mar en el mareógrafo de Palma de Mallorca desde el año 1997 a 2007. Como hemos comentado anteriormente, un periodo tan corto de tiempo requiere de cierta precaución al usar el término tendencia, el cual sólo debe entenderse como el cambio medio de nivel entre los dos años considerados. Entre estos cambios hay que destacar un descenso significativo y muy pronunciado del nivel del mar hasta 2005 (1ª edición). Si analizamos el calor absorbido por la columna de agua (200 m superiores) desde 1994 a 2005, se obtiene una ligera pérdida de calor, no siendo significativa. En cambio, durante el periodo 1997-2005, coincidiendo con el periodo en que desciende el nivel del mar, se produce una pérdida de calor en torno a los $-1,2 \text{ Wm}^{-2}$ (figura 5.12). La extensión de esta serie temporal hasta julio de 2008 arroja un descenso del calor cedido por la columna de agua, ahora de $-0,6 \text{ Wm}^{-2}$, lo que refleja la nueva subida de las temperaturas durante los años 2006 y 2007 (ver Fig. 5.12A).

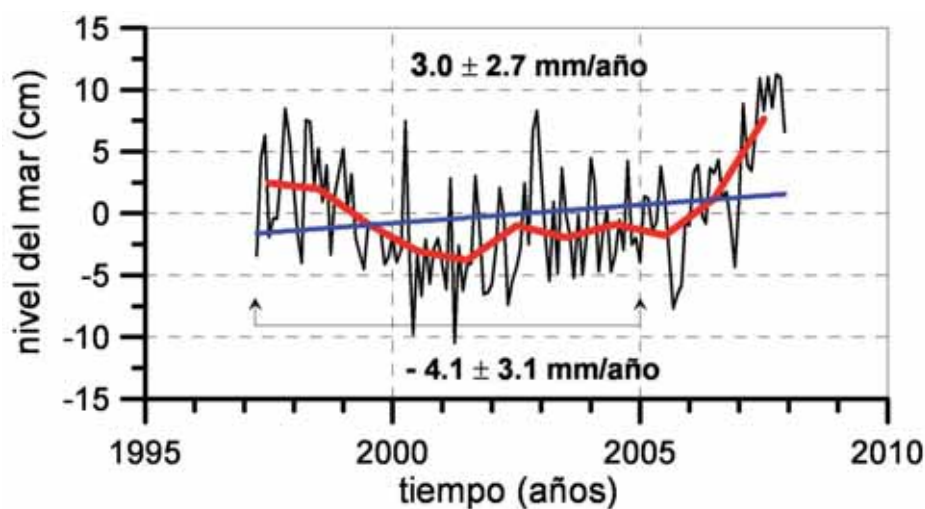


Figura 5.11. Serie mensual de nivel del mar en el mareógrafo de Palma de Mallorca (línea negra). La línea roja es la misma serie promediada anualmente y en azul se incluye la tendencia sobre el periodo completo.

Si consideramos conjuntamente el efecto del calor almacenado (nivel termostérico) y las variaciones de salinidad (nivel halostérico), se obtiene un descenso del nivel estérico de $-6,6 \pm 3,8$ mm/año entre 1997 y 2005, que dentro del nivel de incertidumbre de las estimaciones explica las variaciones del nivel del mar. Nuevamente la magnitud de este descenso se ha reducido en los dos últimos años, siendo para el periodo 1997-2008 de $-4,3$ mm/año. Igualmente las variaciones de nivel del mar han cambiado su signo, siendo ahora positivas, lo que produce una tendencia significativa sobre el periodo total (1997-2007) de $3,0 \pm 2,7$ mm/año. Aún a riesgo de resultar reiterativos, debemos hacer hincapié en la forma en que la variabilidad interanual puede alterar sensiblemente las estimaciones de tendencias a largo plazo cuando las series no tienen la longitud deseada. Por otra parte, el aumento de las temperaturas durante los años 2006 y 2007 concuerda con el ascenso del nivel del mar, pero no es capaz de explicar su magnitud, lo que sugiere otras posibles causas como cambios en la circulación local o aumento de la masa total de agua.

Las series temporales correspondientes al proyecto RADMED en la zona de Murcia (antigua Ecomurcia) son las más cortas de las analizadas en este informe, junto con la serie de nivel del mar en Palma de Mallorca. Abarcan el periodo de 13 años entre 1996 y 2008. Las figuras 5.13 y 5.14 muestran las series temporales de temperatura y salinidad para la estación CP9 (véase la figura 4.20 B) en las mismas profundidades de la plataforma continental que se seleccionaron para la estación B3 de RADMED en la zona de Baleares. Sobre la gráfica sólo se incluye la tendencia en superficie, debido a la falta de significancia estadística en las demás profundidades. No obstante, y a pesar de la falta de significancia, se aprecia un aumento de la tempera-

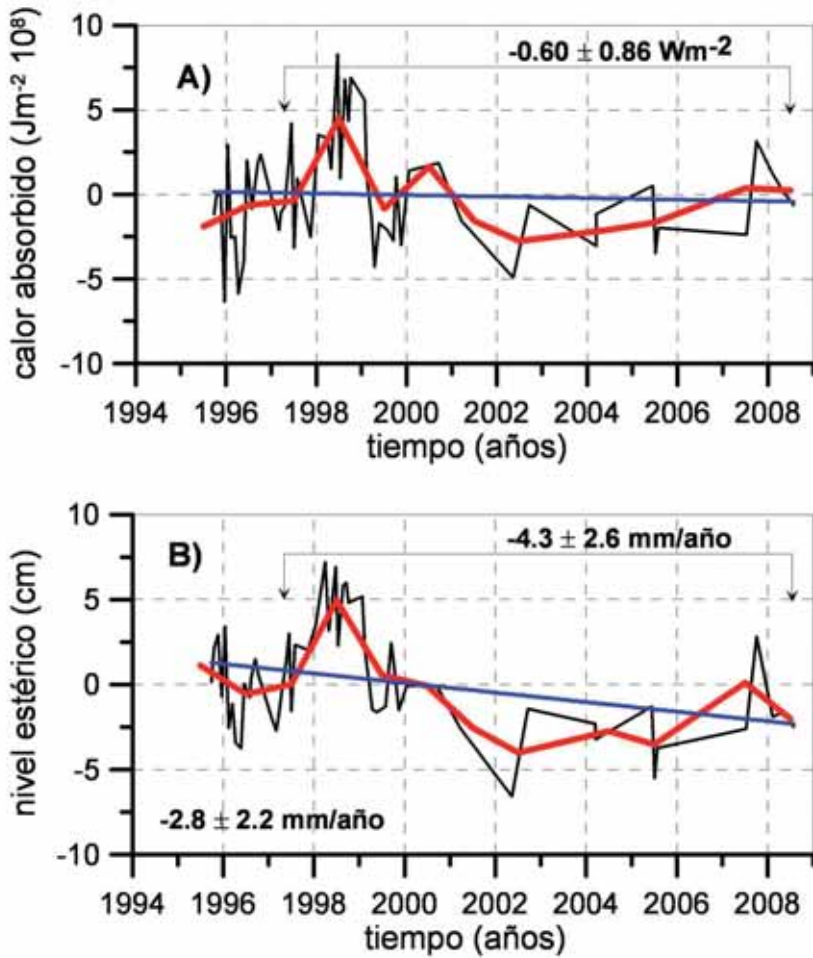


Figura 5.12. A) Calor absorbido en $\text{Jm}^{-2} \times 10^8$ en la estación exterior de RADMED (B3, figura 4.20 C). B) Nivel estérico calculado a partir de las series de temperatura y salinidad en la misma estación. En ambos casos se incluye la tendencia lineal calculada sobre el subperiodo 1997-2008, así como para el periodo total en la figura 5.12 B).

tura en toda la columna de agua, el cual se ha hecho visible al extender las series hasta mediados de 2008. En el caso de la salinidad tampoco se aprecian cambios importantes en las capas superficiales. Sin embargo hay un evidente aumento de la salinidad desde los 100 hasta los 190 m de profundidad. En la figura 5.15 se observan las tendencias positivas de salinidad desde aproximadamente los 100 m de profundidad hasta el fondo de la plataforma continental.

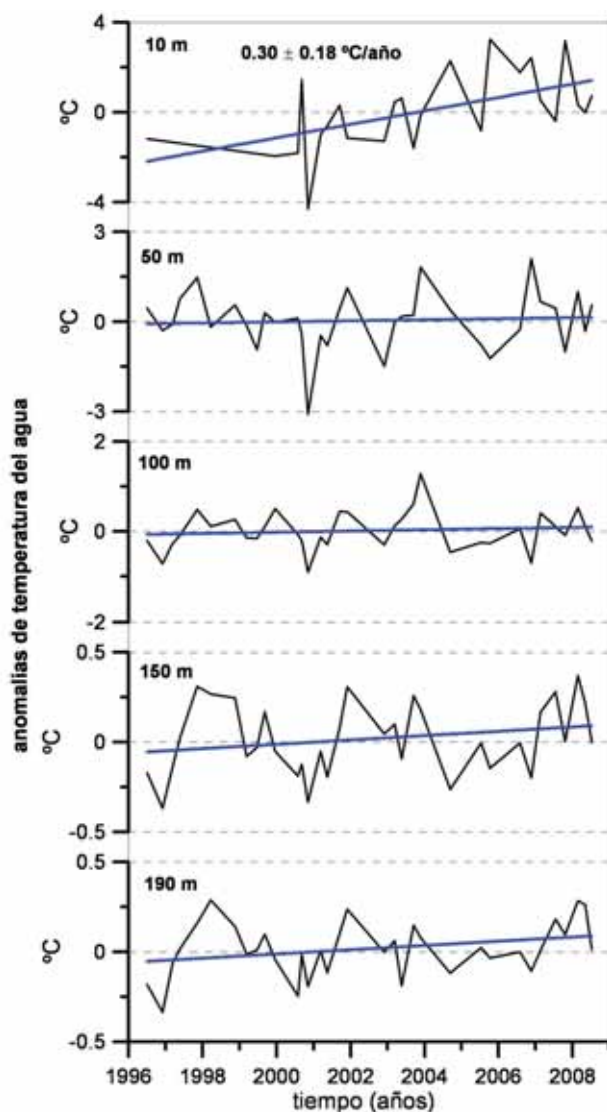


Figura 5.13. Anomalías de temperatura a 10, 50, 100, 150 y 190m de profundidad en la estación CP9 de RADMED, situada al sur de Cabo Palos (ver posición en figura 4.20 B).

Aunque desde la localización de L’Estartit hasta la de la zona donde se encuentran situadas las estaciones de Radmed en Murcia existe una cierta distancia geográfica, hay elementos comunes en toda esta costa oriental de nuestro litoral mediterráneo. Los datos del “NCEP”, así como los de la estación meteorológica de L’Estartit revelan que desde principios de los años 70 se inicia una fase que podríamos denominar de aceleración de las tendencias de calentamiento en la superficie del mar y en el aire. Durante el año 1998 se alcanzan valores máximos en la tempe-

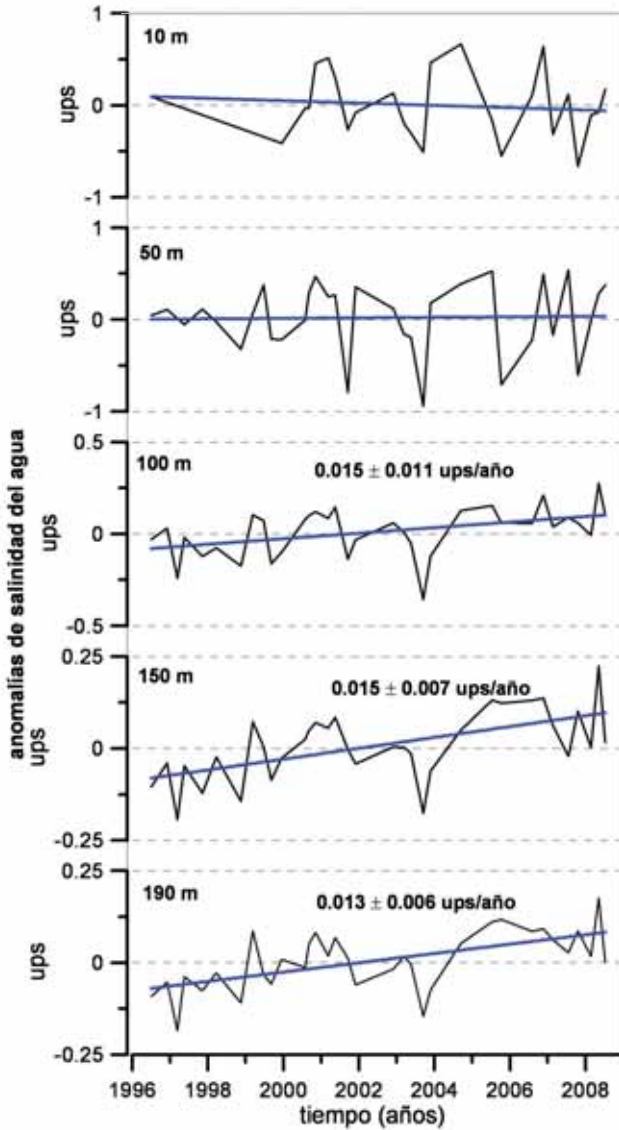


Figura 5.14. Igual que la figura 5.13, para la salinidad en la misma estación CP9.

ratura a lo largo de la columna de agua, coincidiendo esta fuerte anomalía con valores bajos de salinidad. Este año constituye un punto de inflexión en la serie temporal de calor acumulado, y tras él se produce un periodo de descenso relativo del mismo. En el caso de L'Estartit, el descenso de temperatura en esta fase final de la serie es mucho menor que el aumento acumulado desde principios de los 70, de tal forma que el balance neto sobre toda la extensión de la serie es un aumento del calor y, por tanto, del nivel termostérico en la plataforma continental ca-

talana. En las Baleares, donde las series oceanográficas se inician en el año 1994, se observa un periodo inicial de calentamiento hasta 1998, y luego un descenso hasta 2005 inclusive. La corta extensión de la serie y la proximidad de la fuerte anomalía cálida del año 1998 al inicio de la misma, producen el efecto de un descenso promedio para la serie hasta el año 2005. Este efecto se acentúa en las estaciones de Murcia, iniciadas en 1996, coincidiendo prácticamente con el periodo de temperaturas más altas. Es muy interesante notar, por una parte, que la intensa anomalía de temperatura del año 1998 está asociada a una anomalía negativa de salinidad, y por otra parte que el descenso medio de temperatura en el periodo 1997-2005 está ligado a un aumento de la salinidad tanto en las estaciones de Baleares como en las de Murcia. Tanto en L’Estartit como en Mallorca se produce un descenso del nivel del mar en este periodo acompañado de una disminución del nivel termostérico. Sin embargo, los datos de salinidad disponibles en la estación de Baleares muestran que el principal factor responsable de la caída del nivel del mar desde 1997 a 2005 es la contribución halostérica y el aumento de densidad asociado a la salinidad creciente durante estos años. Aunque las series siguen siendo cortas y la continuación de la observación sistemática es imprescindible para extraer conclusiones más sólidas, es importante resaltar que al extender las series hasta Julio de 2008 se aprecia una corrección o suavización de esta caída de temperatura, la cual, probablemente no correspondía a ningún tipo de tendencia de carácter frío a largo plazo, sino simplemente la variabilidad inter-anual propia del sistema climático.

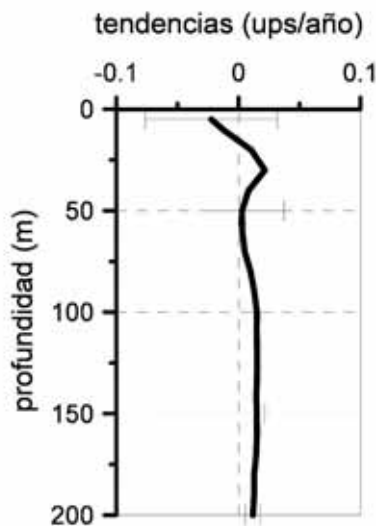


Figura 5.15. Tendencias de salinidad en función de la profundidad sobre el periodo 1996-2008 en la estación CP9 de RADMED (antigua Ecomurcia).

Las series de temperatura del aire, tanto procedentes de la AEMET como del “NCEP” muestran que desde 1990, aproximadamente, hay una ligera tendencia negativa de la temperatura del aire, aunque no se produce una inflexión en el año 1998, ni se registra ninguna anomalía en este año como ocurre en la columna de agua. Este hecho, junto con las alteraciones del campo de salinidad, sugieren que ciertos procesos oceanográficos como la formación de

aguas intermedias estarían fuertemente afectados por las alteraciones en la interacción océano-atmósfera. La figura 5.16 muestra que las elevadas temperaturas y baja salinidad del año 1998 coinciden con la ausencia de AOI (WIW en la figura 5.16 de su acrónimo inglés “Western Intermediate Water”) y una temperatura y salinidad especialmente elevadas del ALI (LIW en la figura, del inglés Levantine Intermediate Water). Por otra parte, el periodo frío posterior a esta fecha supone de nuevo la presencia de AOI en los canales. Es especialmente llamativa la presencia de APMO muy fría en 2005. La figura 5.17 muestra que estos valores tan bajos de temperatura se asocian a una fuerte pérdida de calor del mar. Las aguas profundas excepcionalmente frías del año 2005 se han relacionado con un proceso de “cascading”, formación de aguas muy frías en plataforma, menos saladas que aquellas que intervienen habitualmente en los procesos de formación de aguas profundas, pero con suficiente densidad para hundirse hasta el fondo de la cuenca debido a sus valores de temperatura excepcionalmente bajos.

En definitiva, todos estos hechos evidencian la gran influencia de la intensa interacción océano-atmósfera sobre la formación de distintas masas de agua en el sector Noroccidental del Mediterráneo y su posterior influencia hasta latitudes más bajas como la región de Murcia. Muestran también la alternancia de periodos cálidos y fríos de varios años de duración, la existencia de un periodo de calentamiento desde inicios de los años 70, su intensificación en los años 90 hasta un máximo en 1998 y la mayor influencia de aguas de carácter atlántico durante las anomalías cálidas. Esto indicaría que la ausencia de formación de AOI durante inviernos suaves favorece la entrada de agua atlántica a través de los canales Baleares. Finalmente, hemos mostrado que estos cambios en el calor acumulado a lo largo de la columna de agua y su salinidad han tenido efectos sobre el nivel del mar, el cual ha aumentado a

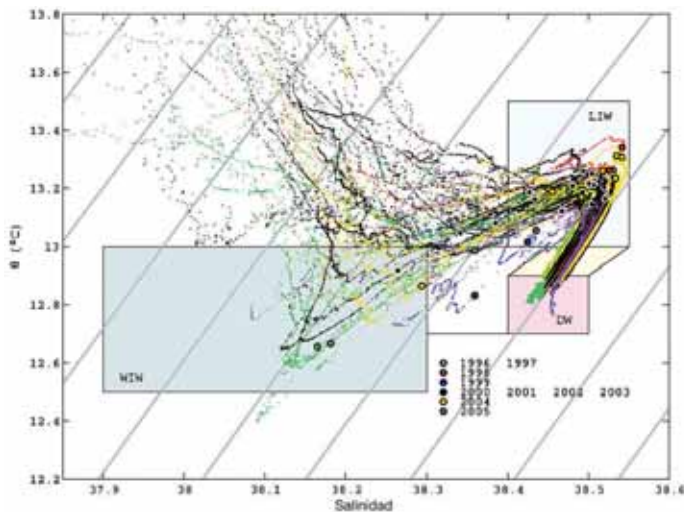


Figura 5.16. De González-Pola [2006]. Diagrama TS correspondiente a dos estaciones oceanográficas en los canales de Mallorca e Ibiza muestradas desde 1996 a 2005 en el marco del proyecto Ecocirbal del IEO.

un ritmo intenso desde el año 1990, con un descenso desde 1997 hasta 2005. Durante los años 2006 y 2007 parece iniciarse una recuperación de las temperaturas tras los eventos fríos que acabamos de describir. Estas variaciones de pocos años de duración apenas oscurecen los cambios a largo plazo detectados en series de suficiente longitud, como es el caso de L'Estartit, sin embargo tienen un impacto importante en otras más cortas como es el caso del nivel del mar en Palma o la temperatura y salinidad en Palma y Murcia.

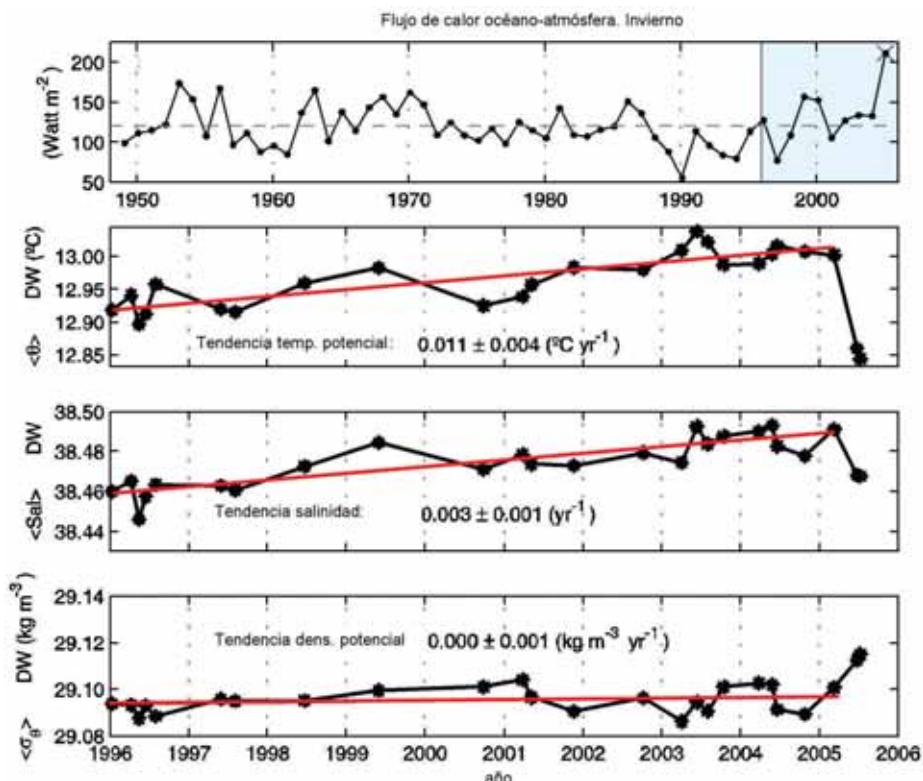


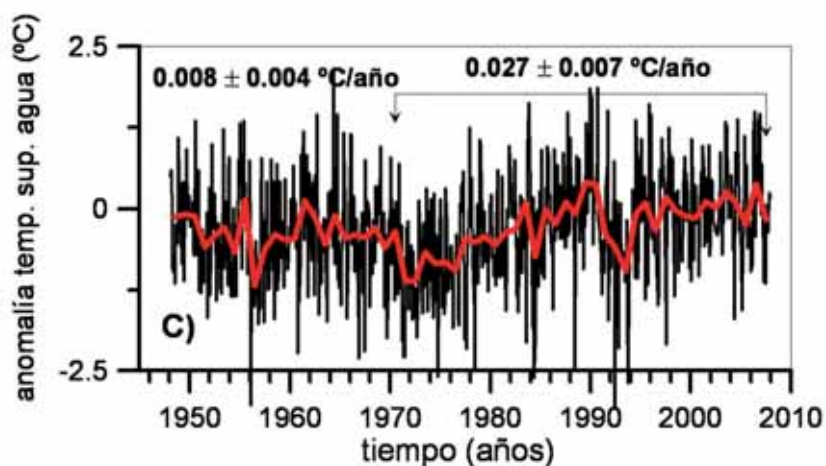
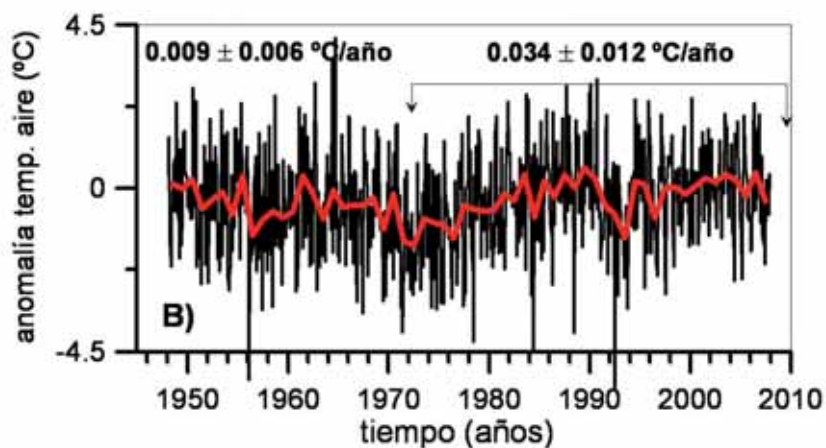
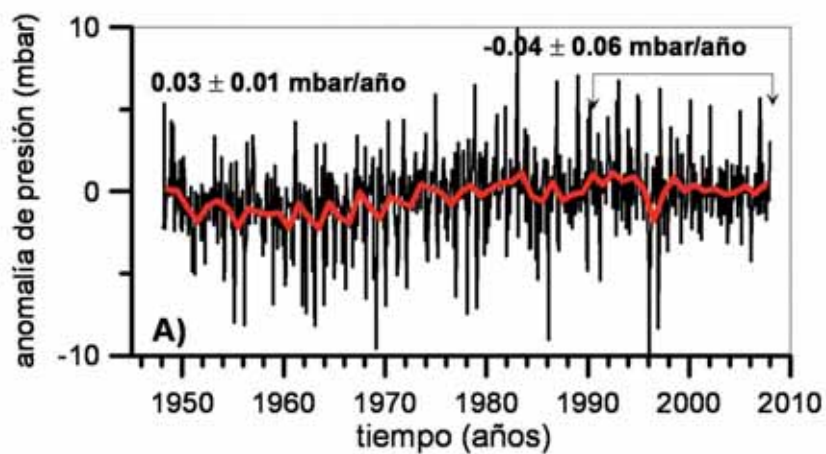
Figura 5.17. De González-Pola [2006]. A) Serie temporal de flujo de calor del océano a la atmósfera a partir de datos del "NCEP/Reanalysis" en el Golfo de León. Las figuras B1, B2 y B3 son las series de temperatura potencial, salinidad y densidad potencial en una estación del Canal de Mallorca (proyecto Cirbal, IEO).

5.3 Principales tendencias oceanográficas y atmosféricas en el mar de Alborán

La evolución de las condiciones atmosféricas y la temperatura superficial del mar en el mar de Alborán han sido muy similares a las del resto de nuestro litoral mediterráneo desde mediados del siglo XX. Se caracterizan por un periodo de descenso de las temperaturas hasta el inicio de los años 70 cuando se produce un incremento muy acusado de las mismas, de tal forma que el balance global del periodo 1948-2007 muestra tendencias positivas tanto de la temperatura del aire como de la temperatura superficial del mar. Un comportamiento parecido se produce en el caso de la presión atmosférica (Fig. 5.18).

Aunque hemos insistido ya varias veces en que las tendencias lineales calculadas en este informe, y de forma general en la mayor parte de los trabajos de detección de cambio climático, sólo deben entenderse como un incremento medio sobre un periodo determinado, los resultados mostrados tanto para el Mar Ligur, costa catalana, Baleares, Murcia y Alborán evidencian que la evolución de las variables atmosféricas y oceanográficas dista mucho de ser lineal. El ritmo al que varían estas variables no es constante en el tiempo. La tendencia o incremento medio de la temperatura del aire y la temperatura superficial del mar en Alborán, al igual que en las zonas estudiadas anteriormente, reflejan simplemente que el descenso de temperatura desde 1948 hasta principios de los 70 fue inferior al aumento posterior desde principios de los 70 hasta 2007. Cada subperiodo por separado muestra tendencias decrecientes y crecientes superiores al cambio medio estimado para el periodo total. A diferencia de las otras zonas analizadas, no se observa el descenso de las temperaturas en la parte final de la serie.

En el caso de Alborán, y por ser también una de las pocas zonas donde se observan afloramientos casi permanentes en nuestro litoral, se ha mostrado la evolución del transporte de Ekman (figura 5.18 D). Se observa un descenso del mismo desde principios de los años 70, así como una intensificación de este descenso en la parte final de la serie temporal. En cualquier caso llamamos la atención sobre este factor y la necesidad de realizar un seguimiento de esta variable, así como de otras de tipo químico y biológico para estudiar en el futuro en qué forma repercute este descenso de la intensidad en los afloramientos en el aporte de nutrientes a la capa fótica, en la producción primaria de la zona y en el resto de la cadena trófica así como en el posible secuestro de CO₂ en el mar de Alborán.



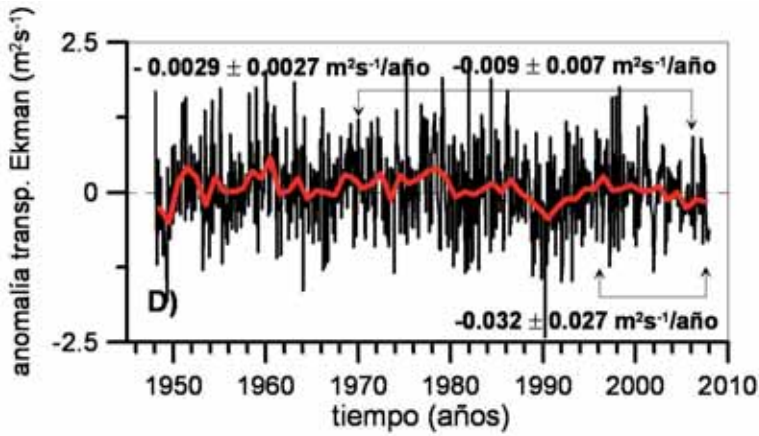


Figura 5.18. Anomalías de presión atmosférica, temperatura del aire, temperatura superficial del agua y transporte de Ekman en el mar de Alborán.

Si comparamos los cambios de temperatura del aire en Alborán obtenidos a partir de los datos del “NCEP”, y los estimados de los datos de la estación meteorológica de Málaga de la AEMET, obtenemos prácticamente los mismos resultados sobre los mismos periodos. La figura 5.19 muestra las anomalías de temperatura del aire y la tendencia usando datos de la AEMET entre 1990 y 2007. Sobre este mismo periodo los datos del “NCEP” muestran una tendencia de $0,036 \pm 0,033^\circ\text{C}/\text{año}$.

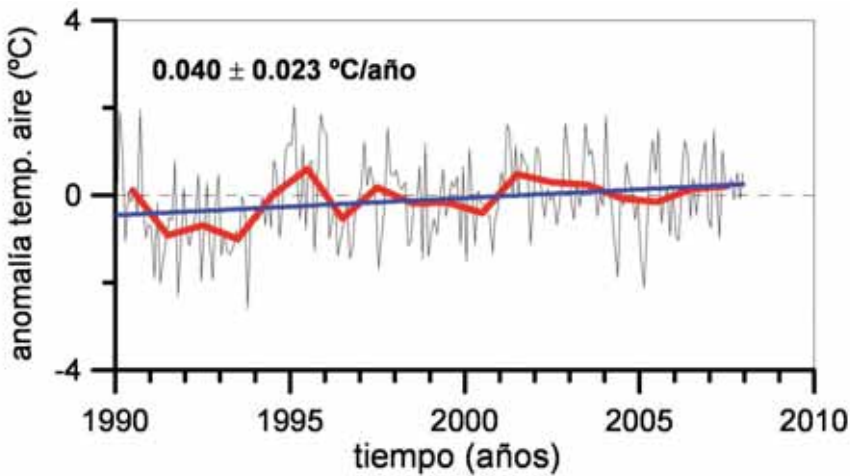


Figura 5.19. Anomalías de la temperatura del aire en la estación meteorológica de Málaga (AEMET).

En definitiva, la principal diferencia observada con las zonas más al norte antes estudiadas, es que, aunque en la parte final del periodo estudiado parece haber un descenso de las tendencias de calentamiento, o incluso una interrupción de las mismas, no se llega a producir un reverso como el apreciado principalmente en las Islas Baleares y en menor medida en la costa catalana. Tal y como evidencia la figura 5.17, dicho reverso debe estar ligado a vientos fuertes del norte en la zona del Golfo de León durante los inviernos, los cuales, habitualmente están asociados a fuertes pérdidas de calor del mar y a la formación de aguas intermedias y profundas. La zona del mar de Alborán no es un área de pérdida de calor en promedio a lo largo del año, y no sufre estos episodios de fuertes vientos del norte y procesos convectivos, por lo que los inviernos severos que han llevado a esta inversión de las tendencias de calentamiento no tendrían tanta influencia en las latitudes del mar de Alborán.

Las figuras 5.20 y 5.21 muestran la evolución de las anomalías de temperatura y salinidad a lo largo de la columna de agua en la plataforma continental del mar de Alborán. Para el periodo analizado en la primera edición de este informe (1992-2005) no se apreciaban tendencias significativas aunque se apreciaba un subperiodo, desde 1992 hasta 2001, durante el que se produjo un aumento intenso de la temperatura. Dicho subperiodo parecía estar dominado por la fuerte anomalía del año 1998 [Vargas-Yáñez *et al.*, 2002, 2005]. Esta anomalía es visible a partir de los 100 m de profundidad, y en especial a 150 y 190 m, en la parte más profunda de la plataforma, donde además coincide con un descenso notable de la salinidad durante el mismo subperiodo (1992-2001). Estos hechos sugieren que su origen pudiese estar en la anomalía de temperatura y salinidad que se produjo en latitudes septentrionales, con la ausencia de formación de AOI, ya que en las capas más superficiales no se aprecia el acusado descenso de la salinidad en torno al año 1998 que sí se observa a 150 y 190 m.

La extensión de las series temporales hasta julio de 2008 muestra una clara recuperación de las anomalías de temperatura positivas durante los años 2006 y 2007, de tal forma que las nuevas tendencias calculadas sobre el periodo total 1992-2008 son positivas y significativas a lo largo de toda la columna de agua en la plataforma continental.

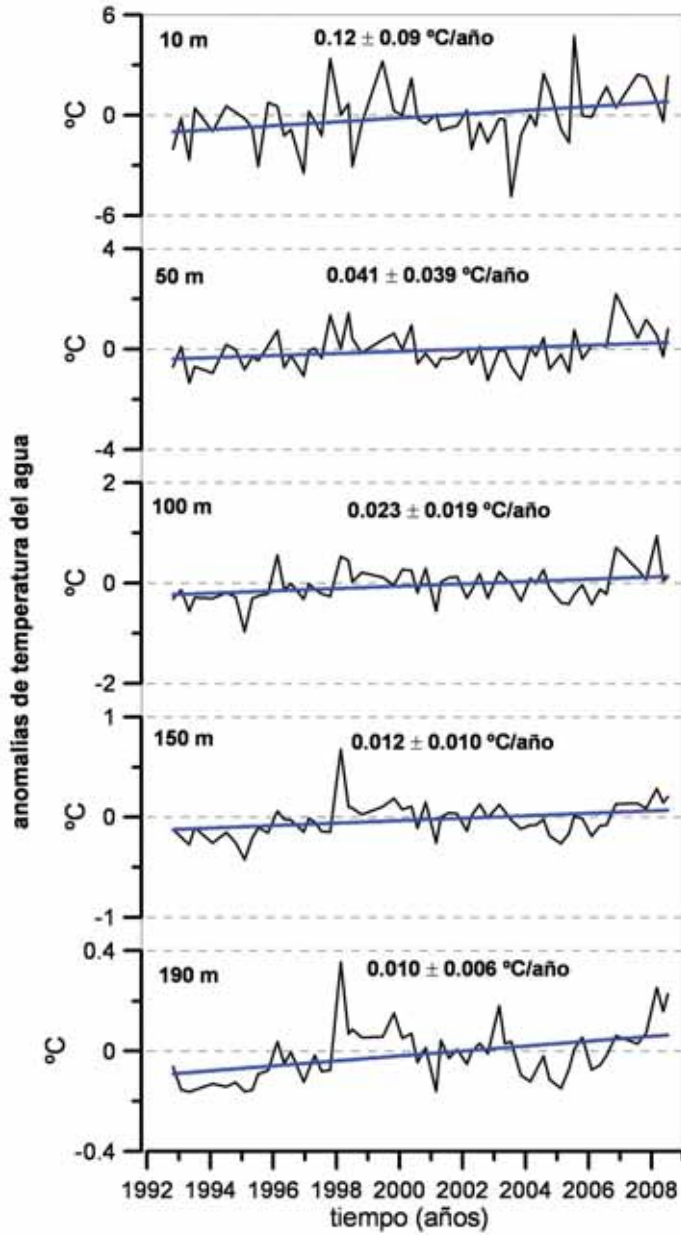


Figura 5.20. Anomalías de temperatura en la estación V3 de RADMED (véase la posición en la figura 4. 20 A).

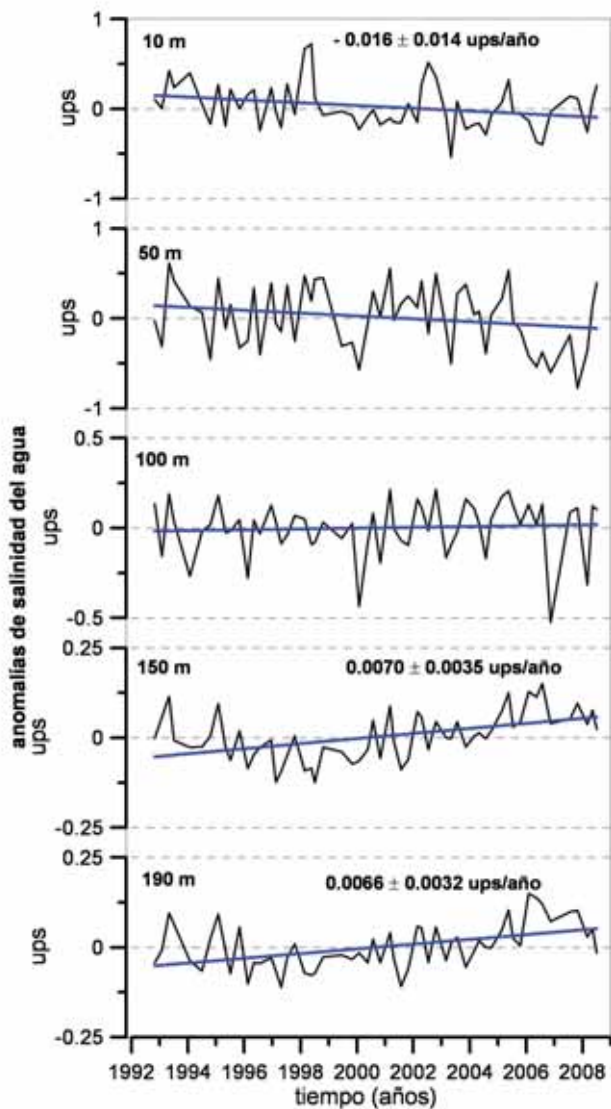


Figura 5.21. Igual que la figura 5.20 para la salinidad en la estación V3.

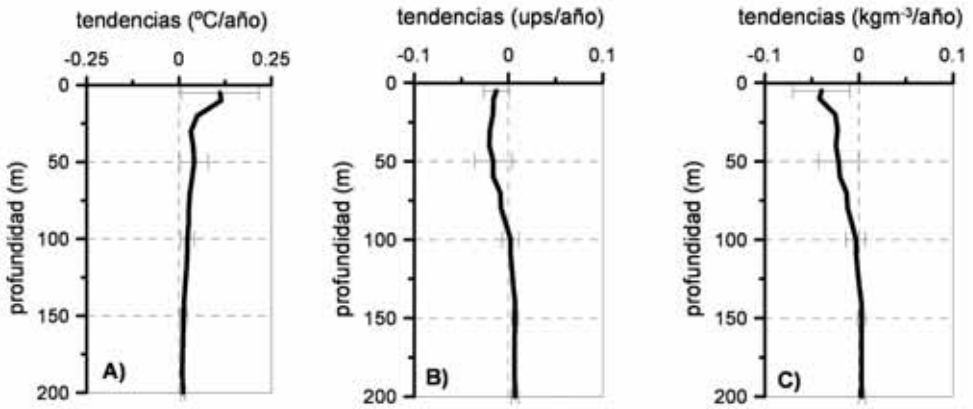


Figura 5.22. Tendencias, en función de la profundidad, de la temperatura, salinidad y densidad en la estación V3. (ver figura 4.20 A).

La evolución de las temperaturas a lo largo de la columna de agua tiene su reflejo en el contenido calorífico de la misma y la elevación del nivel termostérico. La figura 5.23 A) muestra la anomalía de calor acumulado en los 200m de la columna de agua de la plataforma continental de Málaga. Desde 1992 y hasta finales del año 2000 se produjo un importante aumento del calor absorbido por la columna de agua, sin embargo, desde entonces y hasta 2005 se invirtió esta tendencia, de tal forma que el balance sobre el periodo 1992-2005 (analizado en la primera edición) mostraba un aumento muy suave y no significativo del calor almacenado. Dicho aumento se traducía en un incremento de 0,5 mm/año del nivel termostérico. A pesar de que las tendencias lineales de nivel termostérico no predecían grandes variaciones en el nivel del mar, durante el citado periodo 1992-2005, éste aumentó en la localidad de Málaga a un ritmo de 11,2 mm/año, siendo la variación total del nivel del mar desde 1943 a 2005 de 1,3 mm/año. Durante estos mismos años la presión atmosférica descendió, pero de acuerdo al efecto de barómetro invertido este descenso de presión no podía explicar más que 0,4 mm/año (que coincide bastante bien con la corrección más rigurosa de la sección 5.5), lo que indicaba que otras causas como variaciones en la circulación del mar de Alborán o un aumento de la masa de agua, debían ser los responsables de los cambios observados. Nuevamente el seguimiento sistemático de las condiciones oceanográficas y la actualización de las series temporales arroja luz sobre el carácter transitorio de algunas de las variaciones mostradas en la edición anterior. La figura 5.23 A) muestra el nuevo aumento del calor absorbido por la columna de agua, recuperándose las tendencias previas al año 2001. Este aumento se traduce en una expansión térmica de 1,4 mm/año. El nivel del mar para el periodo 1992-2007 sigue creciendo a un ritmo muy alto, si bien las tendencias anteriores se han rebajado hasta 8,7 mm/año con una tasa de crecimiento media desde 1943 a 2007 de 1,4 mm/año. Sigue siendo destacable el hecho de que el fuerte ascenso del nivel del mar desde 1992 es muy superior al explicado por las variaciones del nivel termostérico, indicando que otras causas deben ser las responsables del mismo.

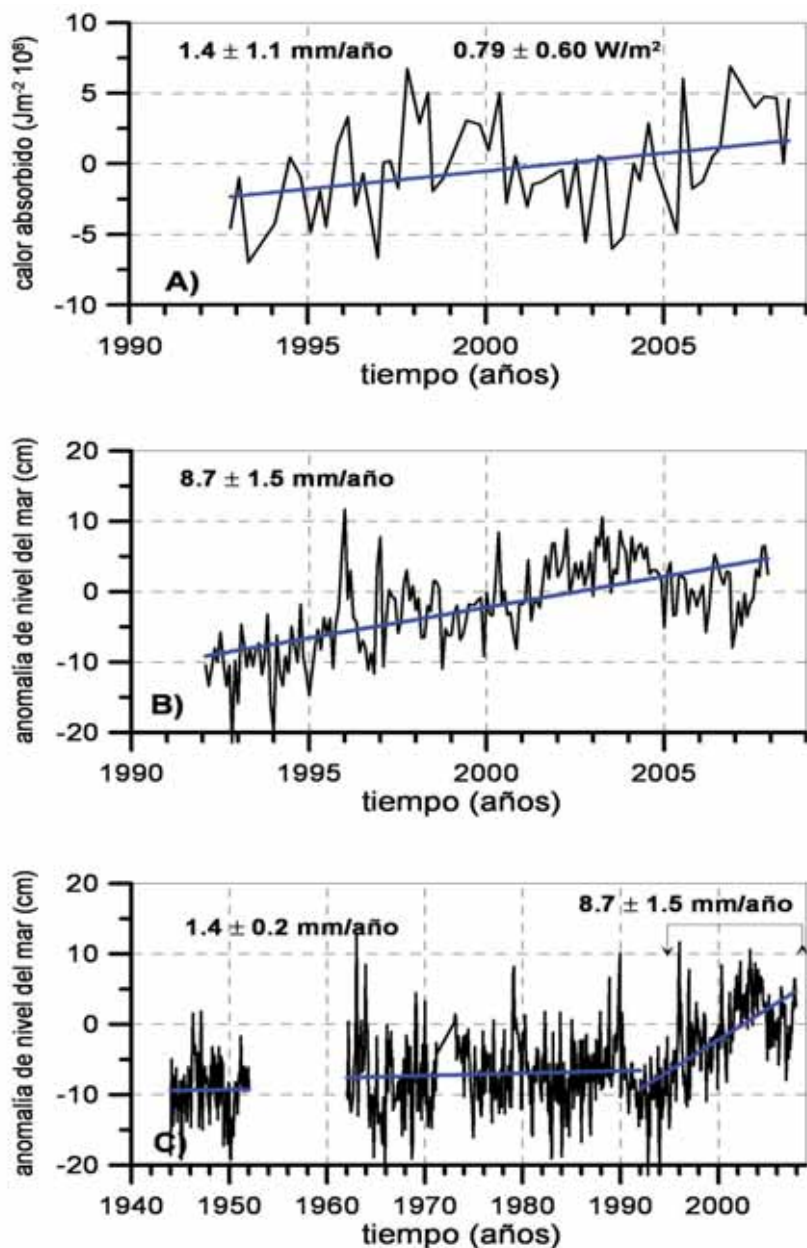


Figura 5.23. A) Calor absorbido en $\text{Jm}^{-2} \times 10^6$ en la estación V3 de RADMED. B) nivel del mar observado en el periodo 1992-2007 coincidente con las series hidrológicas. C) Nivel del mar observado en el mareógrafo de Málaga. Se han incluido las tendencias sobre el periodo total, así como sobre ciertos subperiodos marcados con flechas.

5.4 Análisis de series históricas de datos oceanográficos. Principales tendencias oceanográficas y atmosféricas a lo largo de la segunda mitad del siglo XX

Las series temporales de variables oceanográficas, obtenidas en el marco de proyectos destinados específicamente a la monitorización y al estudio de la evolución temporal de las propiedades físicas, químicas y biológicas de nuestros mares son relativamente recientes. Salvo en el caso de la estación oceanográfica de L'Estartit, estas series sistemáticas se remontan al inicio de los años 90, y aunque ya nos permiten conocer cómo se ha comportado el mar durante la década de los 90 y el inicio de este nuevo siglo y entender mejor algunos de los procesos relevantes en el contexto del cambio climático, su longitud es insuficiente para este tipo de estudios. Necesitamos poner en perspectiva nuestros resultados recientes y conocer cuál ha sido la evolución del Mediterráneo durante un periodo más largo de tiempo.

En este sentido son de vital importancia las recopilaciones de datos históricos que nos permiten disponer de bases de datos y series temporales de gran longitud, si bien dichas series se obtienen a partir de distintas campañas oceanográficas dispersas en el espacio y el tiempo, lo que hace que la cobertura espacial y temporal no sea siempre la idónea.

En el caso concreto del Mediterráneo, las iniciativas más importantes en este campo han sido posiblemente los proyectos europeos MEDATLAS (MAS2-CT93-0074) y MEDAR (MAS3-CT98-0174). En estos proyectos se han recopilado un gran número de datos de hidrología, así como oxígeno, nutrientes inorgánicos, etc. publicados en formato CD.

A partir de los datos de MEDAR/MEDATLAS [2002] elaboramos series temporales de temperatura potencial, salinidad y densidad potencial para tres áreas geográficas que cubren de norte a sur el litoral mediterráneo español y las aguas profundas que lo rodean. La primera zona se extiende desde la costa catalana hacia el Mar Ligur al Este (véase la figura 3.1). La segunda cubre una amplia zona que engloba las Islas Baleares y parte del levante español, y la tercera encierra la mayor parte del mar de Alborán.

Para cada una de estas zonas se tomaron todos los perfiles de temperatura y salinidad correspondientes a todas las campañas disponibles desde 1943 hasta el año 2000. Todos los perfiles correspondientes a un mismo mes y año se promediaron, de tal forma que en cada zona geográfica disponemos, en principio, de doce perfiles para cada año desde 1943 hasta el año 2000. En el caso del mar de Alborán la profundidad máxima de los perfiles es de 1.400 m, mientras que en la zona de Baleares y la de Cataluña/Mar Ligur es de 2.000 m. Al no tratarse de datos procedentes de sistemas rutinarios de observación, son frecuentes los meses y años en que no hay datos disponibles para ciertas profundidades, o incluso para ninguna profundidad, por lo que las series finales son bastante irregulares.

A partir de estas series se calcularon las tendencias lineales para la temperatura potencial, salinidad y densidad potencial a lo largo de la columna de agua. La figura 5.24, 5.25 y 5.26 muestran estas tendencias en función de la profundidad para las tres áreas seleccionadas: Cataluña/Ligur, Baleares/Levante y Alborán.

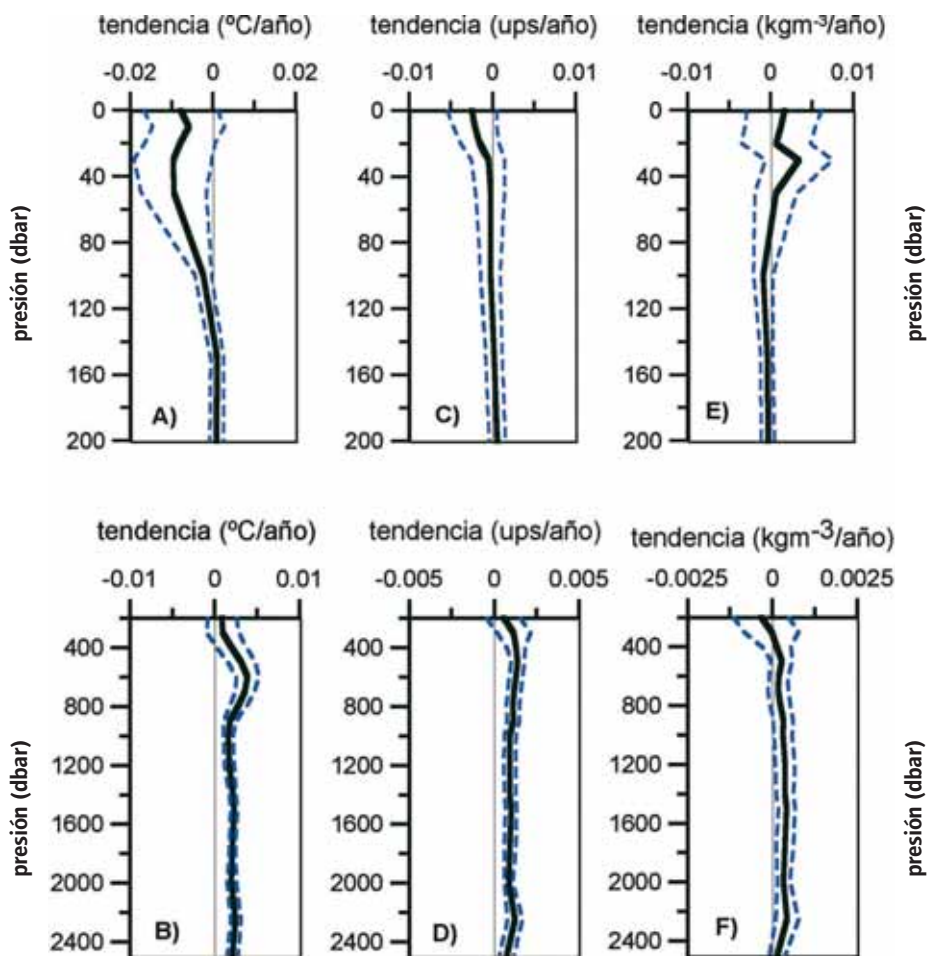


Figura 5.24. Tendencias lineales para la temperatura potencial, (A y B), salinidad (C y D) y densidad potencial (E y F) en el área de Cataluña/Mar Ligur. Todos los perfiles de temperatura y salinidad corresponden a un rectángulo entre 42° 30.69' N y 41° 1.04' N de latitud, y 3° 40.2' E, 6° 55.5' E de longitud. Debido a la distinta magnitud de las tendencias en los 200 m superiores, y en las aguas intermedias y profundas, se ha dividido cada gráfico en una parte superior y otra inferior. Las líneas discontinuas indican los intervalos al 95% de confianza.

De estas gráficas se desprende que la salinidad ha aumentado para las capas intermedias y profundas (desde los 200 m hasta el fondo) en todas las áreas geográficas que cubren el litoral mediterráneo español, lo que puede considerarse una evidencia de que así ha sucedido en el Mediterráneo Occidental de forma general. La temperatura sigue prácticamente el mismo com-

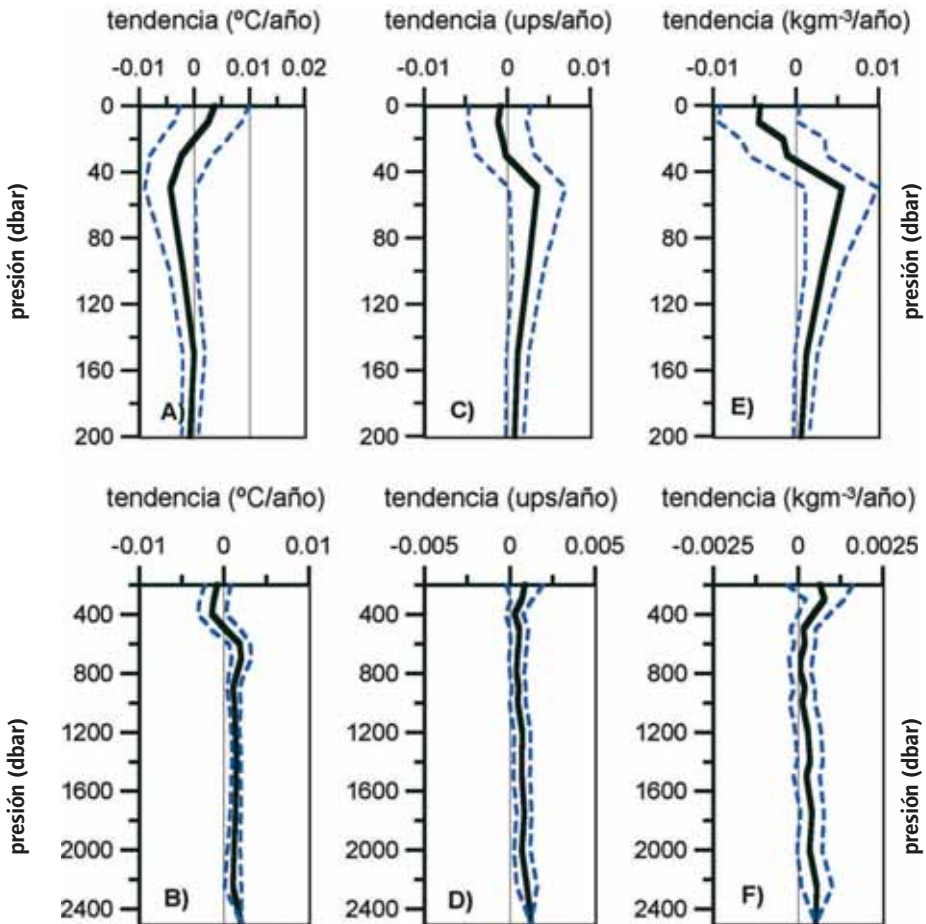


Figura 5.25. Tendencias lineales para la temperatura potencial (A y B), salinidad (C y D) y densidad potencial (E y F) en las Islas Baleares y área de levante. Todos los perfiles de temperatura y salinidad corresponden a un rectángulo entre 41° N y 38° N de latitud, y 0° E, 6° E de longitud. Debido a la distinta magnitud de las tendencias en los 200 m superiores, y en las aguas intermedias y profundas, se ha dividido cada gráfico en una parte superior y otra inferior. Las líneas discontinuas indican los intervalos al 95% de confianza.

portamiento, salvo que tal vez el aumento de temperatura en la zona Balear se produce a partir de los 500 m de profundidad, en lugar de los 200 m como sucede con la salinidad y con la propia temperatura en el resto de las zonas analizadas.

En la capa superior se aprecia un descenso de la temperatura y salinidad en las tres zonas entre los 40 y 80 m aproximadamente. Como ya se comentó en el capítulo 2, en principio este he-

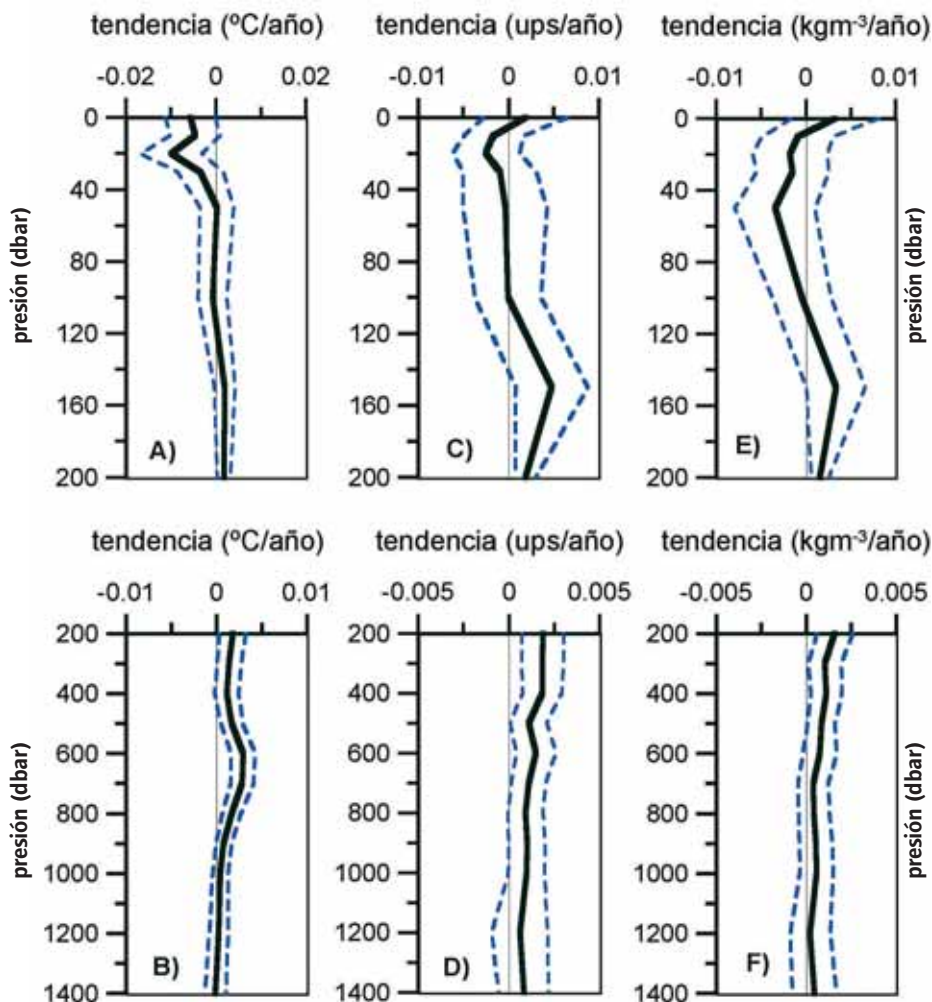
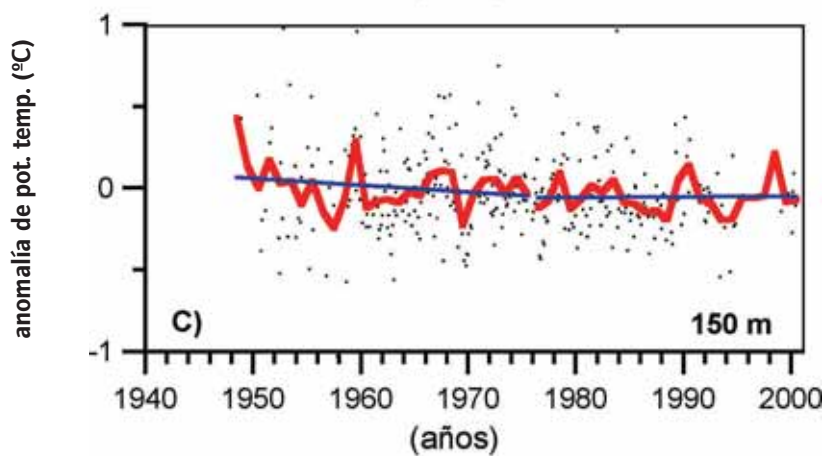
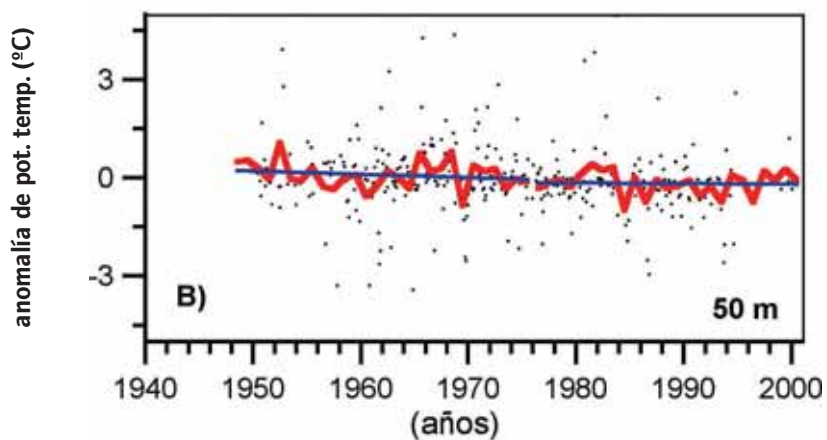
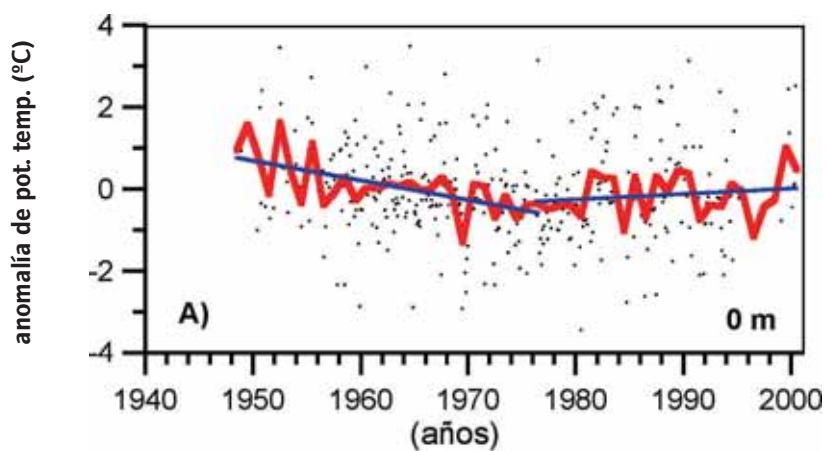


Figura 5.26. Tendencias lineales para la temperatura potencial, (A y B), salinidad (C y D) y densidad potencial (E y F) en el Mar de Alborán. Todos los perfiles de temperatura y salinidad corresponden a un rectángulo entre 36° 42.31' N y 35° 42.69' N de latitud, y 5° 6.1' W, 2° 26.1' W de longitud. Debido a la distinta magnitud de las tendencias en los 200 m superiores, y en las aguas intermedias y profundas, se ha dividido cada gráfico en una parte superior y otra inferior. Las líneas discontinuas indican los intervalos al 95% de confianza.

cho llama la atención, ya que en la estación de L'Estartit se ha puesto de manifiesto un claro aumento de la temperatura en los 80 m superiores de la columna de agua. La figura 5.27 muestra las anomalías de temperatura a 0, 50, 150 y 200 m en la zona de Cataluña/Mar Ligur, y ofrece una posible explicación a esta discrepancia. La serie oceanográfica de L'Estartit comienza a principios de los años 70, coincidiendo con un periodo de rápido ascenso de las temperaturas, tras un periodo de enfriamiento desde el inicio de la serie en 1948. Recordemos que la figura 5.2 C, mostraba la ausencia de tendencias significativas para la temperatura superficial del mar, así como esta oscilación con dos periodos alternos, frío el primero y cálido el segundo. La evolución de la temperatura hasta los 150 m refleja este comportamiento, de tal forma que en la fase final de la serie, hacia el año 2000, se están recuperando las temperaturas superficiales alcanzadas hacia 1948. A partir de los 200 m la pauta seguida por las temperaturas es diferente, posiblemente debido a la influencia del ALI.

Hay que resaltar que este periodo frío en el Mediterráneo Occidental no es más que el reflejo de un proceso de escala global. Tal y como se muestra en el informe del IPCC [2007], la mayor parte del calentamiento ocurrido durante el siglo XX se ha concentrado en dos periodos, desde el inicio del siglo hasta 1945, y a partir de mediados de los 70, con un descenso de las temperaturas entre ambos periodos. La capa superficial de la columna de agua simplemente muestra una respuesta al descenso de temperatura del aire desde algo antes de 1950. Sin embargo, a nivel global, el aumento de temperatura a partir de la década de los 70 es mucho más acusado que la anterior caída de las mismas, proceso que no se observa en la temperatura del agua en el Mediterráneo según las series de MEDAR/MEDATLAS (figuras 5.24 a 5.26 y 5.27). No obstante hay que señalar que estas series temporales tienen una gran dispersión, así como muy escasa información de la parte final de la misma, 1990-2000, por lo que el intenso calentamiento de esta década podría estar subestimado. Los resultados mostrados en las secciones anteriores, usando medidas sistemáticas a partir de proyectos de monitorización oceanográfica indican que realmente éste podría ser el caso desde el inicio de los años 90 hasta 1998, cuando se produjo un fuerte aumento del calor almacenado en la capa superior de la columna de agua. Sin embargo, el nuevo descenso de las temperaturas desde 1998 a 2005, incluyendo el episodio muy frío del invierno de 2004-2005, y el nuevo aumento de las temperaturas en los años 2006 y 2007 hace difícil concluir acerca del balance total para el periodo 1948-2007.



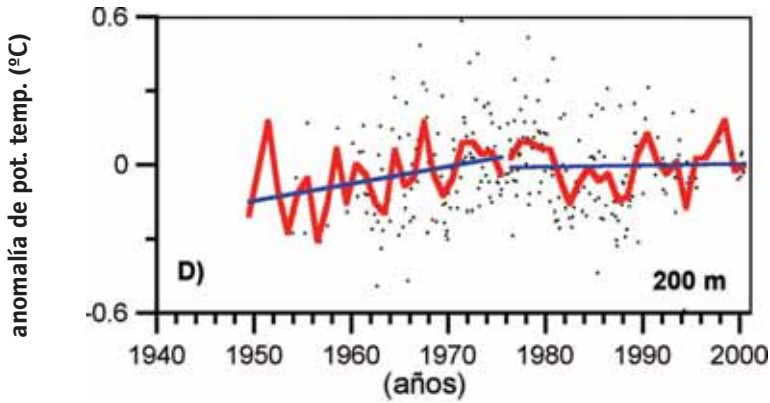
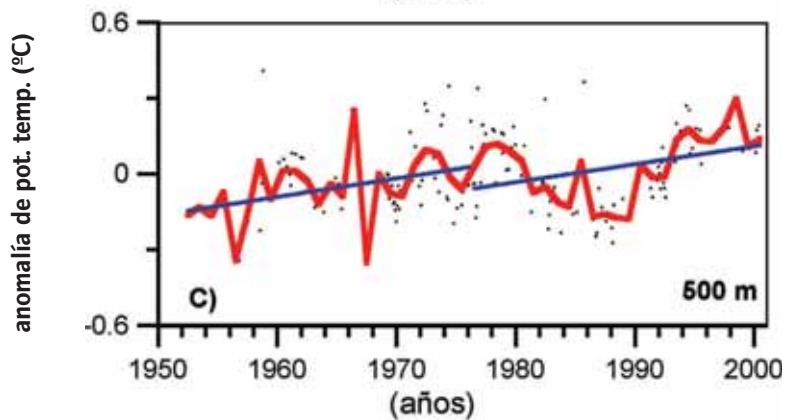
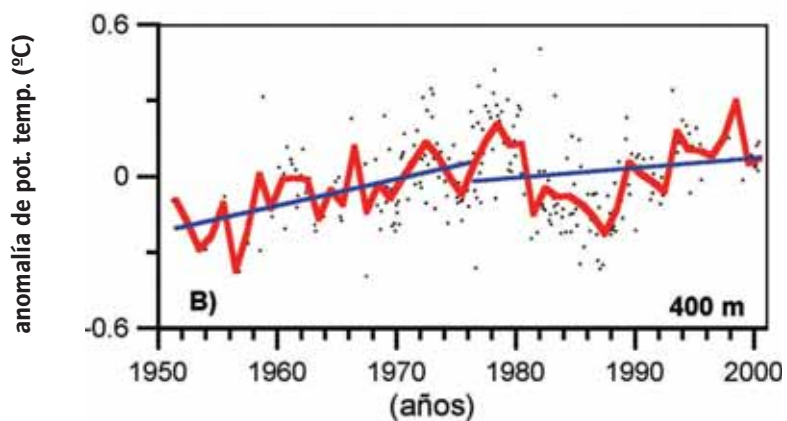
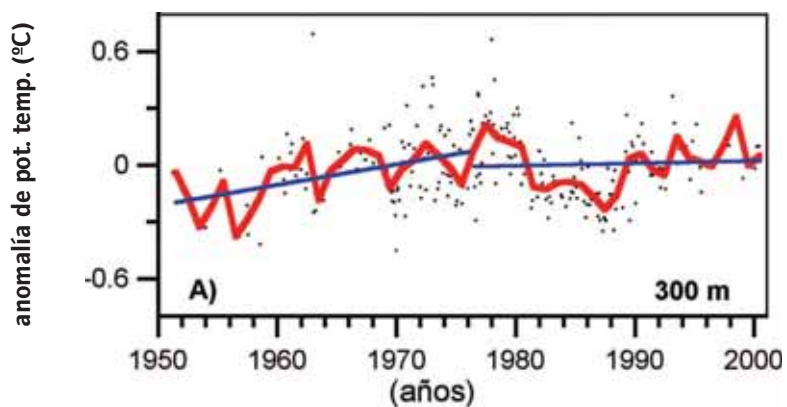


Figura 5.27. Anomalías de temperatura en los 200 m superiores de la columna de agua en la zona seleccionada próxima a Cataluña/Mar Liger. Los puntos indican promedios mensuales (cuando se ha dispuesto de suficientes datos), y la línea roja promedios anuales. Se han incluido en azul las tendencias lineales desde el principio de la serie hasta 1971, y desde este año hasta el 2000, para comparar con los resultados de la serie de L'Estartit que se inicia a principios de los 70.

La capa intermedia, desde los 200 a los 600 m de profundidad tiene un comportamiento distinto (figura 5.28). Tal y como mostramos en las figuras 5.24 a 5.26, hay un aumento en promedio de la temperatura de esta capa de la columna de agua, ocupada por el ALI. Sin embargo se observan también claras oscilaciones, como el fuerte enfriamiento sufrido por esta masa de agua desde finales de los 70 hasta finales de los 80. Este periodo de descenso de las temperaturas coincide con el mostrado por Bankart y Pinardi [2001] para esta misma masa de agua en el Mediterráneo Oriental. Teniendo en cuenta que el ALI se forma en la cuenca oriental y es adveçada a través del Canal de Sicilia hasta la cuenca occidental, la consistencia de los resultados de Bankart y Pinardi y los expuestos en este capítulo muestran que se trata de un fenómeno real y no fruto de la dispersión de los datos.



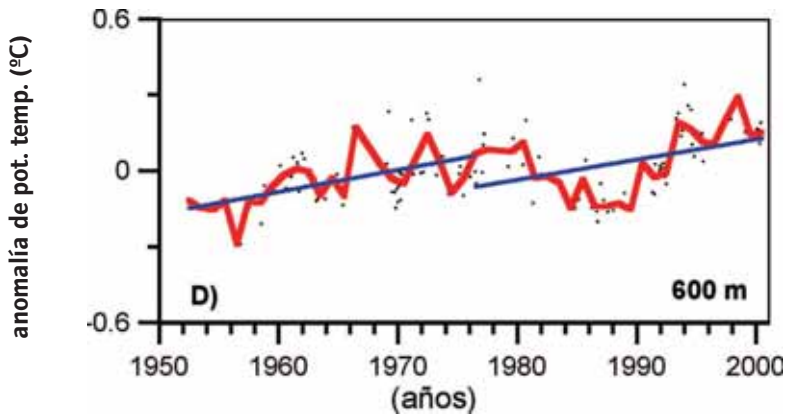
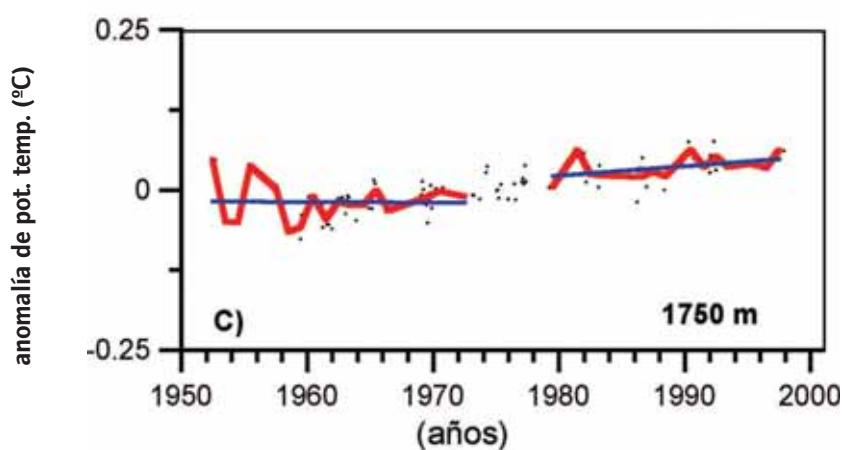
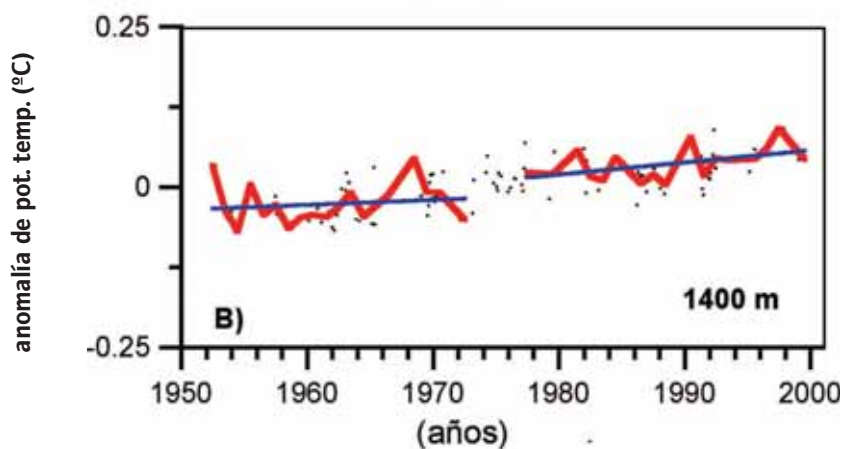
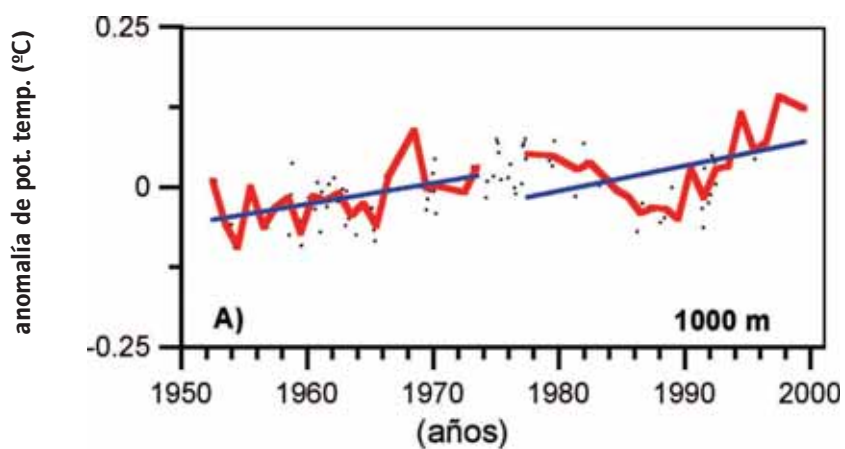


Figura 5.28. Igual que la figura 5.27, pero para la capa intermedia ocupada por el ALI.

En las capas más profundas, ocupadas por el APMO, el aumento de la temperatura a lo largo de toda la serie es casi uniforme (figura 5.29). Tan sólo a 1000 m de profundidad se nota la influencia del descenso de temperatura del ALI, que puede ser debido a la difusión del calor, o a la participación de esta masa de agua en la formación de las aguas profundas.



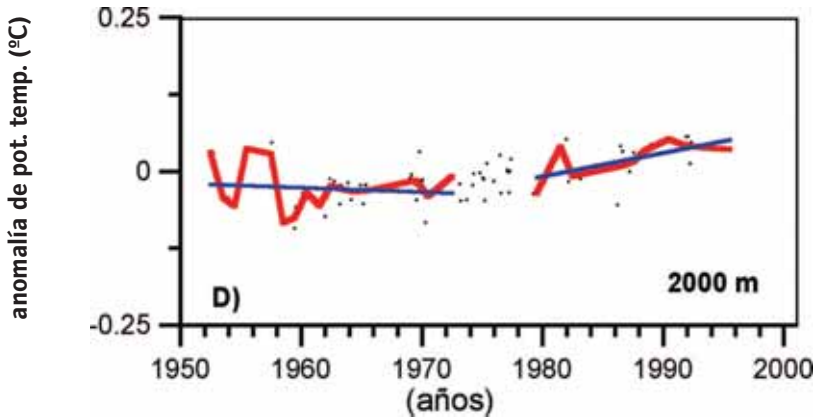


Figura 5.29. Igual que las figuras 5.27 y 5.28, pero para la capa más profunda, desde los 1.000 m hasta las medidas más profundas disponibles (2.000 m).

Aunque ya hemos mencionado el carácter irregular de estas series, debido en parte a los numerosos huecos, y a que la escasez de datos obliga a promediar datos procedentes de zonas geográficas muy amplias donde pueden existir estructuras oceanográficas y gradientes importantes, volvemos a llamar la atención sobre este hecho. Desde antes del año 1960 la temperatura ha aumentado de forma constante desde los 1.400 a 2.000 m (figuras 5.29 B, C y D). Sin embargo, la presencia de un número escaso de medidas al inicio de la serie con anomalías positivas y muy elevadas producen el efecto de una tendencia media negativa para este primer subperiodo, cuando en realidad las temperaturas suben continuamente desde 1959 hasta el final de la serie.

5.5 Efecto del forzamiento atmosférico y nivel estérico sobre las tendencias del nivel del mar

No presentamos las series de anomalías de salinidad, así como las series correspondientes a la temperatura y salinidad para las restantes áreas geográficas por parecernos redundantes. Las principales tendencias quedan ya mostradas en las figuras 5.24, 5.25 y 5.26, y como ya hemos mencionado, el comportamiento de todas estas áreas es bastante similar. Hay que notar que el aumento de salinidad en las capas intermedias y profundas va acompañado de un aumento, con tendencias significativas, de la densidad potencial. Esto implicaría un descenso del nivel estérico, debido a la contribución halostérica que superaría el efecto opuesto de la dilatación térmica o nivel termostérico. Tsimplis y Baker [2000] ya sugirieron que este hecho podría haber contribuido al anómalo comportamiento del nivel del Mediterráneo durante la mayor parte de la segunda mitad del siglo XX. Estos mismos autores, Tsimplis y Josey [2001], Gomis *et al.* [2006, 2007] muestran que la presión atmosférica y el viento tienen una gran importancia en las oscilaciones del nivel del mar, de tal forma que el aumento progresivo de la presión atmosférica desde principios de los años 60 hasta el 1994 (aproximadamente), indujo un descenso del nivel del mar que contrastó con el aumento global de entre 1 y 2 mm/año [Church *et al.*, 2001]. Debido a que las variaciones de presión atmosférica sobre el Mediterráneo están ligadas a la posición e intensidad del anticiclón de las Azores, el índice NAO está correlacionado negativamente con el nivel del mar. Dado que este índice ha sido reconstruido hasta 1659, estos autores han reconstruido también el nivel del mar forzado meteorológicamente hasta esta misma fecha, y a través del nivel del mar, las variaciones del flujo barotrópico en el Estrecho de Gibraltar.

El uso reciente del modelo HAMSOM forzado por campos de viento y presión con alta resolución espacial obtenidos mediante “downscaling” dinámico de los campos del “NCEP/NCAR” [Sotillo *et al.*, 2003, 2005] han permitido a Gomis *et al.* [2007] mostrar cómo el forzamiento meteorológico, principalmente el ya comentado aumento de la presión atmosférica asociada a la fase creciente del índice NAO, fue uno de los factores que produjeron un descenso del nivel del mar desde finales de los años 50 hasta mediados de los 90. En la zona del Mediterráneo que baña las costas españolas se produjo una tendencia negativa en la contribución atmosférica del nivel del mar de alrededor de 0.6 mm/año, siendo este descenso del nivel del mar más pronunciado en el Mar Tirreno, Adriático y en la cuenca levantina (figura 5.30).

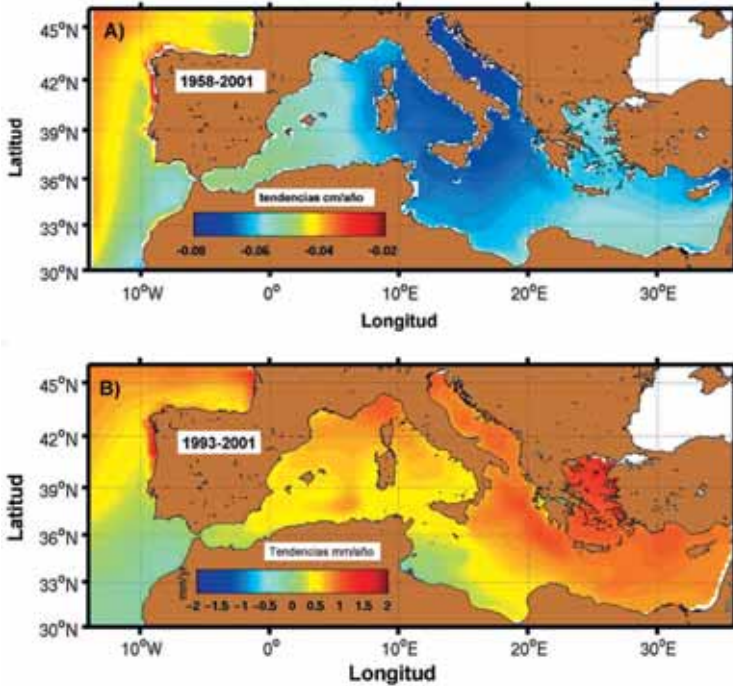
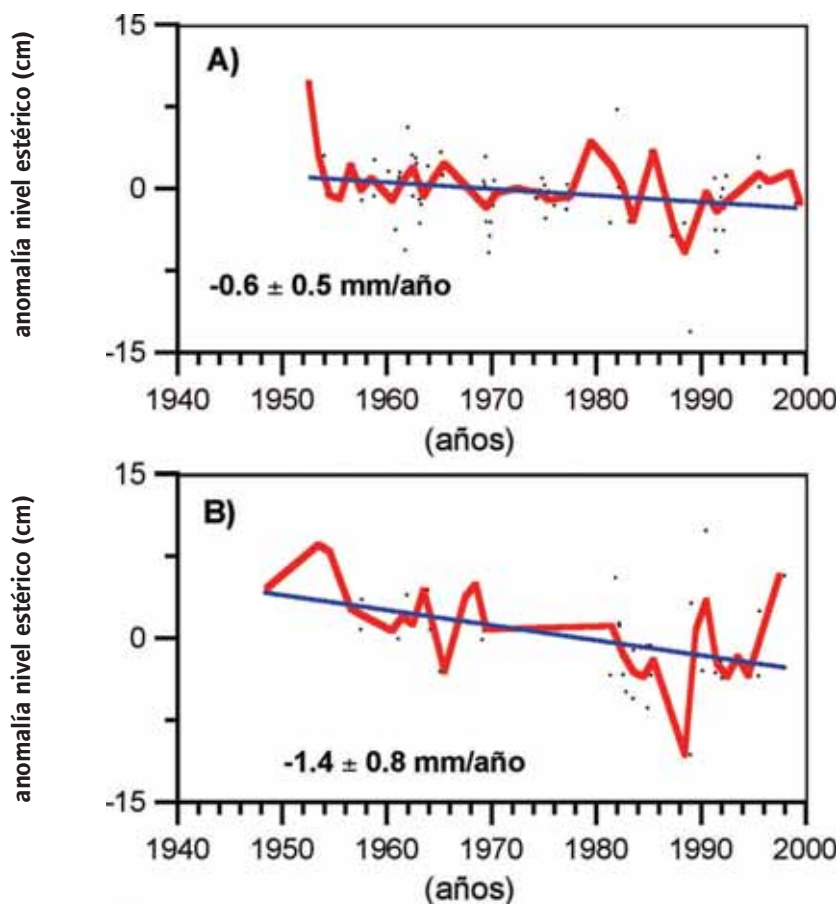


Figura 5.30. Modificada de Gomis *et al.* [2007]. Tendencias lineales para el nivel del mar forzado atmosféricamente (efecto de la presión atmosférica y el viento). A) Para el periodo 1958-2001. Las tendencias están expresadas en cm/año, y B) para el periodo 1993-2001. En este caso las tendencias están expresadas en mm/año.

En la estación mareográfica de Málaga no se observó ninguna variación del nivel medio del mar desde principios de los años 60 hasta inicios de los 90, mientras que en el mismo periodo se produjo un ascenso del nivel del mar de entre 1 y 2 mm/año a nivel global. Por el contrario, desde 1990 y hasta 2005, se produjo un ascenso muy acentuado del nivel del mar, coincidiendo con un notable aumento del ritmo de elevación del nivel del mar en todo el planeta [Cabanes *et al.*, 2001]. Si consideramos que el ascenso del nivel del mar inducido por el forzamiento atmosférico entre 1993 y 2001 fue inferior a 0.5 mm/año (figura 5.30 B), hemos de concluir que el nivel del mar, corregido para este efecto, sí debió aumentar. Es decir, otros factores como la contribución del nivel estérico o un aumento de la masa total de agua debieron producir el ascenso de nivel observado.

La figura 5.31 muestra la evolución del nivel estérico en la zona de Cataluña/Mar Ligur (figura 5.31 A), Baleares/Levante (figura 5.31 B) y Mar de Alborán (figura 5.31 C). Se han utilizado las series temporales construidas a partir de la base de datos MEDAR/MEDATLAS [2002] y el nivel estérico se ha calculado respecto de la superficie de 1.000 dbar. Como ya se ha dicho a lo largo de este informe, el nivel del mar está afectado por las variaciones de densidad de toda la columna de agua. Habiéndose mostrado cambios de densidad en las aguas intermedias y profundas, el cálculo del nivel estérico debería considerar estas masas de agua, es decir, deberíamos integrar estas variaciones hasta el fondo del mar. Sin embargo, el número de huecos en las series temporales aumenta considerablemente con la profundidad, de tal forma que finalmente hemos elegido la superficie de 1.000 dbar como un compromiso entre un suficiente número de datos y la garantía de la influencia del ALI y una cierta influencia del APMO.



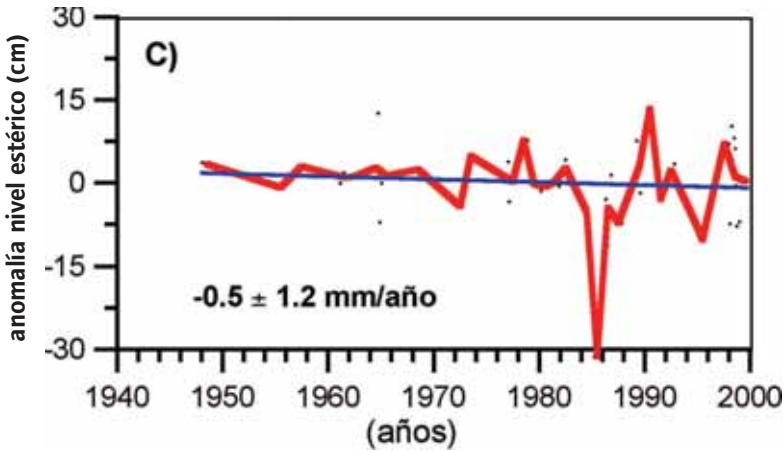


Figura 5.31. Nivel estérico calculado respecto de la superficie de 1.000 dbar usando las series de temperatura y salinidad de MEDAR/MEDATLAS en A) Cataluña/Ligur, B) Baleraes/Levante y C) Alborán.

En las tres zonas se aprecia la escasez de puntos, es decir, de perfiles completos hasta los 1.000 dbar, a pesar de la amplitud del área geográfica seleccionada en cada caso. Este hecho evidencia una vez más la importancia de los muestreos sistemáticos sobre aguas profundas como indicadores climáticos. Además se aprecia un descenso del nivel estérico, debido al aumento de densidad de las aguas intermedias y profundas. Este descenso del nivel estérico, junto con el forzamiento atmosférico, indican que otras causas como un aumento de la cantidad total de masa de agua han debido tener una cierta importancia a lo largo del siglo XX. Igualmente, al final de este siglo, debido al descenso de la presión atmosférica y la relajación de la fase positiva que había dominado la OAN durante la mayor parte de la segunda mitad del siglo XX, se produce un forzamiento atmosférico de signo opuesto. Es decir, el campo de presión y vientos inducirían un ascenso del nivel del mar desde 1993 a 2001. Según la figura 5.30 B, la tendencia inducida por esta causa sería de unos 0.5 mm/año que, de nuevo, no podría explicar el fuerte ascenso del nivel del mar de L'Estartit (sección 5.1 de este capítulo), ni la del mareógrafo de Málaga (figura 5.23). Anteriormente mostramos que las variaciones de nivel estérico en estas localidades y en base a las medidas sistemáticas de los programas de monitorización de la estación de L'Estartit y RADMED, no pueden tampoco explicar completamente las variaciones de nivel observadas, por lo que otras causas como el aumento de la masa de agua deben ser consideradas. Tampoco debemos descartar posibles variaciones en la posición de los sistemas de corrientes que afectan a estas dos regiones.

CONCLUSIONES

Para concluir este capítulo y a modo de resumen hay que señalar varios hechos:

En primer lugar, el análisis de las series de datos disponibles revela la importancia de la monitorización de los océanos y la obtención de series de suficiente longitud. Se ha mostrado cómo el cálculo de tendencias sobre diferentes periodos relativamente cortos de tiempo puede dar resultados distintos. Si dichos resultados no se interpretan en el contexto de observaciones más prolongadas, podrían conducirnos a conclusiones erróneas.

Los datos hidrológicos disponibles en el Mediterráneo occidental tienen una buena cobertura espacial y temporal desde aproximadamente la segunda mitad del siglo XX, coincidiendo esta fecha con la disponibilidad de datos meteorológicos y de temperatura superficial del mar procedentes del reanálisis realizado por el NCEP. Este es el periodo fundamental analizado en este informe, y sobre él se aprecian importantes oscilaciones de largo periodo. Así, si analizamos las tendencias de temperatura superficial del mar y del aire desde el inicio de estas series hasta aproximadamente el inicio o mediados de los años 70, se aprecia un descenso de las temperaturas. Sin embargo, desde estas fechas y hasta el final de las series analizadas (2007 y 2008), se produce un cambio en la tendencia. En consecuencia hay que resaltar que las tendencias habitualmente calculadas en los estudios de cambio climático sólo representan tasas de cambio promediadas para el periodo estudiado.

A pesar de este tipo de oscilaciones propias del sistema climático, el ascenso de las temperaturas superficiales del mar y del aire desde mediados de los 70 supera al descenso anterior, (como cabía esperar en un escenario de cambio climático), de tal forma que el aumento medio de temperatura del aire a lo largo del litoral mediterráneo español varió entre 0,4°C y 0,9°C, mientras que el de la temperatura superficial del mar lo hizo entre 0°C y 0,5°C.

Se observa un aumento de la temperatura y salinidad tanto de las capas intermedias como profundas. Es especialmente significativo el aumento de temperatura y salinidad de estas últimas, de entre 0,03°C y 0,1°C y 0,05 y 0,06 ups, no tanto por su magnitud como por el hecho de que se ha producido de forma continua y casi constante a lo largo del tiempo. Esto es debido, probablemente, a que estas capas profundas son el resultado de la mezcla de distintas masas de agua e "integran" y suavizan los procesos de interacción océano-atmósfera, actuando como un filtro natural que elimina las oscilaciones naturales del sistema climático. La monitorización de estas aguas proporciona, en consecuencia, un excelente indicador climático.

En el caso del nivel del mar se ha puesto de manifiesto la importancia que tienen sobre esta variable factores de muy diversa índole. Desde mediados del siglo XX y hasta principios de los años 90 el nivel del mar parece haber estado dominado o, al menos, fuertemente influenciado por el forzamiento atmosférico, básicamente la acción de la presión atmosférica y del viento. Estos agentes produjeron sobre dicho periodo un descenso del nivel del mar, contrario a la tendencia general observada a nivel global para el resto del planeta. Este hecho no sólo evidencia la importancia de la variabilidad temporal y las oscilaciones decadales del sistema climático que ya hemos comentado, sino las diferencias regionales que pueden producirse en la respuesta de los océanos al fenómeno del cambio global. A partir de principios de los 90 se ha producido un fuerte ascenso del nivel del mar en la zona de L'Estartit, al norte de la costa catalana y en la bahía de Málaga que podemos cifrar entre 2,4 y 8,7 mm/año. Sin embargo, aún dentro de un periodo relativamente breve de tiempo, como el transcurrido desde principios de los 90 hasta el 2007, pueden apreciarse fluctuaciones importantes. Así, tras una serie de años muy cálidos que conllevaron una gran absorción de calor por las capas superficiales del mar y alcanzaron un pronunciado máximo en 1998, se observa un descenso de las temperaturas y el calor absorbido desde esta fecha y hasta 2005, o al menos se interrumpe la tendencia positiva, lo que va asociado a un descenso del nivel del mar en Mallorca. Sin embargo, a partir de 2006 y hasta el final de las series, (2007 o Julio de 2008 según los casos), se vuelve a producir un aumento de las temperaturas así como del nivel del mar en Mallorca.

Para concluir, hay que señalar que los sistemas rutinarios de observación marina implementados en su mayor parte desde el inicio de la década de los 90, y en algunos casos desde principios de los 70, como es el caso de la estación oceanográfica de L'Estartit, han permitido una mayor precisión en el seguimiento de los efectos del cambio climático sobre nuestros mares, identificándose procesos que podrían tener gran importancia sobre los ecosistemas marinos como la aceleración del calentamiento de las aguas de plataforma continental durante la década de los 90.

Referencias

- Álvarez-Fanjul, E., B. Pérez, I. Rodríguez, (1997). A description of the tides in the Eastern North Atlantic. *Prog. Oceanogr.*, 40, 217-244.
- Álvarez-Fanjul, E., B. Pérez, I. Rodríguez, (2001). NIVMAR: A storm-surge forecasting system for Spanish waters. *Sci. Mar.*, 60, 145-154.
- Bethoux, J.P., B. Gentili, P. Morin, E. Nicolas, C. Pino, D. Ruiz-Pino (1999). The Mediterranean Sea: A miniature ocean for the climate and environmental studies and a key for the climatic functioning of the North Atlantic. *Prog. in Oceanogr.* 44,131-146.
- Bethoux, J.P., B. Gentili, D. Tailliez (1998). Warming and freshwater budget change in the Mediterranean since the 1940s, their relation to the greenhouse effect. *Geophys. Res. Lett.* 25, No. 7, 1023-1026.
- Bethoux, J.P., B. Gentili, J. Raunet, D. Tailliez (1990). Warming trend in the Western Mediterranean Deep Water. *Nature*, 347, 660-662.
- Bindoff, N. L., J. Willebrand, V. Artale, A. Cazenave, J. Gregory, S. Gulev, K. Hanawa, C. Le Quère, S. Levitus, Y. Nojiri, C. K. Shum, L.D. Talley and A. Unnikrishnan, (2007). Observations: Oceanic Climate Change and Sea Level. In *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Cheng, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Brankart, J.M., N. Pinardi (2001). Abrupt cooling of the Mediterranean Levantine Intermediate Water at the beginning of the 1980s: Observational evidence and model simulation. *J. Phys. Oceanogr.*, 31, 8, Part 2, 2307-2320.
- Bryden, H.L., H. R. Longworth, S.A. Cunningham (2005). Slowing of the Atlantic meridional overturning circulation at 25°N. *Nature*, 438, doi: 10.1038/nature04385.
- Bryden, H.L., E.L. Mc Donagh, B.A. King (2003). Changes in ocean water mass properties: Oscillations or trends. *Science*, 300, 2086-2088.
- Bunker, A.F., H. Charnock, R.A. Goldsmith (1982). A note on the heat balance of the Mediterranean and Red Sea. *J. Mar. Res.*, 40 (suppl). 73-84.
- Cabanes, C., A. Cazenave, C. Le Provost, (2001). Sea level rise during the past 40 years determined from satellite and in situ observations. *Science*, 294, 840-842.
- Canals, M., P. Puig, X. Durrieu de Madrou, S. Heussner, A. Palanques, J. Fabres (2006). Flushing submarine canyons. *Nature*, 444, doi: 10.1038/nature05271.
- Candela, J., C.D. Winant, H. Bryden (1989). Meteorologically forced subinertial flows through the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.* 94 (C9), 12667-12679.
- Cano, N. (1977). Resultados de la campaña Alborán 73. *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.* Tomo I, 103-176.
- Cano, N., J. García Lafuente (1991). Corrientes en el litoral malagueño: Baja frecuencia. *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.* 7(2), 59-77.
- Church J.A., Gregory, J.M., Huybrechts, P., Kuhn, M., Lambeck, K., Nhuan, M.T., Qin, D. and Woodworth, P.L. 2001, Changes in Sea Level, in *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, eds. Houghton and Ding, Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Crepon, M. (1965). Influence de la pression atmosferique sur le niveau moyen de la Mediterranee Occidentale et sur le flux a travers le Detroit de Gibraltar. *Cah. Oceanogr.* 1(7), 15-32.
- Fabres, J., A. Calafat, A. Sánchez-Vidal, M. Canals, S. Heussner (2002). Composition and spatio-temporal variability of particle fluxes in the western Alboran gyre, Mediterranean Sea. *J. Mar. Systems*, 33-34, 431-456.
- Font, J. (1990). A comparison of seasonal winds with currents on the continental slope of the Catalan Sea (North Western Mediterranean). *J. Geophys. Res.*, Vol. 95, No C2, 1537-1545.
- Font, J., E. García-Ladona, E. G. Górriz (1995). The seasonality of mesoscale motion in the Northern Current of the Western Mediterranean: several years of evidence. *Oceanol. Acta*, 18(2), 207-219.
- Font, J., P. Puig, J. Salat, A. Palanques, M. Emelianov (2007). Sequence of hydrographic changes in NW Mediterranean deep waters due to exceptional winter of 2005. *Scientia Marina*, 71(2), 339-346.
- Fuda, J-L., G. Etiope, C. Millot, P. Faveli, M. Calcara, G. Smriglio, E. Boschi (2002). Warming, salting and origin of the Tyrrhenian Deep Water. *Geophys. Res. Lett.* 29, No. 18, 1886, doi: 10.1029/2001GL014072.
- García-Lafuente, J., J. del Río, E. Álvarez-Fanjul, D. Gomis, J. Delgado (2004). Some aspects of the seasonal sea level variations around Spain. *J. Geophys. Res.* 109, C09008, doi: 10.1029 /2003J C00 2070.
- García-Lafuente, J., J. Delgado, J.M. Vargas, M. Vargas, F. Plaza, T. Sarhan (2002). Low-frequency variability of the exchanged flows through the Strait of Gibraltar during CANIGO. *Deep Sea Res., Part II*, 49, 4051-4067.
- García Lafuente, J., J.L. López-Jurado, N. Cano, M. Vargas, J. Aguiar (1995). Circulation of water masses through the Ibiza Channel. *Oceanol. Acta*, 18(2), 245-254.
- Garret, C., R. Outerbridge, K. Thompson (1993). Interannual variability in the Mediterranean heat and buoyancy fluxes. *J. of Climate*, 6, 900-910.
- Gill, A.E. (1982). Atmosphere-Ocean dynamics. *International Geophysics Series*, Vol. 30, Academic Press, INC., San Diego, USA.
- Gomis, D., M.N. Tsimplis, B. Martín-Mínguez, A.W. Ratsimandresy, J. García-Lafuente, S.A. Josey (2006). Mediterranean sea level and barotropic flow through the Strait of Gibraltar for the period 1958-2001 and reconstructed since 1659. *J. Geophys. Res.* Vol. 111, C11005, doi: 10.1029/2005JC003186.
- Gomis, D., S. Ruiz, M. G. Sotillo, E. Álvarez-Fanjul, J. Terradas (2008). Low frequency Mediterranean sea level variability: the contribution of atmospheric pressure and wind. (*Global and Planetary Change*, 63 (2-3), 215-229”).
- González-Pola, C. (2006). Variabilidad climática oceánica en la región sureste del Golfo de Vizcaya. Tesis doctoral. Universidad de Oviedo. 252 pp.
- González-Pola, C., A. Lavín, M. Vargas-Yáñez (2005). Intense warming and salinity modification of intermediate water masses in the southeastern corner of the Bay of Biscay for the period 1992-2003. *J. Geophys. Res.* 110, C05020, doi: 10.1029 /2004JC 002367.

- Gouretski, V., K.P. Koltermann, (2007). How much is the ocean really warming? *Geophys. Res. Lett.*, 34, L01610, doi: 10.1029/2006GL027834.
- Goy, J., P. Morand, M. Etienne (1989). Long-term fluctuations of Pelagia noctiluca (Cnidaria Scyphomedusa) in the Western Mediterranean Sea. Prediction by climatic variables. *Deep-Sea Res.* 36(2), 269-279.
- Gregory J.M. et al. (2004). Simulated and observed decadal variability in ocean heat content. *Geophys. Res. Lett.* 31, L15312.
- Hegerl, G.C., F.W. Zwiers, P. Braconnot, N.P. Gillet, Y. Luo, J.A. Marengo Orsini, N. Nicholls, J.E. Pennen and P.A. Stott (2007). Understanding and Attributing Climate Change. In *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Cheng, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Hurrell, J.W., Y. Kushnir, G. Ottersen, M. Visbeck (Eds). (2003). *The North Atlantic Oscillation. Climatic significance and environmental impact.* American Geophysical Union, Washington D.C. 279 pp.
- Johnson, R.G. (1997). Climate control requires a dam at the Strait of Gibraltar. *Eos* 78 (27), 277-281.
- Klein, B., W. Roether, B.B. Manca, D. Bregant, V. Beitzel, V. Kovacevic, A. Luchetta (1999). The large deep water transient in the Eastern Mediterranean. *Deep-Sea Res.* 46, 371-414.
- Koutsikopoulos, C., P. Beillois, C. Lerog, F. Taillefen (1998). Temporal trends and spatial structures of the sea surface temperature in the Bay of Biscay. *Oceanol. Acta.* 21(2), 335-344.
- Krahmann, G. and F. Schott (1998). Long term increases in Western Mediterranean salinities and temperatures: Anthropogenic and climatic sources. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 4209-4212.
- Lascaratos, A., W. Roether, K. Nitis, B. Klein (1999). Recent changes in deep water formation and spreading in the Eastern Mediterranean Sea: a review. *Prog. in Oceanogr.*, 44, 5-36.
- Lavín, A., H. L. Bryden, G. Parrilla (1998). Meridional transport and heat flux variations in the Subtropical North Atlantic. *Glob. Atmos. Ocean Syst.* 6, 269-293.
- Leaman, K. D. y F. A. Schott (1991). Hydrographic structure of the convection regime in the Gulf of Lions: Winter 1987. *J. of Phys. Res.*, 21, 575-598.
- López-Jurado, J. L., C. González-Pola, P. Vélez-Belchí (2005). Observations of an abrupt disruption of the long term warming trend at the Balearic Sea, Western Mediterranean Sea in summer 2005. *Geophys. Res. Lett.* 32, L24606, doi: 10.1029/2005GL024430.
- Margalef, R. (Ed.). (1985). *Western Mediterranean.* Pergamon press, Oxford, 363 pp.
- MEDAR Group (2002), MEDATLAS /2002 database: Mediterranean and Black Sea database of temperature salinity and bio-chemical parameters, in *Climatological Atlas* [CD-ROM], Fr. Res. Inst. For Exploit. of Sea, Issy-les-Moulineaux, France.
- Meehl, G. A., T. F. Stocker, W. D. Collins, P. Friedlingstein, A. T. Gaye, J.M. Gregory, A. Kitoh, R. Knutti, J.M. Murphy, A. Noda, S. C. B. Raper, I. G. Watterson, A. J. Weaver and Z. C. Zhao (2007). Global Climate Predictions. In *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Cheng, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Miller, L., B. C. Douglas, 2004. Mass and volume contributions to twentieth-century global sea level rise. *Nature*, 428, 406-409.
- Millot, C., J. Candela, J-L. Fuda, Y. Tber (2006). Large warming and salinification of the Mediterranean outflow due to changes in its composition. *Deep-Sea Res.*, 53, 656-665.
- Millot, C. (1999). Circulation in the Western Mediterranean Sea. *J. Mar. Systems*, 20, 423-442.
- Montserrat, S., J. L. López-Jurado, M. Marcos (2008). A mesoscale index to describe the regional circulation around the Balearic Islands. *J. Mar. Systems*, 71 (3-4), 413-420.
- Morán, X. A., y M. Estrada (2001). Short-term variability of photosynthetic parameters and particulate and dissolved primary production in the Alborán Sea (SW Mediterranean). *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 212, 53-67.
- Mote, P.W. and N. J. Mantua (2002). Coastal upwelling in a warmer future. *Geophys. Res. Lett.* 29, doi: 10.1029/2002GL016086.
- Parada, M., M. Cantón (1998). The spatial and temporal evolution of thermal structures in the Alborán Sea Mediterranean Basin. *Int. J. Remote Sensing*, 19, N° 11, 2119-2131.
- Parrilla, G., A. Lavín, H. Bryden, M. García, R. Millard (1994). Rising temperatures in the subtropical North Atlantic over the past 35 years. *Nature*, 369, 48-51.
- Parrilla, G. y T. H. Kinder (1987). Ocenografía física del mar de Alborán. *Bol. Inst. Esp. Oceanog.*, 4, No. 1, 133-165.
- Pascual, J., J. Salat, M. Palau (1995). Evolución de la temperatura del mar entre 1973 y 1994 cerca de la costa catalana. *Proceedings of the internacional Colloquium "The Mediterranean Sea in the 21st century: Who for?"*, Montpellier France, 6-7 abril 1995.
- Pinot, J. M., J. L. López-Jurado, M. Riera (2002). The Canales experiment (1996-1998). Interannual, seasonal and mesoscale variability of the circulation in the Balearic Channels. *Prog. in oceanogr.* 55, 335-370.
- Potter, R. A. and M. Susan Lozier (2004). On the warming and salinification of the Mediterranean outflow waters in the North Atlantic. *Geophys. Res. Lett.* 31, L01202, doi: 10.1029/2003GL018161.
- Reid, J. L. (1979). On the contribution of the Mediterranean Sea outflow to the Norwegian-Greenland sea. *Deep-Sea Res.* 26A, 1199-1223.
- Rixen, M., J.M. Bakers, S. Levitus, J. Antonov, T. Boyer, C. Maillard, M. Fichaut, E. Balopoulos, S. Iona, H. Dooley, M.J. García, B. Manca, A. Giorgetti, G. Mazella, N. Mikhailov, N. Pinardi, M. Zavatarelli, (2005). The Western Mediterranean Deep Water: A proxy for climate change. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L12608, doi: 10.1029/2005GL022702.
- Roether, W., B.B. Manca, B. Klein, D. Bregant, D. Georgopoulos, V. Beitzel, V. Kovacevic, A. Luchetta (1996). Recent

- changes in Eastern Mediterranean Deep Waters. *Science*, 271, 333-335.
- Rohling, E.J. and H. Bryden** (1992). Man induced salinity and temperature increase in the Western Mediterranean Deep Water. *J. Geophys. Res.* 97, No. C7, 11191-11198.
- Ruiz, S. D. Gomis, M.G. Sotillo, S.A. Josey** (2008). Characterization of surface heat fluxes in the Mediterranean Sea from 44-years high resolution atmospheric data set. *Global and Planetary Change*, 63, 258-274.
- Sabatés, A., M. Masó** (1990). Effect of a shelf-slope front on the spatial distribution of mesopelagic fish larvae in the western Mediterranean. *Deep-Sea Res.* 37(7), 1085-1098.
- Salat J. y J. Pascual** (2006). Principales tendencias climatológicas en el Mediterráneo Noroccidental, a partir de más de 30 años de observaciones oceanográficas en la costa catalana. En: *Clima, sociedad y Medio Ambiente*, J. M. Cuadrat Prats, M. A. Saz Sánchez, S. M. Vicente Serrano, S. Lanjeir, N. de Luis Arillaga y J. C. González-Hidalgo (eds). Publicaciones de la Asociación Española de Climatología (AEC), serie A, núm 5: 284-290.
- Salat, J. y J. Pascual** (2002). The oceanographic and meteorological station at L'Estartit (NW Mediterranean). En *CIESM, 2002, Tracking long term hydrological change in the Mediterranean Sea*. CIESM workshop series, nº 16, 134 pp.
- Salat, J. y J. Font** (1987). Water mass structure near and offshore the catalan coast during the winter of 1982 and 1983. *Ann. Geophys.*, 5, 49-54.
- Salat, J. y A. Cruzado** (1981). Masses d'eau dans La Méditerranée occidentale: Mer Catalane et eaux adjacents, *Rapp. Comm. Int. Mer Médit.*, 27, 201-209.
- Sánchez-Vidal, A., A. Calafat, M. Canals, J. Fabres** (2004). Particle fluxes in the Almería-Orán front: Control by coastal upwelling and sea surface circulation. *J. Mar. Systems*, 52, 89-106, doi: 10.1016/j.jmarsys.2004.01.010.
- Sarhan, T., J. García-Lafuente, M. Vargas, J.M. Vargas, F. Plaza** (2000). Upwelling mechanisms in the northwestern Alboran Sea. *J. Mar. Systems*, 23, 317-331.
- Sotillo, M.G.** (2003). High-resolution multi-decadal atmospheric reanalysis in the Mediterranean Basin. PhD dissertation. Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 209 pp.
- Sotillo, M.G., A.W. Ratsimandresy, J.C. Carretero, A. Bentamy, F. Valero, F. González-Rouco** (2005). A high-resolution 44-year atmospheric hindcast for the Mediterranean Basin: Contribution to the regional improvement of global reanalysis. *Climate Dynamics*, doi: 10.1007/s00382-005-0030-7.
- Tintoré, J., D. Gomis, S. Alonso, G. Parrilla** (1991). Mesoscale dynamics and vertical motion in the Alboran Sea. *J. Phys. Oceanogr.* 21, No. 6, 811-823.
- Tintoré, J., P.E. La Violette, I. Blade, A. Cruzado** (1988). A study of an intense density front in the Eastern Alboran Sea: The Almería-Orán front. *J. Phys. Oceanogr.* 18, 1384-1397.
- Trenberth, K.E., P.D. Jones, P. Ambenje, R. Borjariu, D. Easterling, A. Klein Tank, D. Parker, F. Rahimzadeh, J.A. Renwick, M. Rusticucci, B. Soden and P. Zhai** (2007). Observation: Surface and Atmospheric Climate Change. In *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Cheng, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Tsimplis, M.N. y S.A. Josey** (2001). Forcing of the Mediterranean Sea by atmospheric oscillations over the North Atlantic. *Geophys. Res. Lett.* 28, No. 5, 803-806.
- Tsimplis, M.N. and T.F. Baker** (2000). Sea level drop in the Mediterranean Sea: An indicator of deep water salinity and temperature changes? *Geophys. Res. Lett.*, 27, No. 12, 1731-1734.
- Tsimplis, M.N., E. Álvarez-Fanjul, D. Gomis, L. Fenoglio-Marc, B. Pérez** (2005). Mediterranean Sea level trends: Atmospheric pressure and wind contribution. *Geophys. Res. Lett.* 32, L20602, doi: 10.1029/2005GL023867.
- Vargas-Yáñez, M., F. Moya, E. Tel, M.C. García-Martínez, E. Guerber, M. Bourgeon** (2008a). Warming and salting of the Western Mediterranean during the second half of the 20th century: Inconsistencies, unknowns and the effect of data processing. *Scientia Marina*, 73(1), 7-28.
- Vargas-Yáñez, M., M.J. García, J. Salat, M.C. García-Martínez, J. Pascual, F. Moya** (2008b). Warming trends and decadal variability in the Western Mediterranean continental shelf, *Global and Planetary Change*, 63, 177-184.
- Vargas-Yáñez, M., J. Salat, M. Luz Fernández de Puelles, J. L. López-Jurado, J. Pascual, T. Ramírez, D. Cortés, I. Franco** (2005). Trends and time variability in the northern continental shelf of the western Mediterranean. *J. Geophys. Res.*, 110, C10019, doi: 10.1029/2004JCO02799.
- Vargas-Yáñez, M., A. Chasles, A. Berthelemot, T. Ramírez, D. Cortés, A. García, A. Carpena, J.M. Serna-Quintero, M. Sebastián, J. Mercado, J. Cortés, J.P. Álvarez, J. A. Camiñas** (2005b). Proyecto Ecomálaga 1992-2001. Parte I: Oceanografía Física. *Inf. Técn. Inst. Esp. Oceanogr.* nº 183, ISSN: 0212-1565, 73 pp.
- Vargas-Yáñez, M., T. Ramírez, D. Cortés, M. Sebastián and F. Plaza** (2002). Warming trends in the continental shelf of Málaga Bay (Alborán Sea). *Geophys. Res. Letters*, 29(22), 2082, doi: 10.1029/2002GL015306.
- Vargas-Yáñez, M., F. Plaza, J. García-Lafuente, T. Sarhan, J.M. Vargas, P. Vélez-Belchí** (2002b). About the seasonal variability of the Alboran Sea circulation. *J. Mar. Systems*, 35, 229-248.
- Vargas-Yáñez, M., G. Parrilla, A. Lavín, P. Vélez-Belchí, C. González-Pola** (2004). Temperature and salinity increase in the eastern North Atlantic along the 24.5° N in the last ten years. *Geophys. Res. Lett.* 31, L06210, doi: 10.1029/2003-GL019308.
- Vignudelli, S., G. P. Gsparini, M. Astraldi, M. E. Schiano** (1999). A possible influence of the North Atlantic Oscillation on the circulation of the Western Mediterranean Sea. *Geophys. Res. Lett.*, 26, No. 5, 623-626.
- Viudez, A., R. Haney, J. Tintoré** (1996). Circulation in the Alboran Sea as determined by quasi-synoptic hydrographic observations. Part II: Mesoscale ageostrophic motion diagnosed through density dynamical assimilation. *J. Phys. Oceanogr.* 26, No. 5, 706-724.
- Wunsch, C.** (2007). The past and future ocean circulation from contemporary perspective. In *Past and Future Changes of the Meridional Overturning Circulation*. A. Schmittner, J. Chang, S. Hemming (Eds.). *AGU monographs*.

Glosario de acrónimos y siglas

AA	Agua Atlántica
AEMET	Agencia Estatal de Meteorología
ACAN	Agua Central del Atlántico Norte
ALI	Agua Levantina Intermedia
AOI	Agua Occidental Intermedia
APMO	Agua Profunda del Mediterráneo Occidental
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
CIESM	Consejo Internacional para la Exploración Científica del Mar Mediterráneo
CIRES	Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences
CLIVAR	Climate Variability and Predictability del WCRP
COADS	Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set.
CSIC	Consejo Superior de Investigaciones Científicas
DLR	Deutsches Zentrum für Luft-und Raumfahrt
ESTOC	Estación Europea de Series Temporales Oceanográficas de Canarias
GCC	Grupo mediterráneo de Cambio Climático del Instituto Español de Oceanografía
GEOS	Global Earth Observing System of Systems
GOOS	Global Ocean Observing System
HAMSOM	Hamburg Shelf Circulation Model
HIPOCAS	Hindcast of Dynamic Processes of the Ocean and Coastal Areas of Europe
ICM	Instituto de Ciencias del Mar
IEO	Instituto Español de Oceanografía
IMEDEA	Instituto Mediterráneo de Estudios Avanzados
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
LIW	Levantine Intermediate Water
Med-CLIVAR	Alianza regional mediterránea del programa CLIVAR
Med-GOOS	Alianza regional mediterránea de GOOS
NAO	North Atlantic Oscillation
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Center for Environmental Prediction
NCDC	National Climatic Data Centre
NOAA	National Oceanographic and Atmospheric Administration
OMM	Organización Meteorológica Mundial
PE	Puertos del Estado
PICC	Panel Intergubernamental para el Cambio Climático
PNUMA	Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente
RAPROCAN	Radiales Profundas de Canarias
RADMED	Radiales del Mediterráneo
REMO	Regional European Model
SeaWifs	Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor
UMA	Universidad de Málaga
VANIMEDAT	Variabilidad decadal e interdecadal del nivel del mar en el Mediterráneo y Atlántico Nororiental
WCRP	World Climate Research Program
WIW	Western Intermediate Water
WOCE	World Ocean Circulation Experiment



Temas de Oceanografía,

es una colección de textos de referencia, que el Instituto Español de Oceanografía (IEO) publica con el fin de mejorar la difusión de la información científica relativa a las ciencias del mar dentro de la propia comunidad científica y entre los sectores interesados en estos temas.

