

Con el presente volumen, el Instituto Español de Oceanografía (IEO) inicia una colección de textos de referencia, titulada **Temas de Oceanografía**, destinada a 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.



# Cambio Climático en el Mediterráneo español



# Cambio climático en el Mediterráneo español

Instituto Español de Oceanografía  
MINISTERIO DE EDUCACIÓN Y CIENCIA

# Cambio climático en el Mediterráneo español

## **Autores principales**

Manuel Vargas Yáñez  
M<sup>a</sup> Carmen García Martínez  
Francina Moya Ruiz  
Elena Tel  
Gregorio Parrilla  
Francisco Plaza  
Alicia Lavín

## **Otros autores**

M<sup>a</sup> Jesús García, Jordi Salat, Josep Pascual, Jesús García Lafuente,  
Damiá Gomis, Enrique Álvarez, Marcos García Sotillo, César González-Pola,  
Fausto Polvorinos, Eugenio Fraile Nuez.

## Abstract

*Semi-enclosed and bounded by three continents, the Mediterranean sea is a region highly vulnerable to human activities, i.e.: the population surge along the coasts, the tourism pressure, the maritime traffic, the agriculture and the fishery exploitation, all have a potential impact on the Mediterranean environment. In addition, effective initiatives against the Global Climate Change need to be attempted in order to preserve our marine environment and to achieve a sustainable development of its resources. Prevention and adaptation to this new threat must be based on the rigorous and scientific knowledge accomplished through the systematic and continuous observation of the sea, and through the collection of multidisciplinary time-series and the subsequent analysis.*

*This report responds to this necessity. The main goals of the Instituto Español de Oceanografía (IEO) are to generate scientific knowledge, as well as to assess and to inform the public about the state of the sea. The IEO is primary focussed on the study of the variety of phenomena influencing spanish coasts, including the process of Climate Change.*

*To meet these objectives, a large set of actions have been planned. Some of them are already being implemented, such as a multidisciplinary observation system in the shelf and continental slope waters, or periodic scientific reports dealing with the detection and quantification of Climate Change effects and of other possible environmental impacts. The present report is the first of a series of future contributions. Besides the IEO, other Spanish institutions such as the ICM (CSIC), Puertos del Estado (PE), the IMEDEA (CSIC), the UMA, the UIB and the INM, involved in the monitoring, analysis and modelling of the Mediterranean sea, have also participated in it. The results show clear evidences of the effect of Climate Change in the physical properties of the mediterranean waters since 1948; in particular, the temperature and salinity increase of the deep waters, the accelerated rise of sea level since the early 1990s, and the air and sea surface temperature increase during the second half of the XX century.*

**Edita:** Instituto Español de Oceanografía  
Ministerio de Educación y Ciencia

**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](mailto:ieo@md.ieo.es)  
<http://www.ieo.es>

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

**Diseño:** Josep Lluís G. Trujillo

**NIPO:** 656 07 003 0

**ISBN:** 84 95877 39 2

**Depósito legal:**

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

# Índice

<b>Presentación</b> .....	9
Carta del director del Instituto Español de Oceanografía .....	11
Principales resultados .....	13
Resumen ejecutivo para gestores y responsables de políticas medioambientales .....	14
<b>Informe científico</b> .....	31
<b>Capítulo 1. Introducción</b> .....	31
1.1 Breve introducción al cambio climático .....	32
1.2 Importancia de los sistemas de observación. La observación oceánica .....	34
1.3 Importancia de la observación del clima marino en el Mediterráneo .....	37
<b>Capítulo 2. Mediterráneo y cambio climático</b> .....	43
2.1 Mediterráneo y cambio climático .....	44
2.2 Una revisión de la circulación del Mediterráneo Occidental. La influencia del forzamiento atmosférico .....	47
2.3 Certezas e incertidumbres sobre los efectos del cambio climático en el Mediterráneo ..	56
<b>Capítulo 3. Sistemas de observación y Grupo de cambio climático del IEO</b> .....	63
3.1 Los sistemas de observación del Mediterráneo .....	64
<b>Capítulo 4. Campos climatológicos en el litoral mediterráneo español</b> .....	71
4.1 Campos medios de presión atmosférica y vientos .....	73
4.2 Campos medios de temperatura del aire y temperatura superficial del mar .....	81
4.3 Flujos de calor .....	84
4.4 Ciclo estacional del nivel del mar .....	90
4.5 Perfiles climatológicos de temperatura y salinidad .....	97
4.6 Distribución media de corrientes .....	105
4.7 Distribuciones medias de temperatura y clorofila superficial desde satélite .....	108
<b>Capítulo 5. Variabilidad y tendencias de las variables oceanográficas y atmosféricas a lo largo del litoral mediterráneo español</b> .....	117
5.1 Principales tendencias oceanográficas y atmosféricas en el litoral nororiental. ....	119
5.2 Principales tendencias oceanográficas y atmosféricas en las islas Baleares y litoral de Levante. ....	126
5.3 Principales tendencias oceanográficas y atmosféricas en el mar de Alborán .....	139
5.4 Análisis de series históricas de datos oceanográficos. Principales tendencias oceanográficas y atmosféricas a lo largo de la segunda mitad del siglo XX .....	147
5.5 Efecto del forzamiento atmosférico y nivel estérico sobre las tendencias del nivel del mar. ....	158
<b>Referencias</b> .....	165
<b>Tabla de acrónimos y siglas</b> .....	169

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 puede suponer 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 de 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), Instituto Nacional de Meteorología (INM), 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 publicando en el futuro próximo otras aportaciones como ésta que sirvan a la gestión de nuestro medio ambiente marino.

**Enrique Tortosa Martorell**

Director General del Instituto Español de Oceanografía

## 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 1948. 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 1948-2005 varía entre 0,12 °C y 0,5 °C a lo largo del litoral mediterráneo.

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 (1000 m a 2000 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 obras 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 2.5 mm/año y 10 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 ambientales que pudieran producirse. Estos sistemas costeros deben entenderse de una forma amplia e 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 los 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.

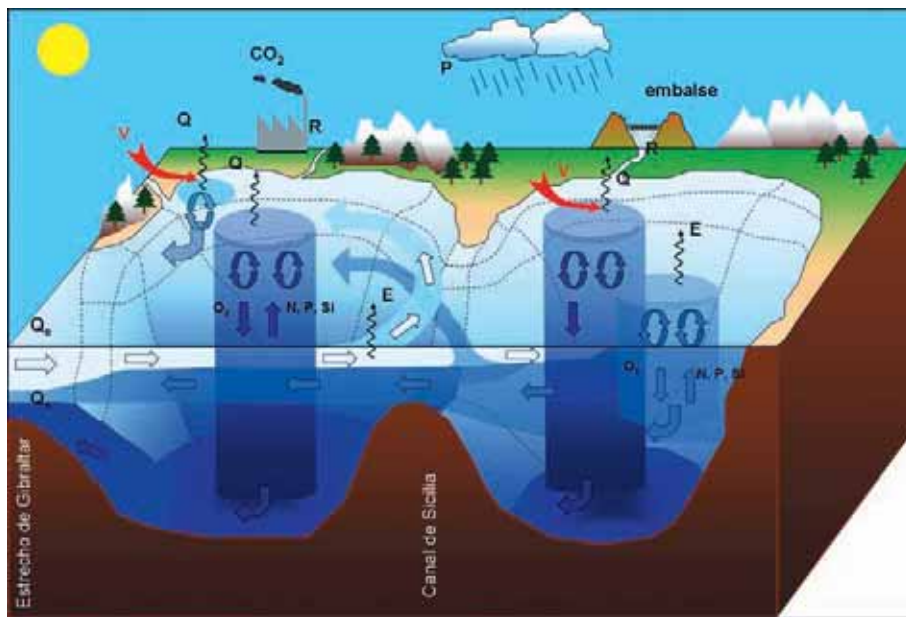


Figura 1. Esquema de funcionamiento del Mediterráneo donde se muestran los principales procesos oceanográficos susceptibles de verse alterados por distintas actuaciones del hombre.

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 impiden 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

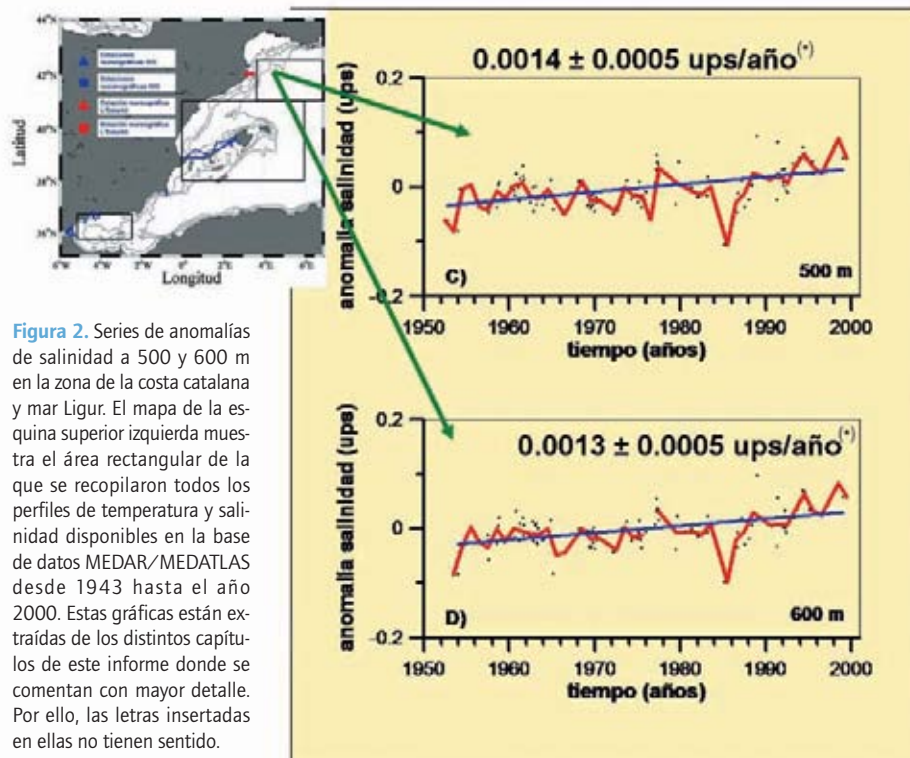
superficiales del Atlántico entran a través del estrecho para compensar esta salida de agua del Mediterráneo y el déficit originado por la evaporación neta.

Todos estos elementos podrían ser alterados debido tanto al efecto del cambio climático, que afectaría de forma notable a la región Mediterránea, como por las actividades humanas, como la construcción de embalses y el empleo del agua para usos agrícolas, consumo de las poblaciones, etc.

En el Mediterráneo Occidental se pueden distinguir tres grandes capas: La capa superficial, comprendida entre la superficie y los 150 o 200 m de profundidad formada por Agua Atlántica (AA) que entra 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 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, formada durante inviernos severos en la plataforma continental del golfo de León y mar Catalán. Finalmente, las aguas que ocupan el fondo del Mediterráneo Occidental son el Agua Profunda del Mediterráneo Occidental (APMO). Son aguas muy frías y saladas que adquieren su alta densidad primero al mezclarse el AA superficial con el 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.

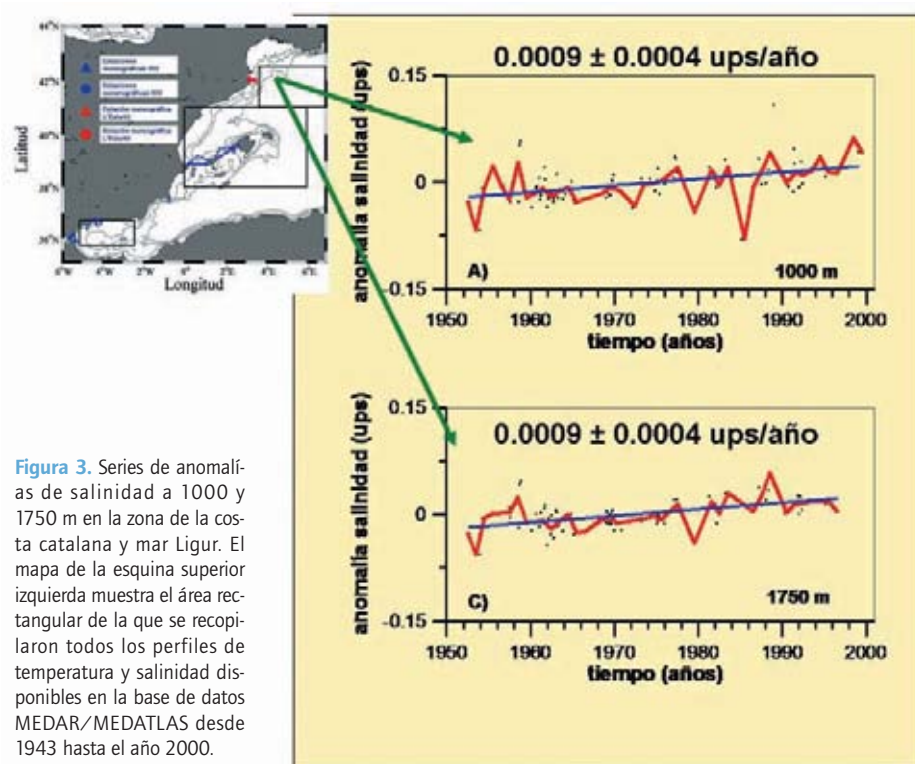
Las observaciones realizadas desde mediados del siglo XX en el marco de distintos proyectos oceanográficos y recopilados en la base de datos MEDAR/MEDATLAS [2002] permiten estudiar cuál ha sido la evolución de las distintas masas de agua. En la figura 2 se muestra la serie temporal de anomalías de salinidad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



tores. Por una parte un aumento de la evaporación y descenso de las precipitaciones, y por otra, un descenso de los aportes de agua dulce de los ríos que vierten 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.

(\*) La salinidad se mide en la escala práctica de salinidad, que aproximadamente es equivalente al concepto tradicional de gramos de sales disueltas por mil gramos de disolución. No obstante, en la nueva 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.



**Figura 3.** Series de anomalías de salinidad a 1000 y 1750 m en la zona de la costa catalana y mar Ligure. 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.

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

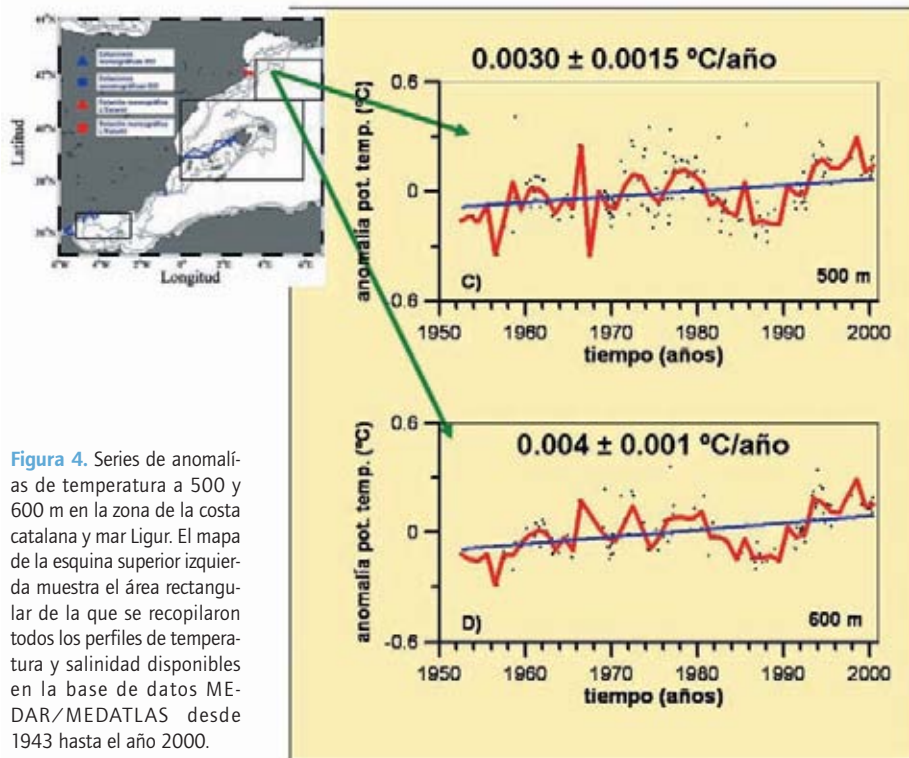
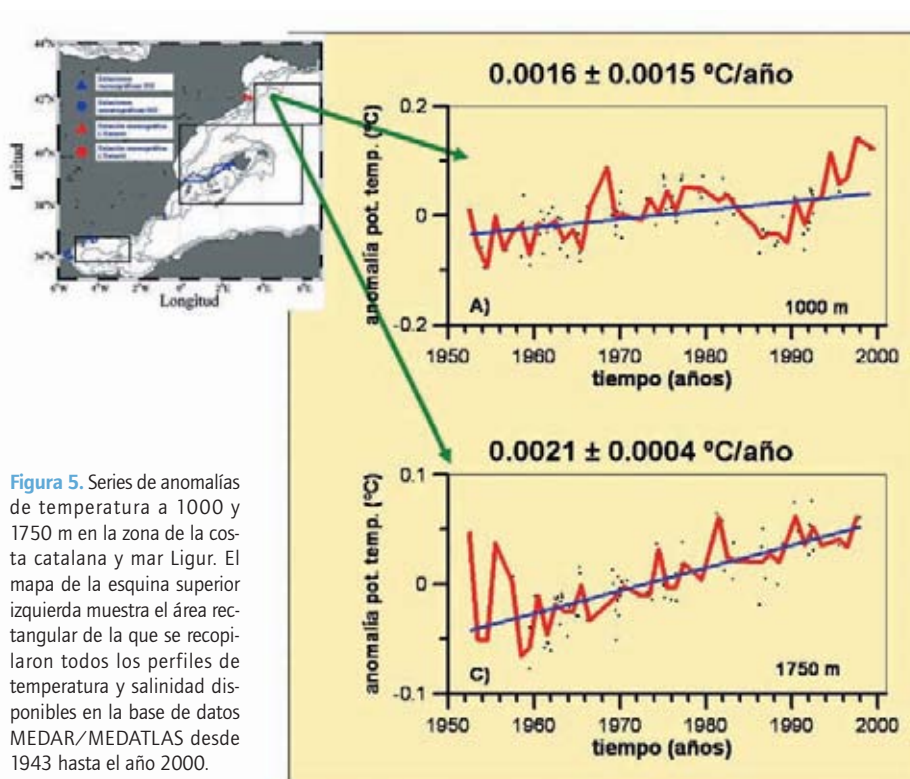


Figura 4. Series de anomalías de temperatura a 500 y 600 m en la zona de la costa catalana y mar Lígur. El mapa de la esquina superior izquierda muestra el área rectangular de la que se recopilieron todos los perfiles de temperatura y salinidad disponibles en la base de datos MEDAR/MEDATLAS desde 1943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



**Figura 5.** Series de anomalías de temperatura a 1000 y 1750 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 recopiló todos los perfiles de temperatura y salinidad disponibles en la base de datos MEDAR/MEDATLAS desde 1943 hasta el año 2000.

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).

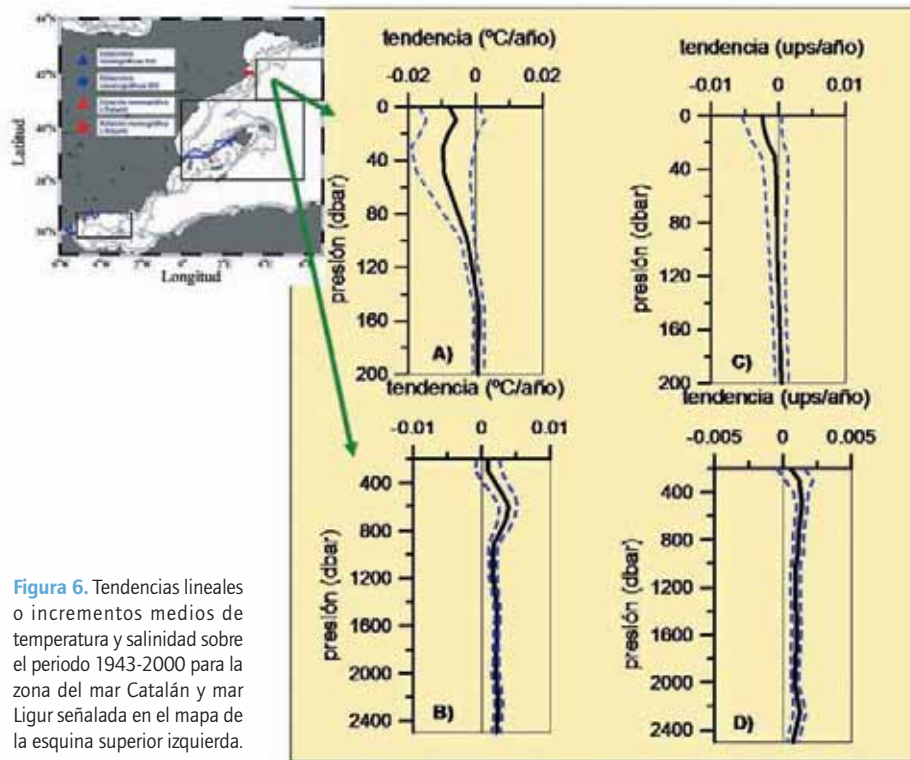


Figura 6. Tendencias lineales o incrementos medios de temperatura y salinidad sobre el periodo 1943-2000 para la zona del mar Catalán y mar Lígur señalada en el mapa de la esquina superior izquierda.



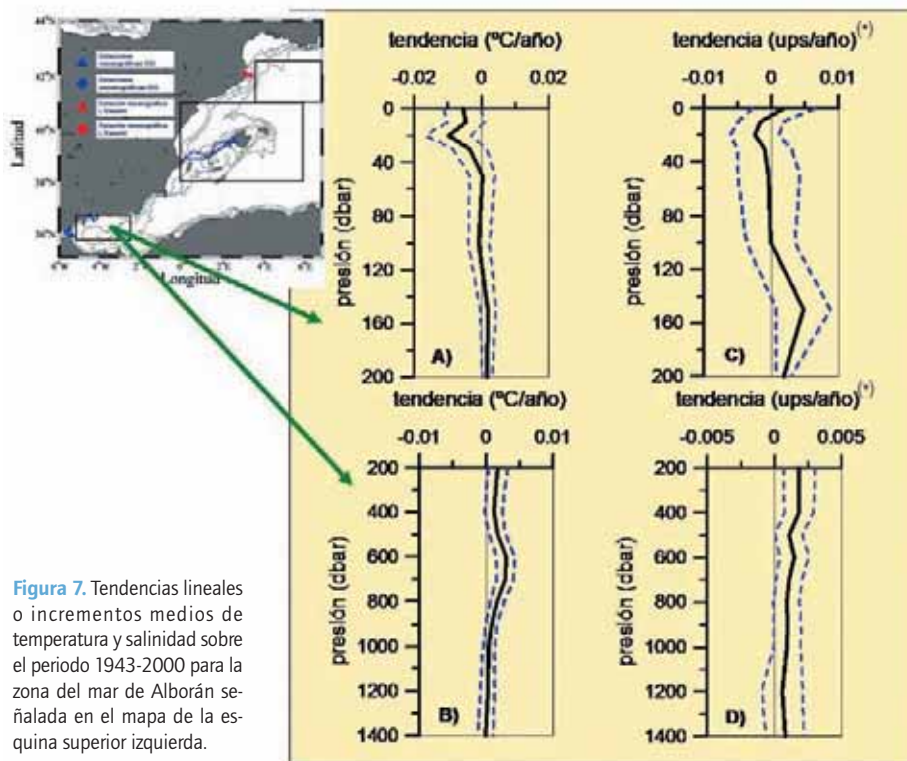


Figura 7. Tendencias lineales o incrementos medios de temperatura y salinidad sobre el periodo 1943-2000 para la zona del mar de Alborán señalada en el mapa de la esquina superior izquierda.

Las aguas mediterráneas que vierten por Gibraltar se extienden por el Atlántico Norte a una profundidad de entre 1000 y 1200 m. Se ha detectado un aumento de la salinidad y temperatura 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 °C/año y 0,005 ups/año<sup>(\*)</sup> 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

(\*) Ver nota en la página 17.

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 los datos meteorológicos y oceanográficos del “National 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  $0,071 \pm 0,029$  °C/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 se exceptúan 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 Lígur muestran que el ascenso de las temperaturas compensa y aún supera el descenso previo, dando un aumento medio de la temperatura superficial del mediterráneo entre 0,002 y 0,009 °C/año.

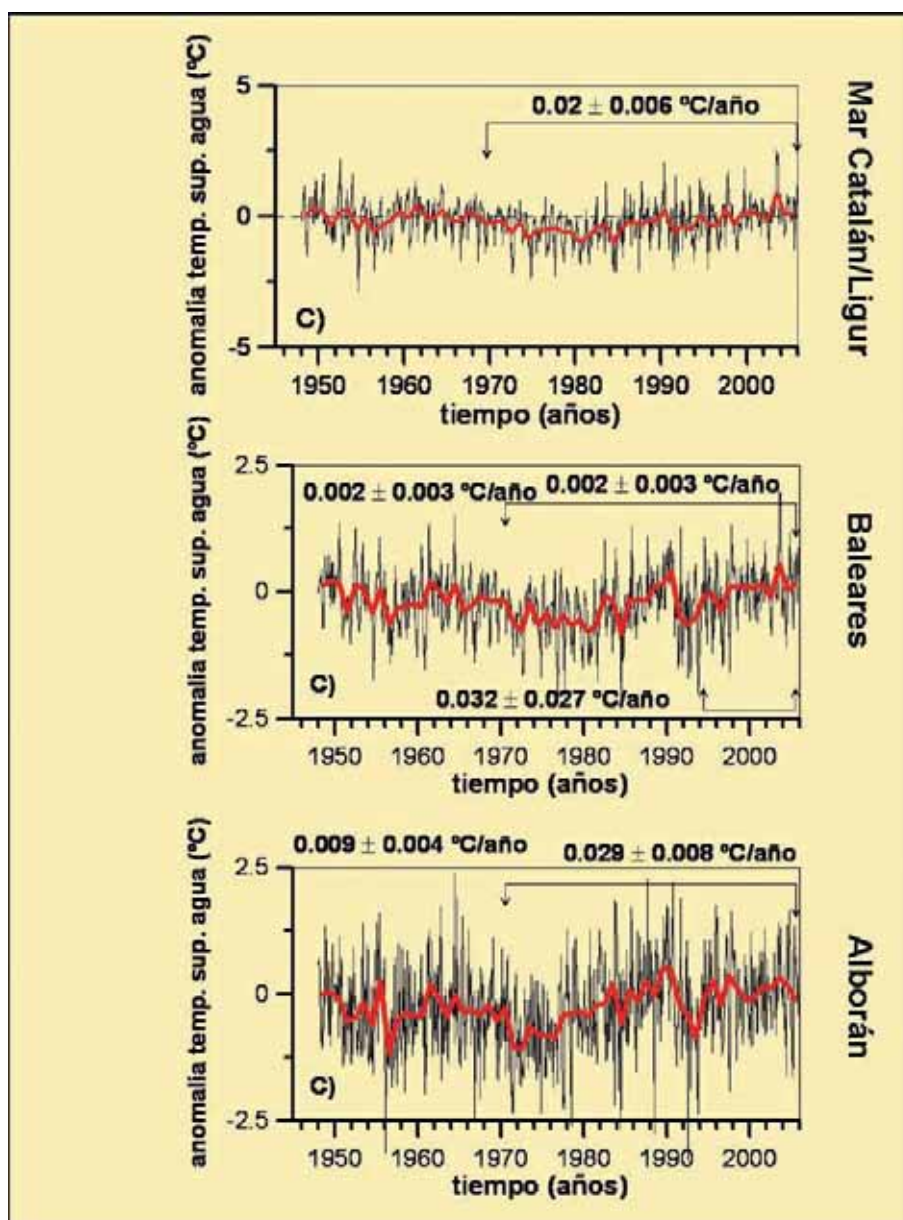


Figura 8. Anomalías de temperatura superficial del agua en mar Catalán/Ligur, Baleares/levante y Alborán. Datos del NCEP.

En la estación oceanográfica de L'Estartit se ha producido un aumento de la temperatura del agua de unos 0,025 °C/año. Este valor coincide con el observado a partir de los datos del Re-análisis 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 Ecomálaga) 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 en el invierno 2004/2005 se produjo una anomalía fría en el Mediterráneo Noroccidental tan intensa que se registraron temperaturas de las aguas profundas similares a las obtenidas a principios de 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 tendencias generales del Mediterráneo.

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 aumento 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.

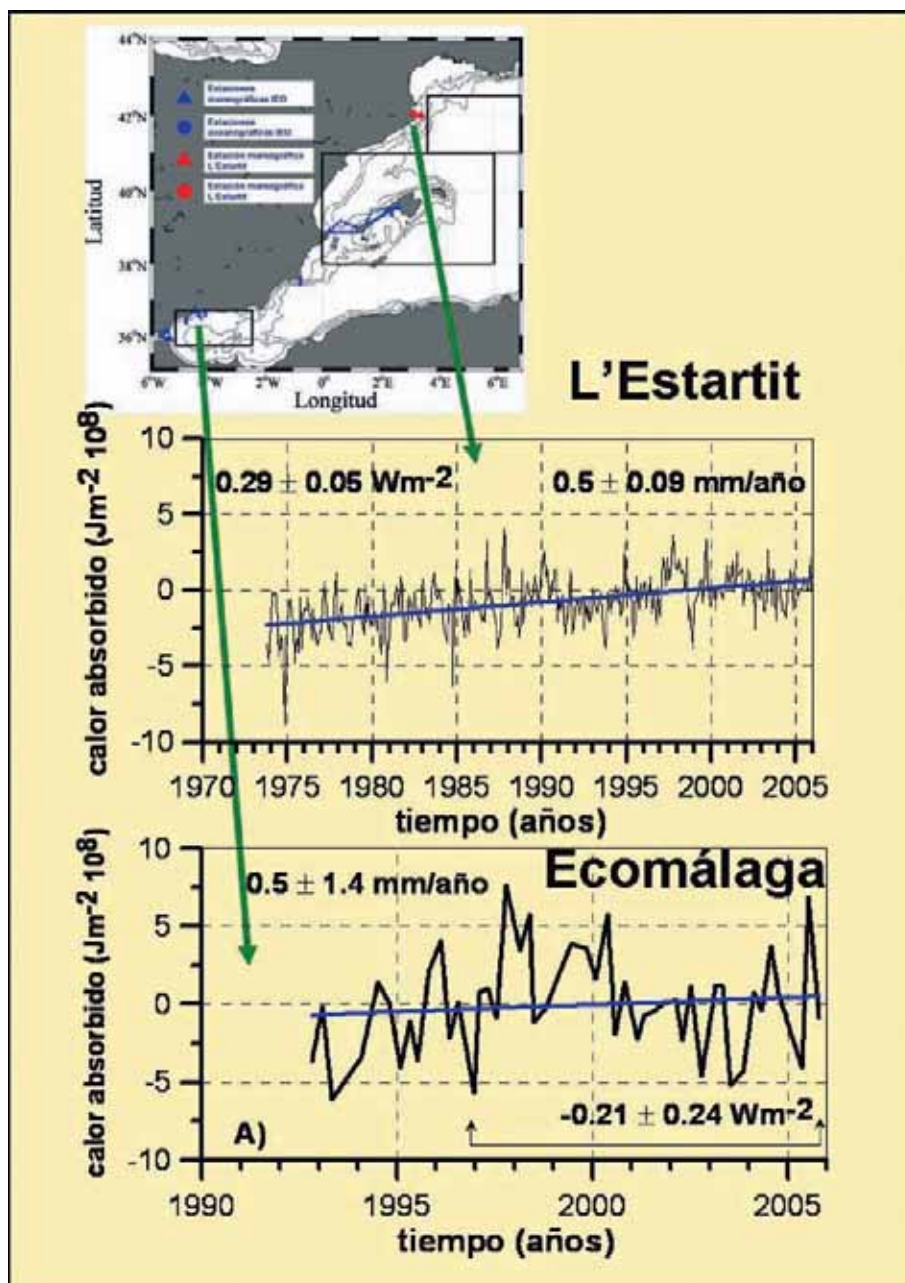


Figura 9. Calor absorbido en L'Estartit desde 1973 a 2005. Se ha incluido el aumento correspondiente del nivel termostérico, es decir, por dilatación térmica de la columna de agua de 0 a 80 m. La figura inferior es igual pero para el caso de Ecomálaga, en el mar de Alborán. No se ha incluido la tendencia del calor absorbido para todo el periodo 1992-2005 por no ser significativo. Sí se ha hecho para el periodo 1997-2005 en el que se aprecia un descenso del calor almacenado en la columna de agua. A pesar de no ser significativo, se incluye la variación del nivel termostérico sobre el periodo total.

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 mostraron 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 se ha 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.

La disponibilidad de observaciones rutinarias procedentes de los sistemas de observación permanentes permiten detectar estos 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.

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 planetario, 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. Estos 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 en distintos escenarios posibles.

Por citar algunos ejemplos, en la actualidad se sabe 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 CO<sub>2</sub>, las principales responsables de tal aumento de temperatura. Otros efectos observados, que se asocian con un grado de probabilidad muy alto a forzamientos antropogénicos, son el aumento del contenido de calor 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, 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 probables 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, permite atribuir los cambios detectados a unas u otras causas.

Estos modelos numéricos 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 y demográfico y las futuras emisiones de gases de efecto invernadero a escala global. El 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 se redujesen sensiblemente las emisiones de gases de efecto invernadero de forma inmediata. Por ello, los modelos deben ser validados, es decir, se debe estar seguro 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 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 esto, a su vez, se consigue mediante la recopilación de datos climáticos de distintas fuentes, repartidos en diferentes bases de datos (arqueología de datos) y, 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

Se necesita 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 se necesita conocer y monitorizar de forma sistemática, el clima actual.

### **La monitorización permanente, sistemática y global del clima 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. Proporcionar datos asimilables por los modelos numéricos y para su validación.

Estos sistemas de observación deben ser globales, pues ésta 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 límite de la misma (ver [http://www.wmo.int/pages/prog/www/index\\_en.html](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 con 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 es la desigual distribución de esta energía en función de la latitud, su variación 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 mayor densidad del agua y de la 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 se ha dicho antes, el clima del planeta depende de la capacidad de éste 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 2500 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  $1,3 \times 10^{15}$  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 una menor salinidad de las aguas, observado desde principios de los 60 hasta 1987, y atribuidos en principio a cambios a largo plazo, se habían invertido 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 variabi-

lidad 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].

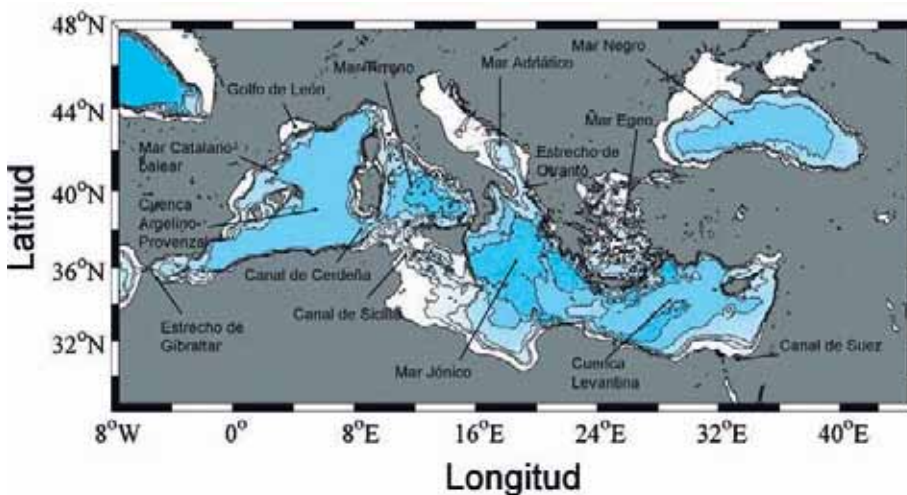
No es sólo la falta de observaciones globales y homogéneas lo que dificulta la detección y cuantificación de los cambios que se están produciendo en los océanos. Gouretski y Kolterman [2007] han mostrado que algunas de las tendencias estimadas para la temperatura y salinidad del mar podrían estar sesgadas 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 usado 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 unos 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, y lugar de un intenso tráfico marítimo con más de 200.000 travesías anuales. Si se le añade la contaminación procedente tanto de la actividad industrial como agrícola se ve 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 se enumeran 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 1500 m, frente a los 4000 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 se ha comentado lo importante que es 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, se necesita conocer los flujos de calor, 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 se comentó en el epígrafe 1.2, uno de los temas que suscitan un gran interés en 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 =  $10^6$  m<sup>3</sup>/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. Los aportes de agua dulce del Nilo se han reducido, debido a la construcción de la presa de Asuán, así como los de los principales ríos que vierten sus aguas al mar Negro [Rohling y Bryden, 1992; Tsimplis y Baker, 2000; Bethoux et al., 1998] y los 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 saliente 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 1200 m de profundidad) habían experimentado un aumento de temperatura y salinidad de 0,01 °C/año y 0,0028 ups/año<sup>(\*)</sup>. 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 y turística, el intenso tráfico marítimo y 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 se mencionó 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.

---

(\*) Ver nota en la página 17.

Por otra parte, el Canal de Suez ha supuesto una vía 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 del 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 otras 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*.

De todo lo que acabamos de exponer se deriva 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.

Por otro lado, 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. Los impactos de la actividad humana y los propios de la variabilidad natural son múltiples, y a veces difíciles de distinguir.

### CONCLUSIONES

Se necesita 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, aquellos posibilitarán la evaluación de los impactos de las actividades humanas, aportando datos asimilables por los modelos numéricos de previsión y que permitirían realizar comparaciones con los resultados de los mismos, de tal forma que se puedan atribuir los cambios observados a unos u otros forzamientos. Se han aportado ejemplos que muestran la importancia de poner en marcha 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.

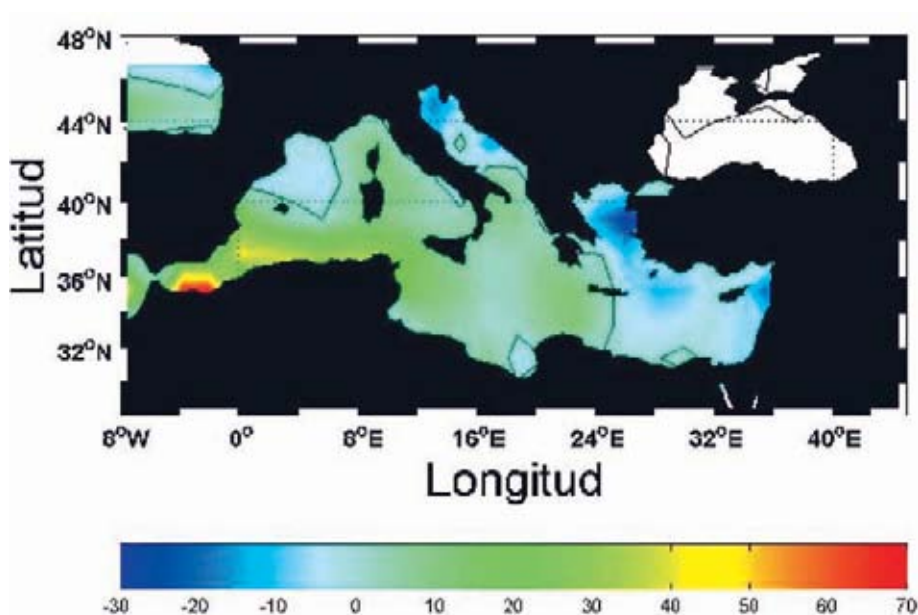
2.2 Una revisión de la circulación del Mediterráneo Occidental.

La influencia del forzamiento atmosférico.

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

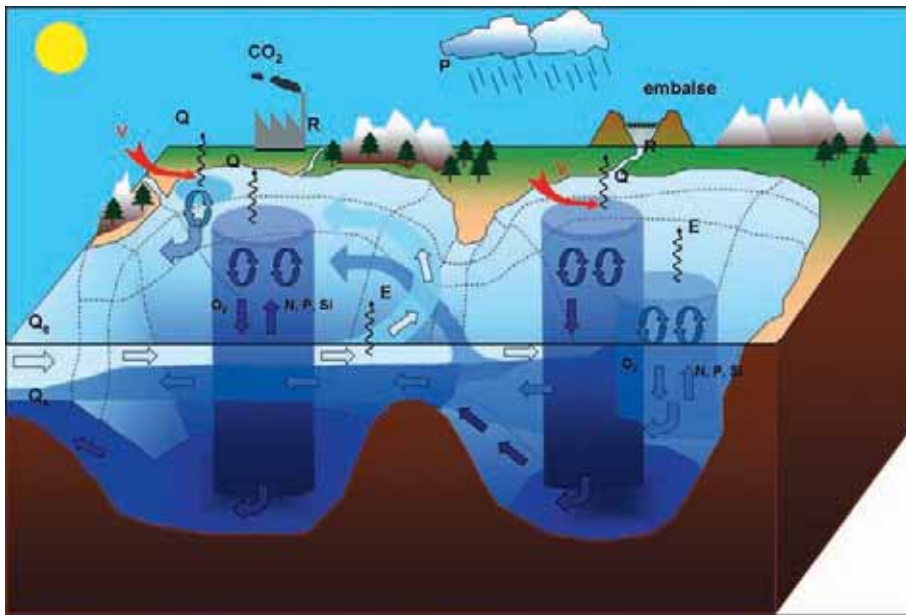
## 2.1 Mediterráneo y cambio climático

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 agua que mantiene el balance de masa en el Mediterráneo. El flujo medio anual de calor entre él 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.** 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 límite más profundo, lo que se conoce por 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 el Egeo en el Mediterráneo Oriental, y el golfo de León en el Occidental. Sin embargo, recientemente y como ya se indicó, 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 la mayor parte 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 información sobre las masas de agua y su circulación dentro del Mediterráneo Occidental. Por ejemplo, el lector puede consultar “Western Mediterranean” [Margalef, 1985] para leer 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.

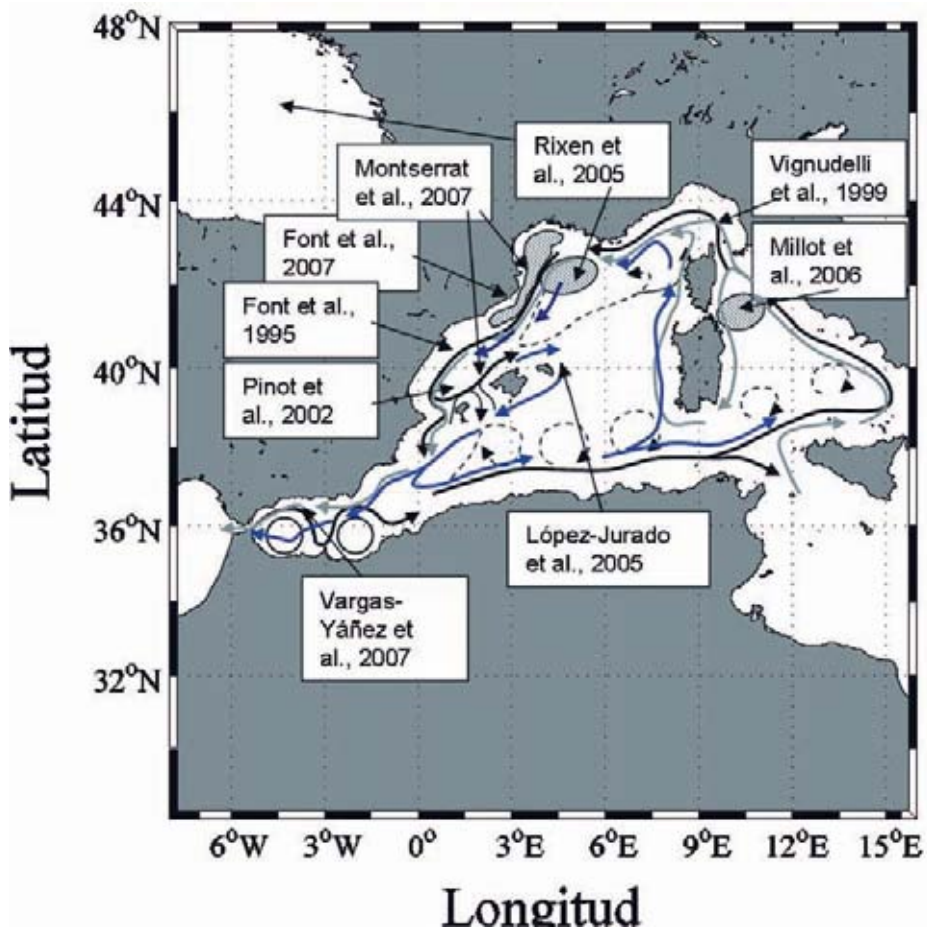
Muchos de los trabajos que desde principios de los 90 han tratado de describir aspectos parciales de la circulación del Mediterráneo han relacionado la variabilidad de la misma con distintos forzamientos de tipo atmosférico y, consecuentemente, susceptibles de verse alterados por los efectos del cambio climático. Por otra parte, esta dependencia respecto de la interacción océano-atmósfera hace 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 tenían 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) donde 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. En gene-

ral, 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 al predominio 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).





**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 cargo 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.

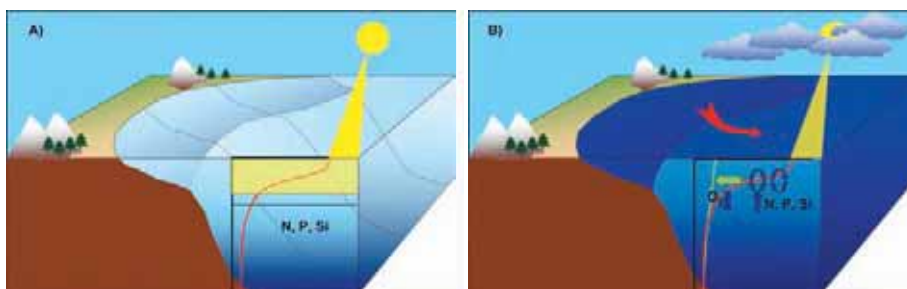


Figura 2.4. A) Situación de estratificación estival en la que el desarrollo de la termoclina estacional aumenta la estabilidad de las capas superficiales e impide la difusión turbulenta de nutrientes hacia la capa fótica. B) Durante otoño e invierno la energía cinética transmitida por el viento a las 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.

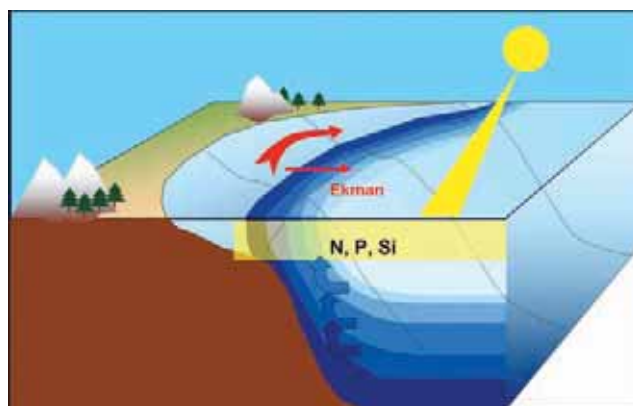


Figura 2.5. Proceso de afloramiento por transporte de Ekman. En el hemisferio norte estos procesos se producen cuando el viento tiene una componente paralela a costa dejando a la misma a su izquierda, como ocurre con frecuencia en el mar de Alborán.

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 anticiclónicos (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 en el norte, y más pobres en 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. Sería necesario realizar una monitorización y estudios a largo plazo 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 hipotéticas alteraciones, en caso de aumentar la exportación de materia orgánica a los sedimentos serían un proceso de retroalimentación negativo, mientras que si se redujesen, por ejemplo en caso de una disminución de los vientos favorables al afloramiento, serían una retroalimentación positiva.

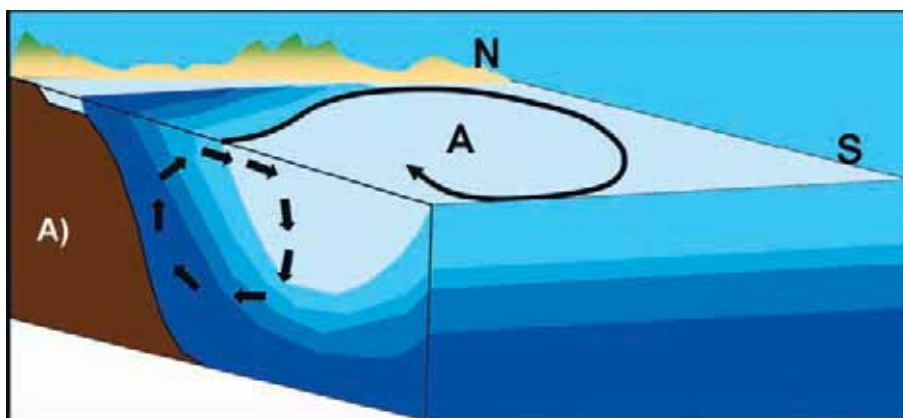
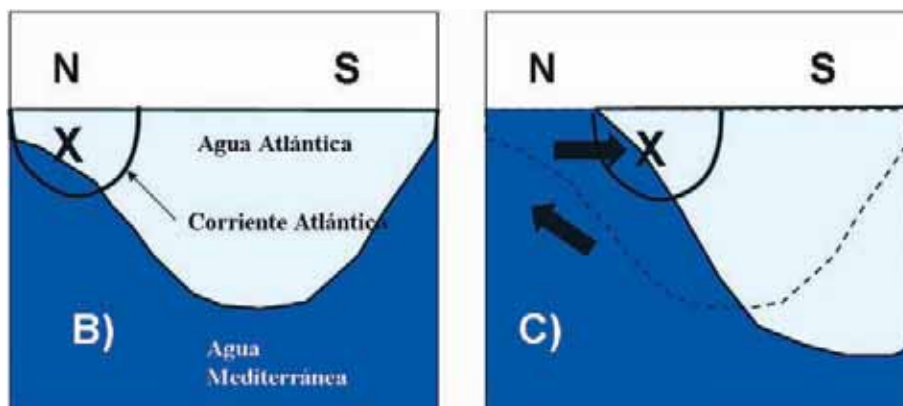


Figura 2.6 A. Circulación anticiclónica en el mar de Alborán. Se muestra el frente termohalino asociado a la corriente atlántica que bordea este giro y la circulación secundaria o ageostrófica que podría inyectar nutrientes en las capas superficiales del sector norte de Alborán.



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.

Continuando hacia el este en el esquema circulatorio de la figura 2.3, se encuentra 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 de las Baleares (Ibiza y Mallorca) podría ir asociada al desprendimiento de aquella estructura. 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-Balear. 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 aquella 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, 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.

La otra masa de agua que se forma en el Mediterráneo Noroccidental es, como ya se ha comentado, el Agua Profunda del Mediterráneo Occidental (APMO). Tradicionalmente se ha conside-

rado 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 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 otra, 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 AP-MO es un indicador, sencillo de monitorizar, de cambios que pudieran ocurrir sobre 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 estaban relacionadas 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 se consideran, además, los resultados de Montserrat et al. [2007], López-Jurado et al. [2005], Pinot et al. [2002], se podría 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 se ha 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 otros agentes que pueden aumentar la producción primaria son los aportes de agua y materia orgánica e inorgánica del río Ebro. Además de las construc-

ciones de presas y el desvío del agua para usos agrícolas, las 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 necesitará de un seguimiento es la intensidad de estos procesos a escalas regionales y locales como las que se han 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. Se exponen estos posibles lugares desde la perspectiva de un sistema de observación español por lo que no se incluyen lugares de interés que no se encuentren en las aguas españolas.

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, se puede hablar ya de ciertos cambios observados y cuantificados a día de hoy. De igual forma, se pueden 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 la del propio 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.

Bethoux et al. [1990] encontraron que el APMO se había calentado  $0,12\text{ }^{\circ}\text{C}$  y aumentado su salinidad  $0,03$  a lo largo del periodo 1959-1989, manteniendo su densidad prácticamente constante en torno a los  $1029,10\text{ kg/m}^3$ . 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, basándose en los 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 la de un valor constante de los flujos intercambiados a través del estrecho de Gibraltar, ya que la densidad de las aguas mediterráneas no había cambiado, constancia de la actividad solar y una 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  $0,06\text{ }^{\circ}\text{C/año}$  en el periodo 1972-1993, y Vargas-Yañez 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 °C ups/año<sup>(\*)</sup> y 0,00095 ups/año<sup>(\*)</sup>. Contrariamente a Bethoux et al. [1990], estos autores sí encuentran un progresivo aumento de la densidad potencial de 0,00037 kgm<sup>-3</sup>/año. A partir de medidas recogidas en la cuenca balear estimaron un aumento de la salinidad de las ALI de 0,00092 ups/año<sup>(\*)</sup> en el periodo 1909-1989, con una intensificación de estas tendencias en las últimas décadas de este periodo de hasta 0,0024 ups/año<sup>(\*)</sup>. Estos autores asocian este calentamiento de las aguas profundas al aumento de salinidad de las aguas levantinas que, como ya se ha 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 °C/año 0,00107 ups/año<sup>(\*)</sup>) como de las ALI (entre 0,0068-0,0091 °C/año 0,0018-0,0019 ups/año<sup>(\*)</sup>).

En esta misma línea, es decir, calentamiento y salinización de las aguas profundas de la cuenca occidental, incide el trabajo de Tsimplis y Baker [2000], si bien estos autores apuntan a varias causas posibles 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 Krahnmann 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 °C/año y 0,0008 ups/año<sup>(\*)</sup>, 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, el cual achacan a la disminución de los apor-

---

(\*) Ver nota en la página 17.

tes 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.

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 se tiene en cuenta que Pascual et al. [1995] y Salat y Pascual [2002, 2006], mostraron 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, finalmente, entre 1973 y 2005 siendo estas tendencias del orden de  $0,03\text{ }^{\circ}\text{C/año}$ , un orden de magnitud superior a la estimada 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 las 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] que muestran tendencias positivas de la temperatura en los primeros 200 m de la columna de agua en la plataforma continental del mar de Alborán. Las tendencias encontradas por estos autores son del orden de  $0,02\text{ }^{\circ}\text{C/año}$  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. En conclusión, 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 mencionarse es que el ritmo de aumento de las temperaturas en estas capas superficiales es un orden de magnitud superior al encontrado 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 atenua-

sen 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 fuertes tendencias en las aguas profundas del Tirreno entre 1996 y 2001, cuando éstas se calentaron a un ritmo similar al de las aguas superficiales en Alborán y L'Estartit, con tendencias lineales de 0,016 °C/año para la temperatura y 0,008/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 cambio climático y la necesidad de desarrollar tanto sistemas de observación regionales como predicciones sobre escenarios regionales.

Aunque ya se han explicado algunas de las controversias concernientes a las variaciones del nivel del mar global, se puede establecer que, básicamente, 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 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, también, 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) produjeron un descenso de entre -0,4 y -0,6 mm/año entre 1960 y 1994. 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 en otras partes del océano mundial, lo que podría estar asociado al déficit hídrico del Mediterráneo y su acen-tuación 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 [Cabanés et al., 2001].

## CONCLUSIONES

Es indiscutible que la temperatura y salinidad de las aguas profundas del Mediterráneo Occidental han aumentado 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.

A partir de los años 60 se produjo un descenso del nivel del mar. A partir de 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 principalmente al aumento de presión, 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.

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.

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 la red mareográfica establecida en 1943 y los muestreos sistemáticos y periódicos del medio marino encuadrados dentro de la red de observación RADMED. El Instituto Nacional de Meteorología (INM) 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 amenazas que se ciernen sobre océano y mares, y la relación océano-clima, así como la necesidad, encabezada y promovida por los principales foros oceanográficos internacionales, de monitorizar sus características y variabilidad, explicar las causas de ésta, y suministrar las previsiones de su evolución. 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 incluye 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, programas de monitorización del Mediterráneo, como los mencionados en párrafos anteriores, 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 las aguas del Mediterráneo español, en particular las de la plataforma continental, así como detectar y cuantificar los cambios que hasta el momento se han producido en relación con el cambio climático.

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

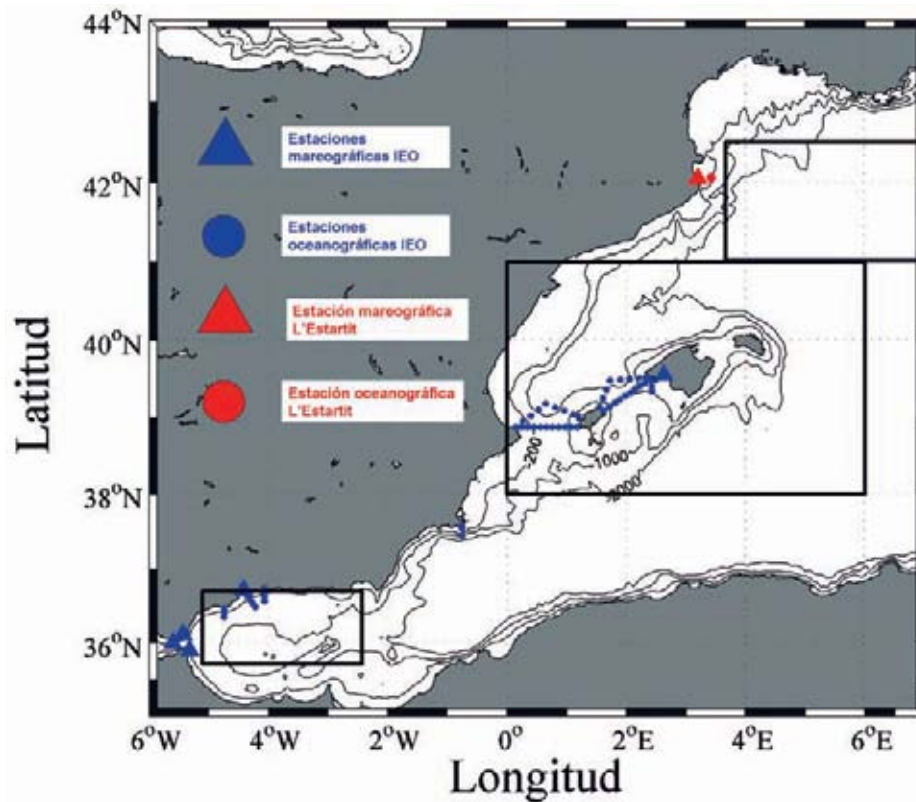
### 3.1 Los sistemas de observación del Mediterráneo.

### 3.1 Los sistemas de observación del Mediterráneo

La figura 3.1 muestra la posición de las estaciones oceanográficas monitorizadas por el IEO en los antiguos proyectos Ecomálaga, Ecomurcia y Ecobaleares, 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. Aunque PE también posee una red de mareógrafos que incluye el litoral mediterráneo, sus series no serán directamente analizadas aquí, pero sí se incluirán resultados de los trabajos desarrollados recientemente por PE, IMEDEA y UMA, que usan tal información. 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 desde 1994 en el de Ecocirbal (aquí se analizan hasta el 2005, inclusive, en todos los casos). Las series de temperatura del mar en L'Estartit se remontan a 1973. 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.

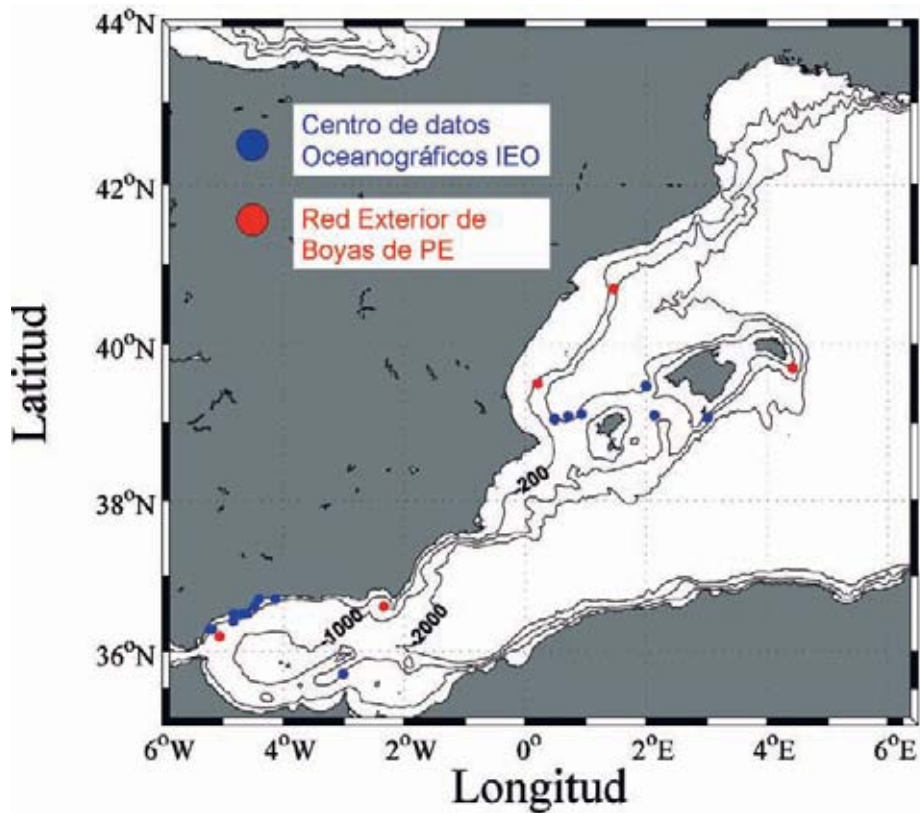


**Figura 3.1.** Los círculos azules indican la posición de las estaciones oceanográficas visitadas cuatro veces al año por el IEO para realizar muestreos multidisciplinares dentro de los proyectos Ecomálaga (en el mar de Alborán), Ecomurcia (al sur de cabo Palos) y Ecocirbal (Canales Baleares y sur de 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).



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.

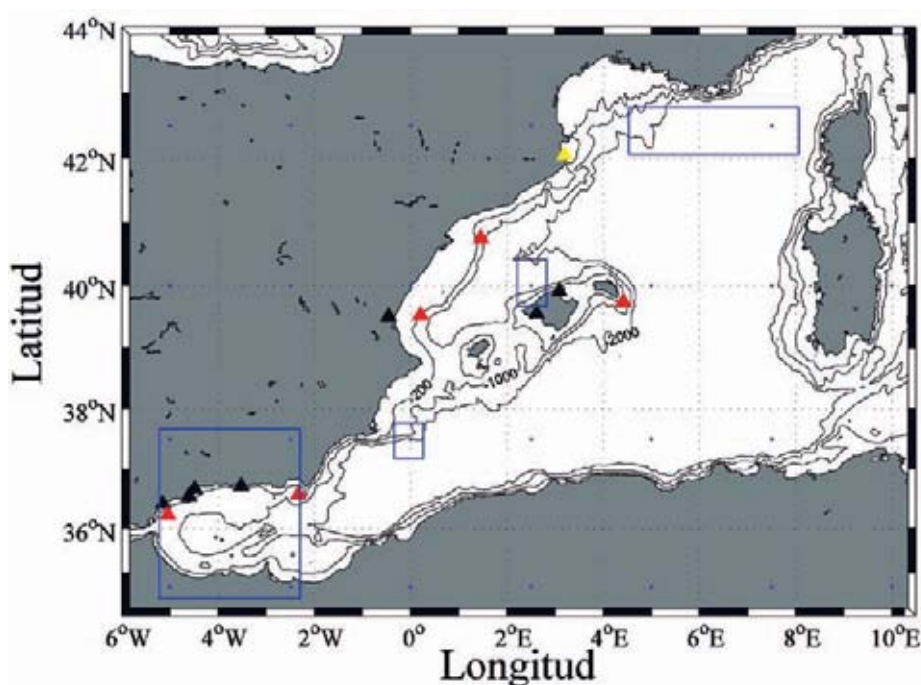
Dentro de un sistema de observación los centros de datos desempeñan un papel primordial. Aunque estrictamente no realizan labores de observación y monitorización, son un elemento indispensable, hasta el punto de que la monitorización del mar o de cualquier otra componente del sistema climático carece 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 mar. 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 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 del INM en estaciones situadas a lo largo de la costa. Las series de intensidad y dirección del viento y temperatura del aire cubren el periodo 1990-2005, coincidiendo con aquel en el que se dispone de información oceanográfica de los programas de monitorización del IEO. En segundo lugar, se ha usado igualmente 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, se han utilizado los datos de presión atmosférica, intensidad

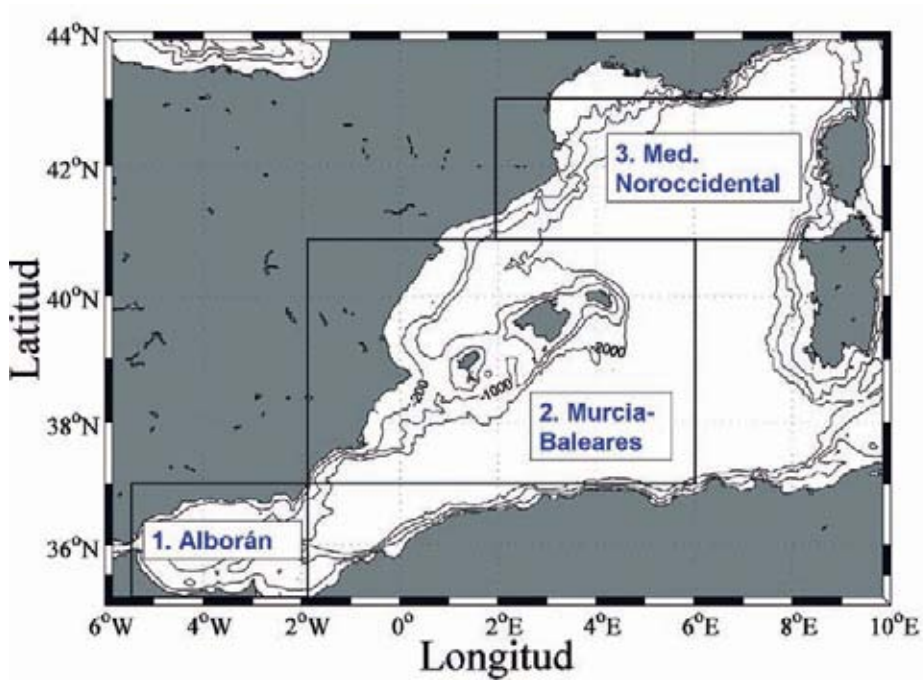
y dirección del viento y temperatura del aire en la estación meteorológica de L'Estartit, del ICM (CSIC). Estas series se iniciaron en 1974. Finalmente, se usaron los datos de presión atmosférica, temperatura superficial del mar, temperatura del aire, dirección e intensidad del viento, transferencia 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/>. La figura 3.3 muestra la localización de las distintas fuentes de datos meteorológicos.



**Figura 3.3.** Los triángulos negros muestran las estaciones meteorológicas del INM, 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.

Además, 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 has-

ta 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  $5^{\circ} 50' W$ - $2^{\circ} W$  y  $35^{\circ} N$ - $37^{\circ} N$ . La zona 2. Murcia e islas Baleares por  $2^{\circ} W$ - $6^{\circ} E$  y  $37^{\circ} N$ - $41^{\circ} N$ , y la zona 3. Sector noroccidental del Mediterráneo por  $2^{\circ} E$ - $10^{\circ} E$  y  $41^{\circ} N$ - $43^{\circ} N$ .

## 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 se debe obtener el valor medio de la serie, el cual, una vez sustraídos los datos originales, 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 se denomina 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.

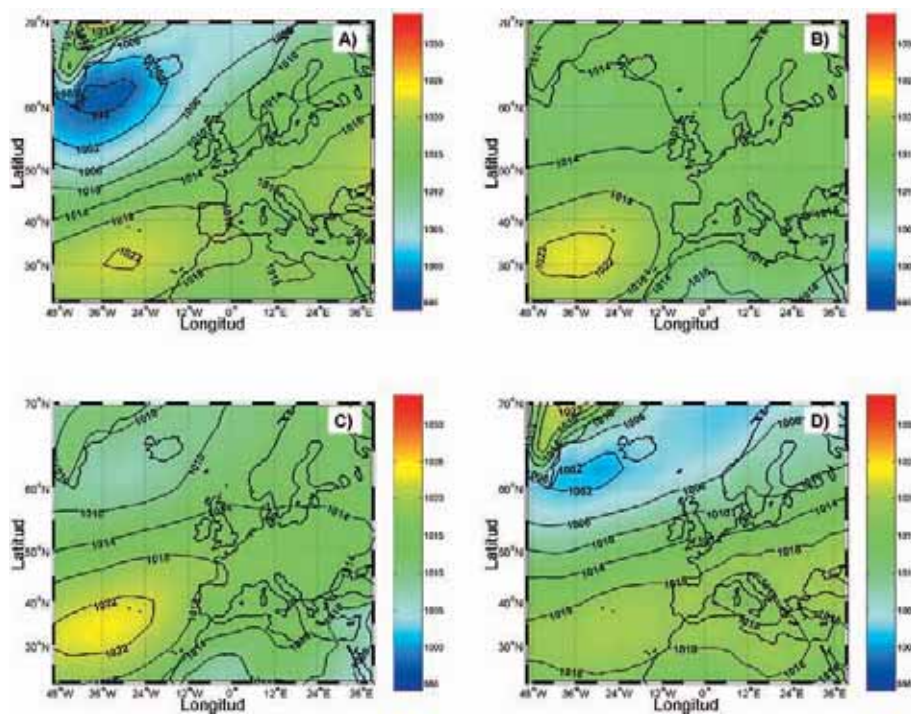
El valor de una variable puede (y en general así ocurre) depender de la estación del año. A menudo esa dependencia es tan marcada que puede enmascarar fluctuaciones de más largo plazo (interanuales o interdecadales) que son las que definen las variaciones climáticas. Para evitarlo se debe obtener el 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 se obtiene una serie de anomalías o residuos de media cero, que en principio se puede 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 atribuirles 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, mientras que este está centrado 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. Al estar conectado, por el estrecho de Gibraltar, al Atlántico está 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 y 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 (1948-2005).

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 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.



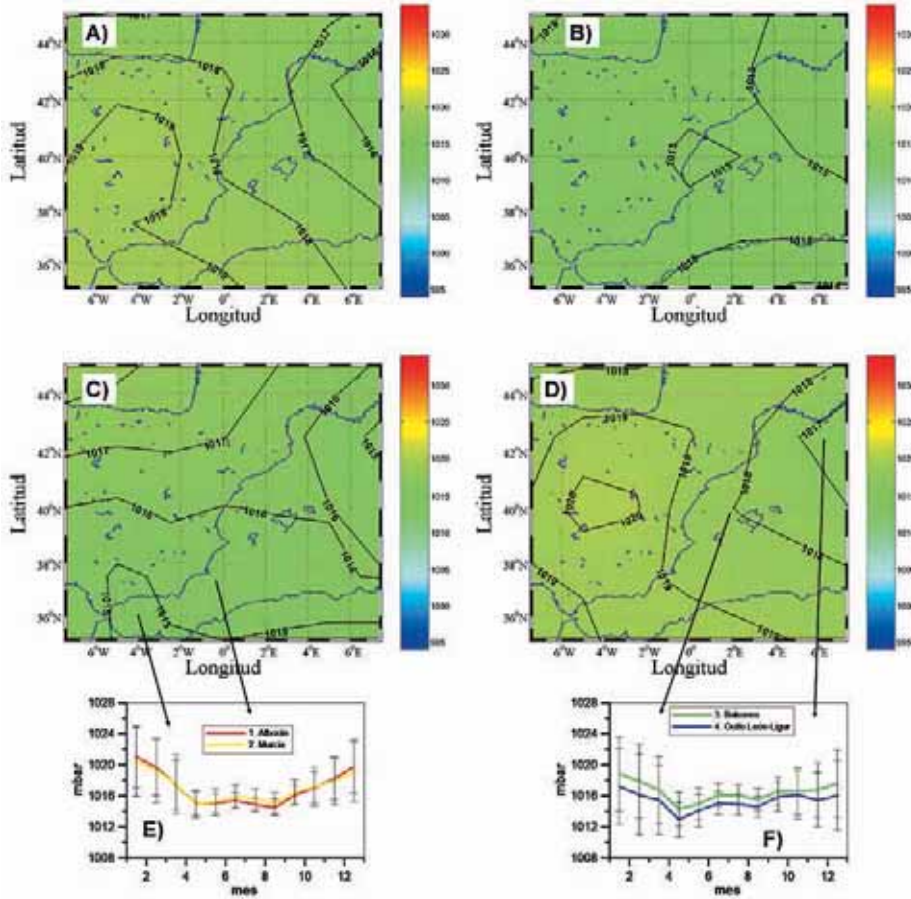


Figura 4.2. Detalle de la distribución de presión atmosférica sobre el Mediterráneo Occidental en A) febrero, B) mayo, C) agosto y D) noviembre. La Figura E muestra el ciclo anual para los puntos de malla correspondientes al mar de Alborán y Murcia, mientras que la F) corresponde a los puntos de malla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

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.

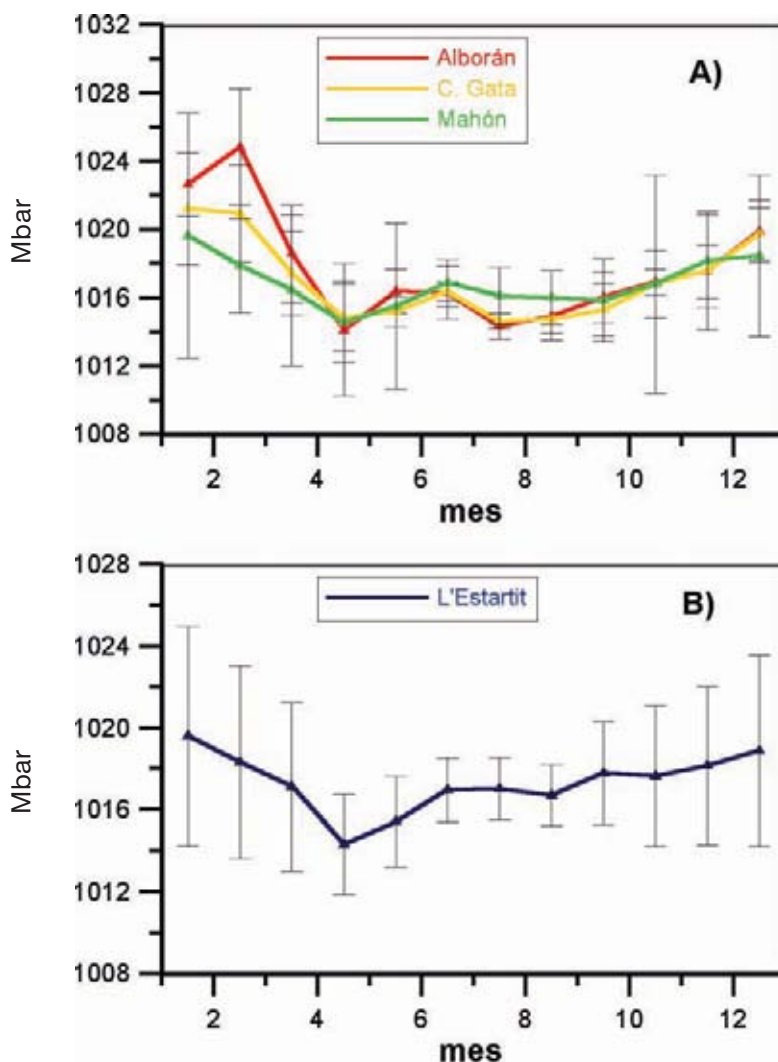
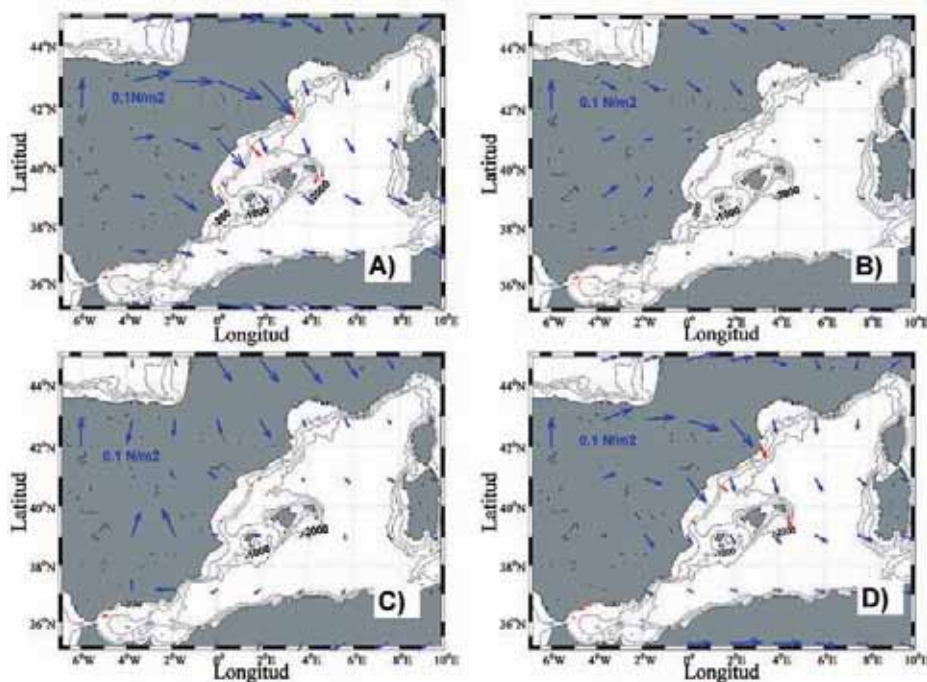


Figura 4.3. Ciclo estacional medio de la presión atmosférica en A) Boyas de Alborán, cabo de Gata y Mahón de la Red Exterior de PE, y B) Estación meteorológica de L'Estartit.

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.



**Figura 4.4.** Campo medio de cizalla tangencial del viento expresado en  $N/m^2$  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 del INM 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.

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 importancia del relieve interior y de la costa. Éste encauza los vientos a lo largo del valle del Ró-

dano, 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 se baja 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 (notese 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 (INM), donde prevalecen los vientos de componente Sur suroeste en la primera y del noroeste en la segunda. De forma más general, se puede 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 ( $\tau$ ) a lo largo de la costa:  $\frac{\tau}{\rho f}$ , donde  $\rho$  es la densidad del agua de mar y  $f=2\Omega\sin(\lambda)$  es el parámetro de Coriolis, con  $\Omega$  la velocidad de rotación de la Tierra, y  $\lambda$  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  $0^\circ$ ,  $45^\circ$  y  $0^\circ$  respectivamente.

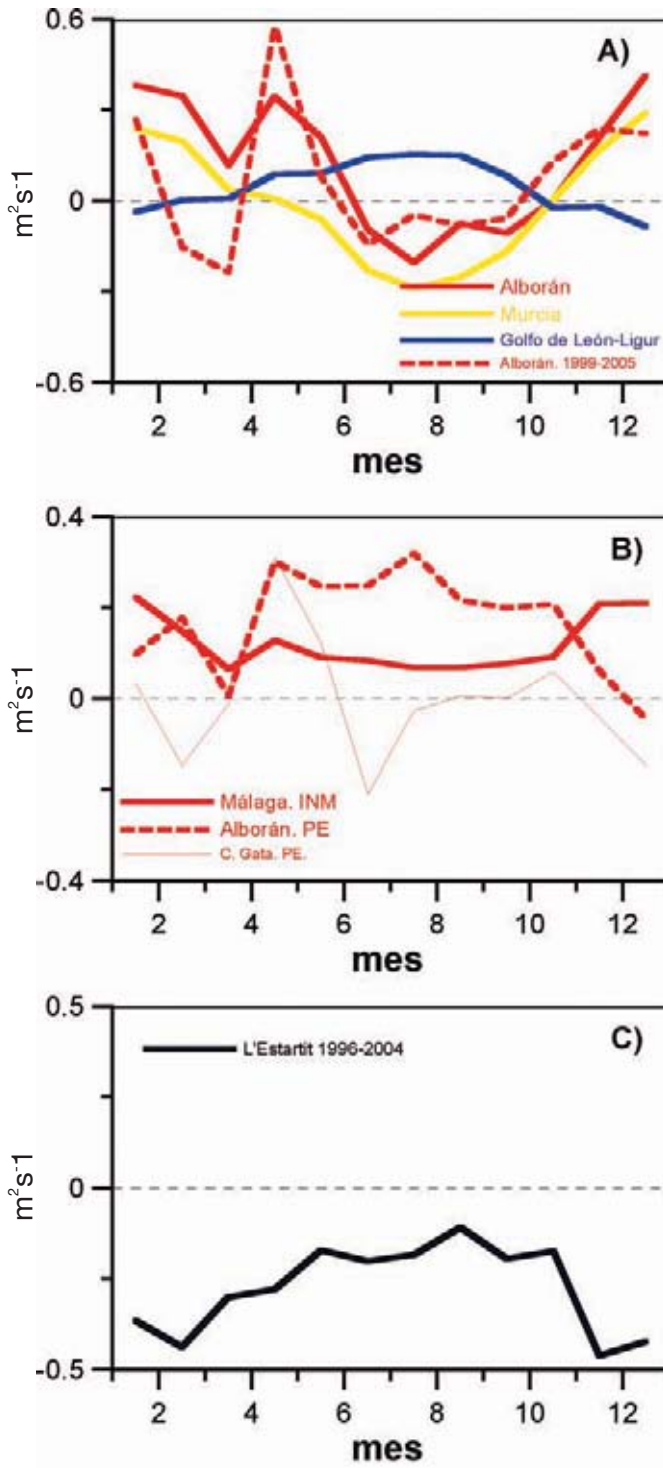


Figura 4.5. Ciclo estacional del transporte de Ekman en  $\text{m}^2/\text{s}$ . Figura 4.5 A) usando datos del NCEP para el periodo 1948-2005 en la zona de Alborán (línea continua roja, ángulo de costa  $0^\circ$ ) Murcia (línea amarilla, ángulo de costa  $45^\circ$ ) y golfo de León-Ligur (línea azul, ángulo de costa  $0^\circ$ ). La línea roja discontinua es el ciclo estacional de transporte de Ekman en Alborán calculado sobre el periodo 1999-2005. Figura 4.5 B) ciclo anual del transporte de Ekman a partir de datos del INM en la estación meteorológica de Málaga (1992-2005), boya de Alborán (PE, 1997-2005) y boya de C. Gata (PE, 1999-2005). 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  $90^\circ$  para la orientación de la costa.

Los ciclos anuales medios mostrados en la figura 4.5 muestran algunas de las características importantes de nuestro litoral mediterráneo. Por una parte, tal y como se ha referido en la literatura y ya se explicó 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 muestran 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 1948-2005 (figura 4.5 A, línea roja continua) es aparentemente distinto del que se obtiene en la boya de cabo de Gata, cuyos datos abarcan el periodo 1999-2005. Si se calcula el ciclo medio estacional usando los datos del NCEP para ese mismo periodo, 1999-2005 (figura 4.5 A, línea roja discontinua) se obtiene un gráfico más parecido al de cabo de Gata, reduciéndose las diferencias a la parte final del año. Este tipo de variabilidad temporal con periodos en los que decrece el transporte hacia mar abierto, o incluso se invierte su sentido durante ciertos meses del año, 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].

La otra zona donde pueden producirse procesos de afloramiento es la zona del mar Ligur 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 Ekman 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 se asume un estado estacionario. Durante el periodo transitorio, o para aguas costeras muy someras, vientos normales a la 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 de calor sensible, que es proporcional a la diferencia de temperatura entre la superficie del mar y la del aire, 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 superficial del mar 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.

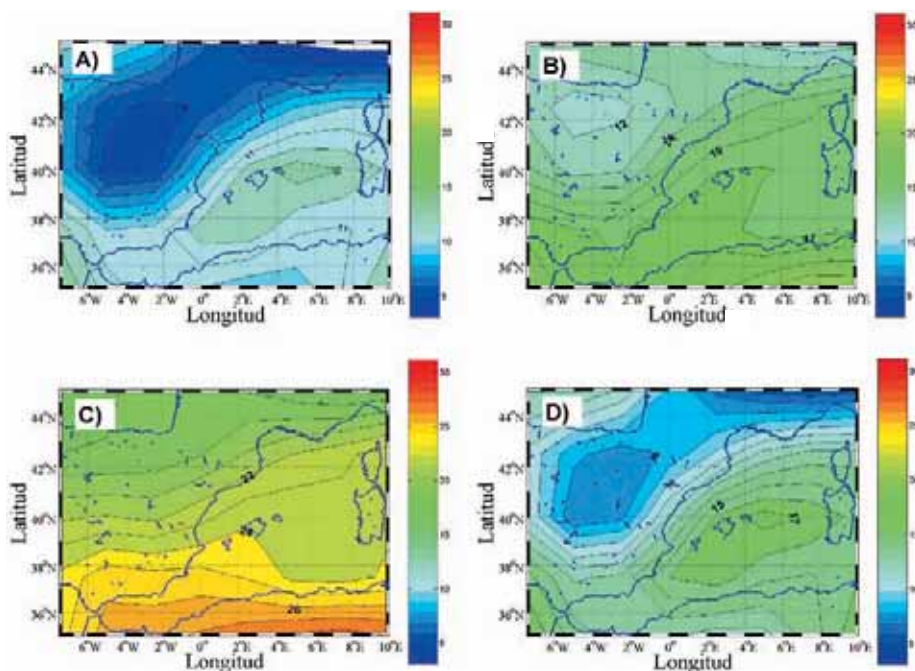


Figura 4.6. Temperatura superficial del aire en los meses de A) febrero, B) mayo, C) agosto y D) noviembre. Datos del NCEP (1948-2005).

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 de 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 marinas a otras. 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.

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°x2°). Solamente se puede apreciar el gradiente



latitudinal de temperatura que aumenta de el norte al sur en todos los meses del año, excepto en los meses de verano en los que existe una franja en torno a las islas Baleares donde las temperaturas superficiales son máximas.

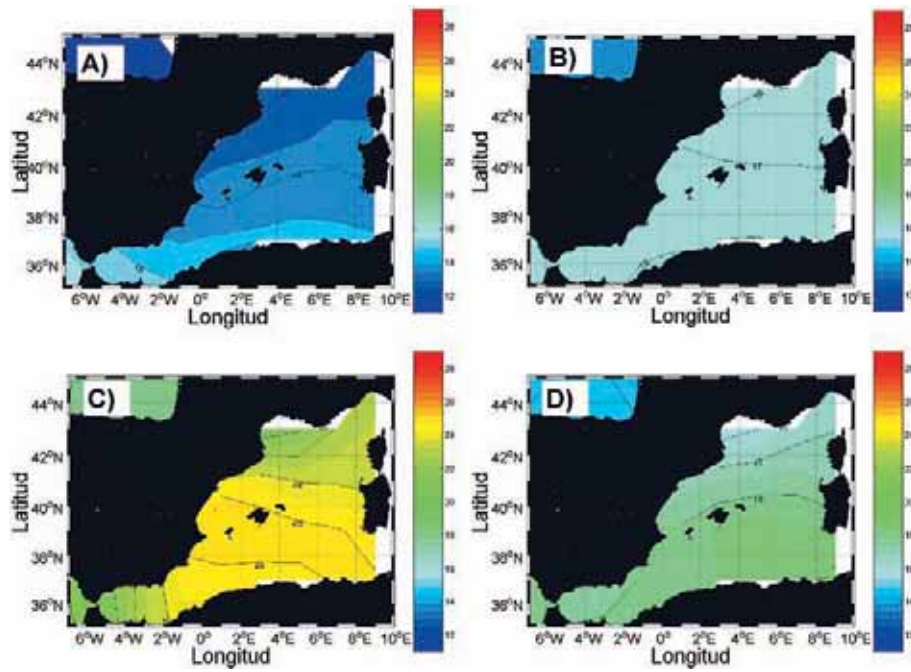


Figura 4.7. Distribución superficial de temperatura del mar en los meses de A) febrero, B) mayo, C) agosto y D) noviembre. Datos de COADS/NCDC.

### 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, flujo desde la atmósfera hacia el mar) no se incluye 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  $100 \text{ Wm}^{-2}$  en diciembre y enero y un máximo próximo a los  $300 \text{ Wm}^{-2}$  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).

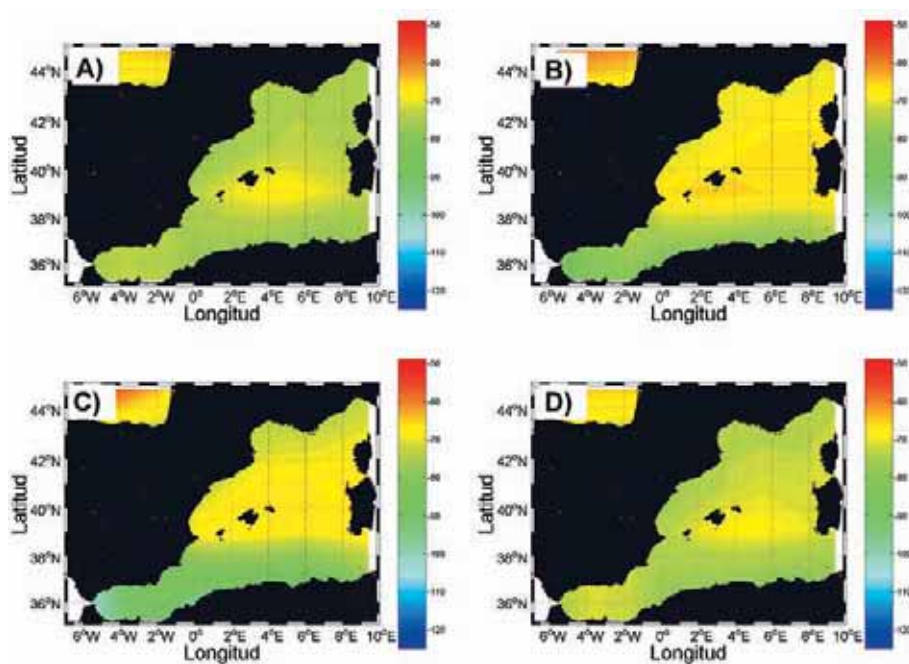


Figura 4.8. Radiación neta de onda larga. Los valores negativos indican pérdida de calor del mar, es decir, flujo desde el mar hacia la atmósfera.

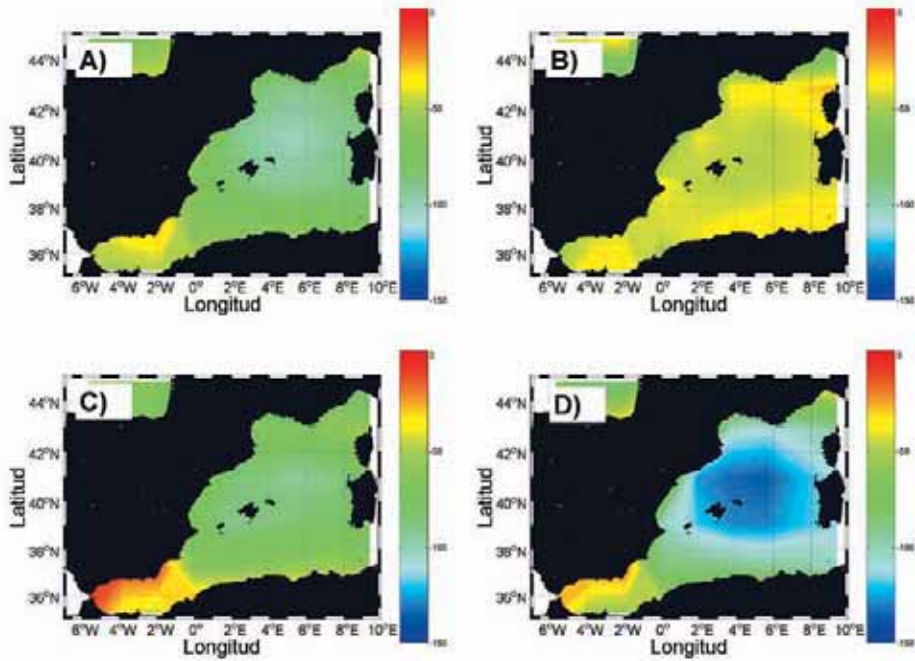


Figura 4.9. Flujo de calor latente.

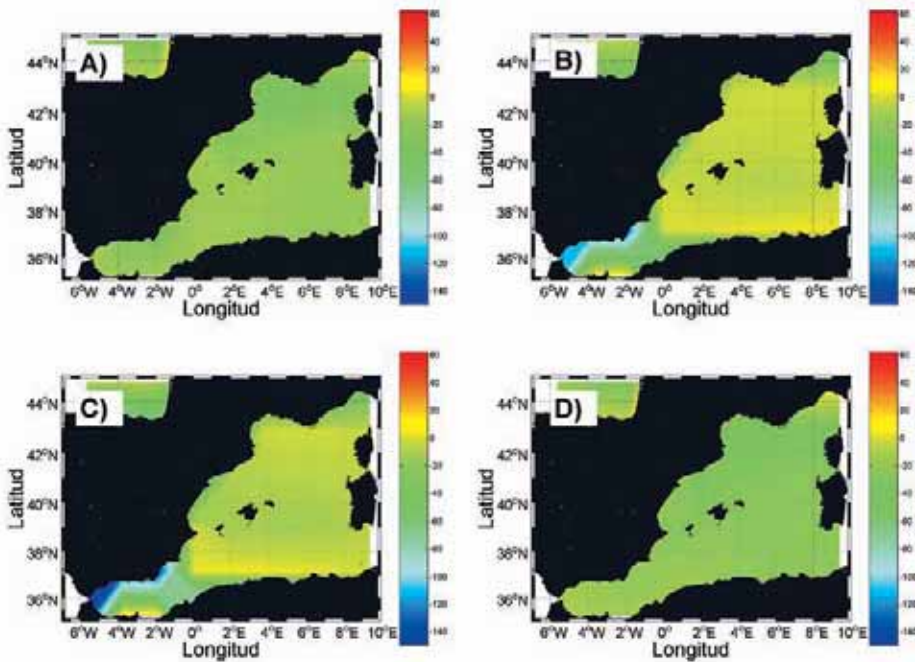
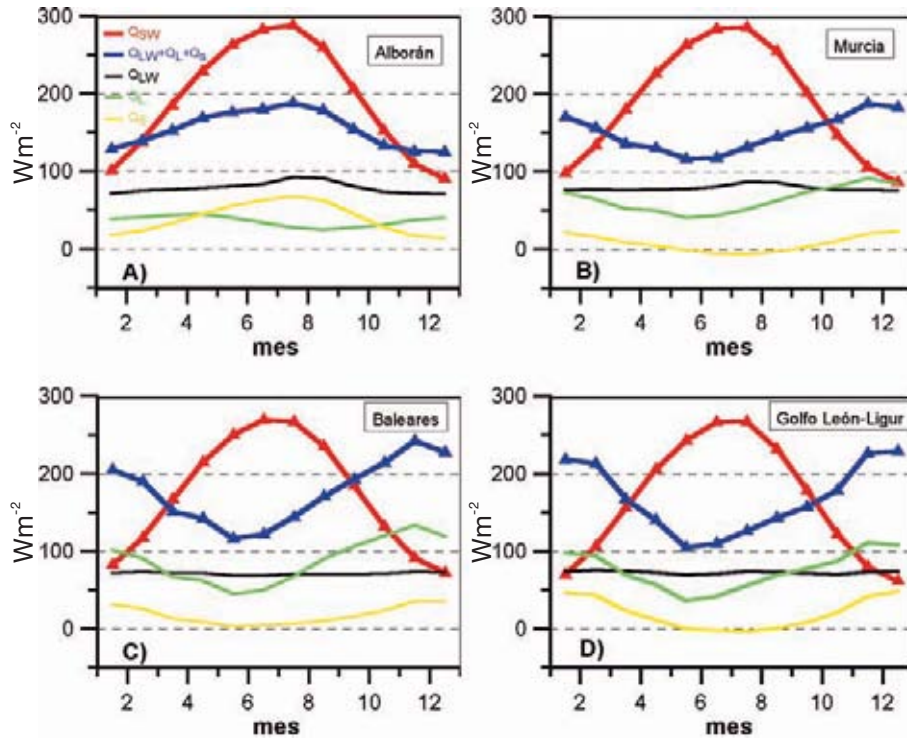


Figura 4.10 Flujo de calor sensible.

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 Lígur, 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 predominan en esos 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 real, 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 y Gomis, 2007].

La figura 4.11 muestra el ciclo estacional de los distintos componentes del flujo de calor (promediado para el periodo 1948-2005) en las cuatro regiones que configuran el Mediterráneo español. Tanto en Murcia como en Baleares y mar Lígur, 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 Lígur se produce una transferencia de calor de la atmósfera al mar, indicando temperaturas del aire más elevadas que las del mar. Finalmente, se hace notar 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 se dispone de medidas *in situ* de flujos de calor para contrastar los datos del NCEP, sí se tienen medidas de temperatura del aire y temperatura superficial del mar en ciertos puntos a lo largo de la costa mediterránea que 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 al cabo de Gata.

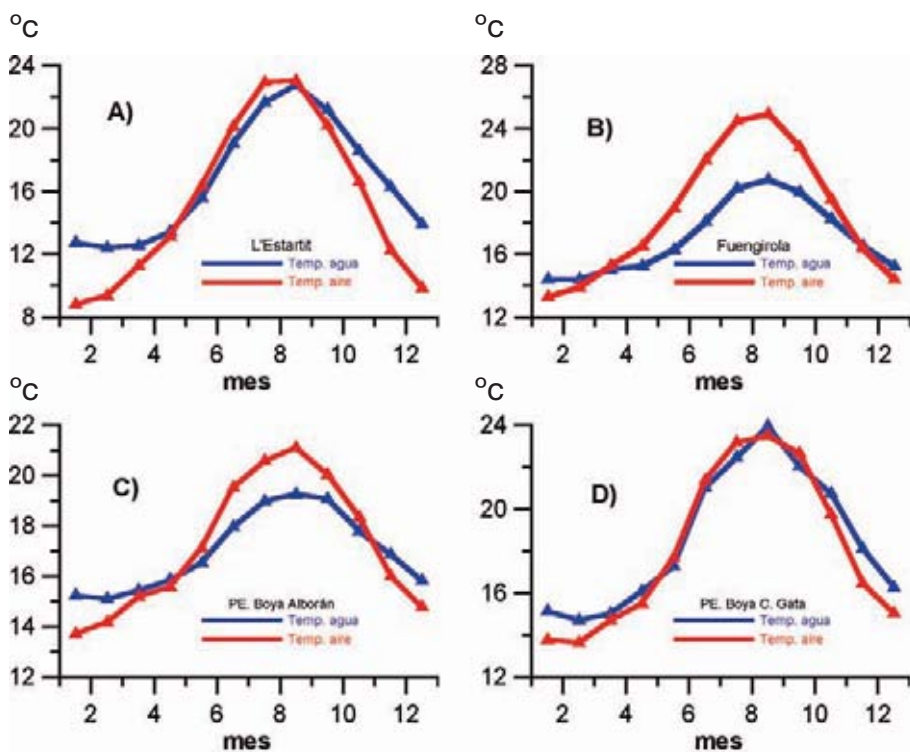


Figura 4.12. Temperatura superficial del mar (azul) y del aire (rojo) a partir de los datos de la estación oceanográfica y meteorológica de L'Estartit (A, ICM), laboratorio costero de Fuengirola (Málaga, IEO, B) y boyas de Alborán y C. de Gata de la Red Exterior de PE (C y D).

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 se dispone 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 al cabo de Gata (PE), se observa que durante los meses de verano la temperatura de mar es claramente más fría que la del aire y debe haber 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 ya se ha indicado 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 evidenciar 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 ambiental. Igualmente, muestran la utilidad del modelado de alta resolución como el empleado en el proyecto HIPOCAS, en el que sí se capta el correcto comportamiento del calor sensible en el mar de Alborán [Ruiz y Gomis, 2007].

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.

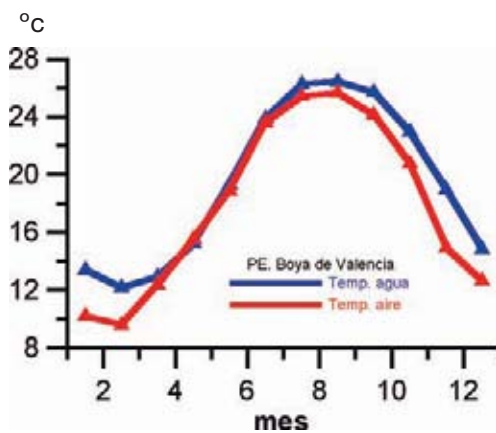


Figura 4.13. Ciclo estacional de temperatura del aire y superficial del mar en la boya de PE de Valencia.

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 a los de la zona del mar de Alborán, contrariamente a lo observado en la figura 4.6.

#### 4.4 Ciclo estacional del nivel del mar

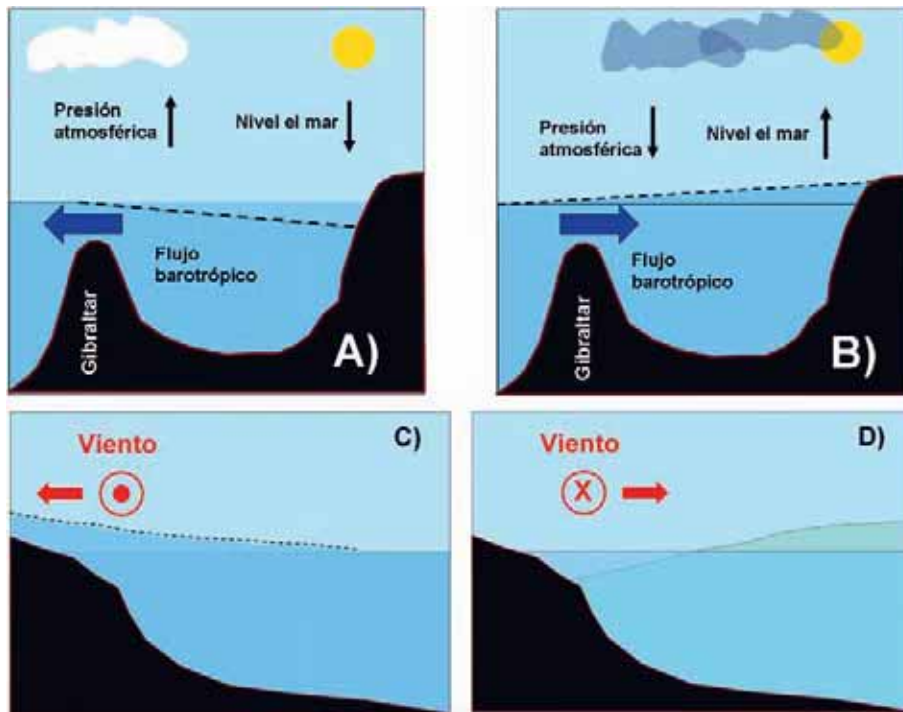
El nivel del mar varía por diversas causas y a distintas escalas temporales. La más conocida de ellas es la marea astronómica. Éste es un fenómeno determinista y por tanto predecible. Las series de nivel del mar empleadas en este informe, al estar promediadas mensualmente, filtran la mayor parte de la varianza asociada a esta causa, por lo que se atenderá a 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 se pueden determinar. Una característica fundamental de lo que se considera ruido en cualquier serie temporal es la ausencia de coherencia espacial y temporal.

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 se considera 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].





**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.

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, 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

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, "P" en la figura 4.15, se puede cuestionar cuál es la altura de la columna de agua, o lo que es lo mismo, qué volumen de agua provoca tal presión.

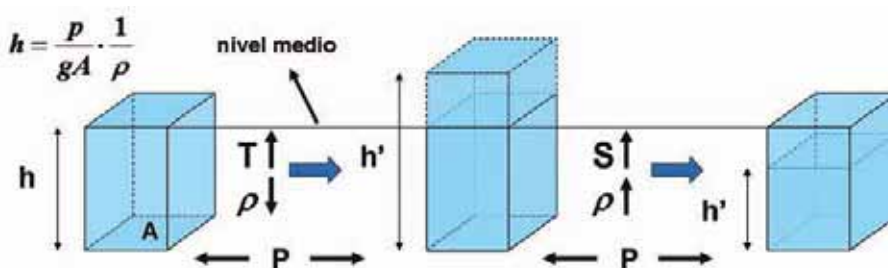
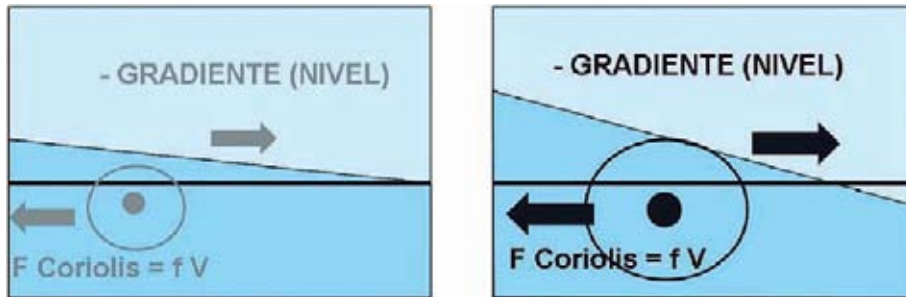


Figura 4.15. Esquema del efecto de la temperatura (T) y salinidad (S) sobre la densidad y, a través de ella, sobre el nivel estérico del mar.

A partir de la ecuación hidrostática se puede 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, este caso se refiere 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 se acaban 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 la sección 4.2 se mostró el ciclo anual de la radiación absorbida por el mar, así como de la 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 se ha 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.

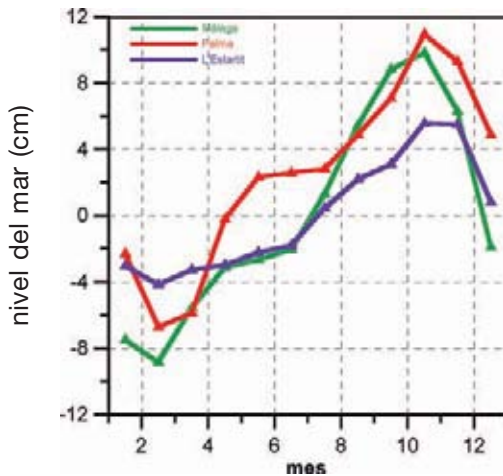


Figura 4.17. Ciclo estacional del nivel del mar observado en las estaciones de Málaga, Palma y L'Estartit.

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] y 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.

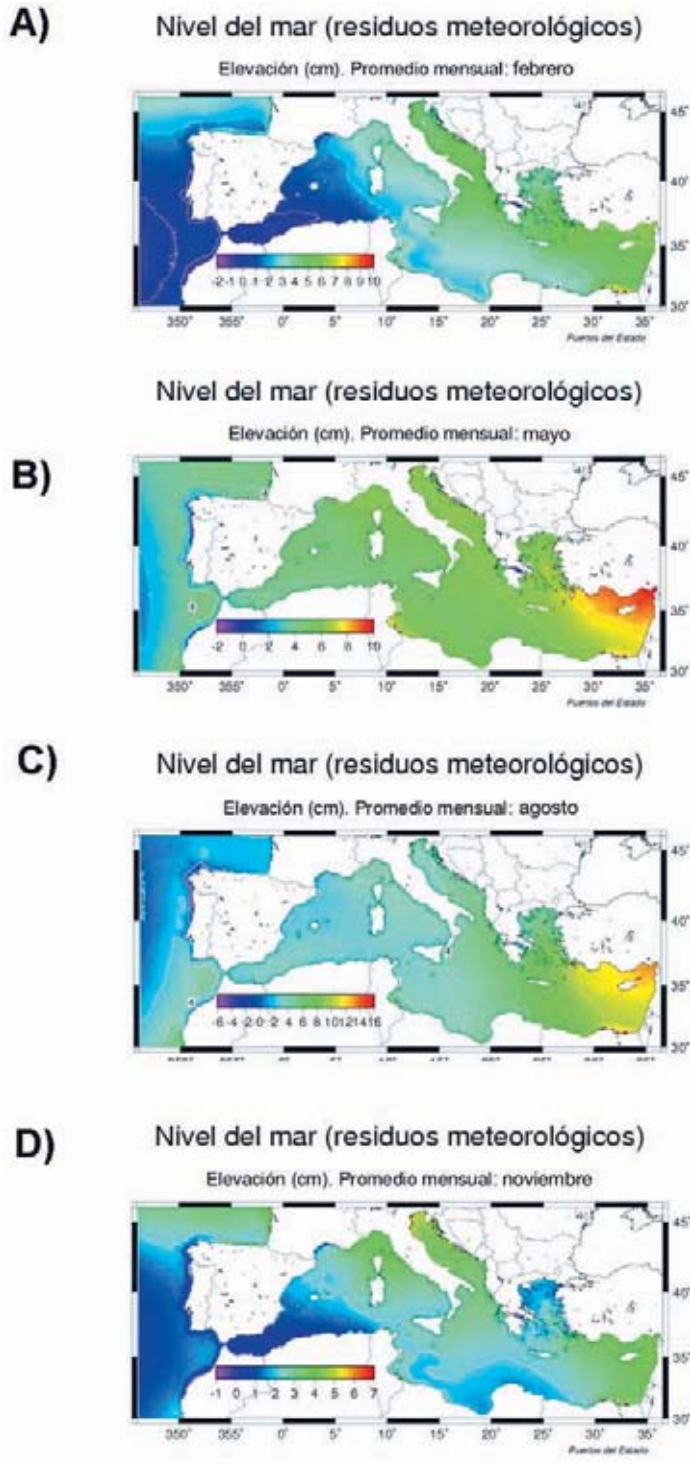
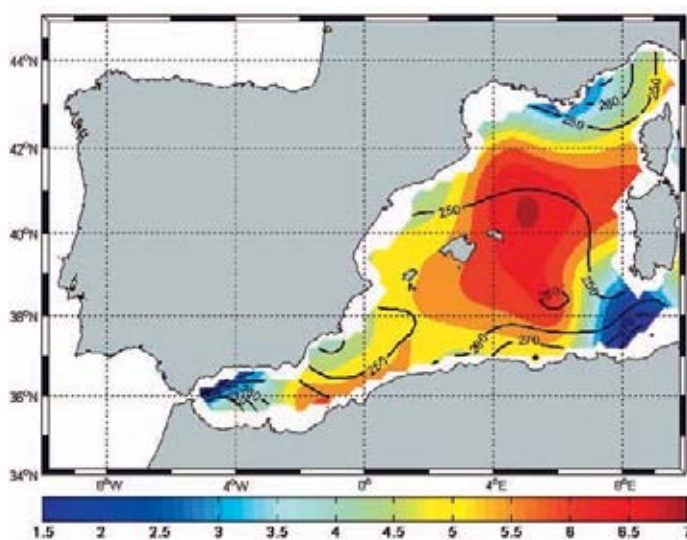


Figura 4.18. Nivel del mar medio para los meses de febrero (A), mayo (B), agosto (C) y noviembre (D) modelados numéricamente mediante el modelo HAMSOM forzado por campos de presión y viento obtenidos mediante "downscaling" dinámico usando el modelo REMO. Estos gráficos han sido cedidos por Puertos del 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  $t$  es la frecuencia angular del ciclo anual y  $\varphi$  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, 2007] 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 cuatro programas de monitorización permanentes en el litoral mediterráneo. Las figuras 4.20 A), B), C) corresponden a las estaciones monitorizadas por el IEO en la 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). La figura 4.20 D) muestra la posición de la estación oceanográfica de L'Estartit, muestreada por el ICM de Barcelona (CSIC).

Las estaciones de Ecomálaga y Ecomurcia son visitadas trimestralmente desde 1992 y 1996 respectivamente. Las estaciones de Ecobaleares eran 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 agua) en este informe se analizan 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 80 m. Las series obtenidas en esta estación son promediadas mensualmente y se calcula el correspondiente valor climatológico para cada mes del año.

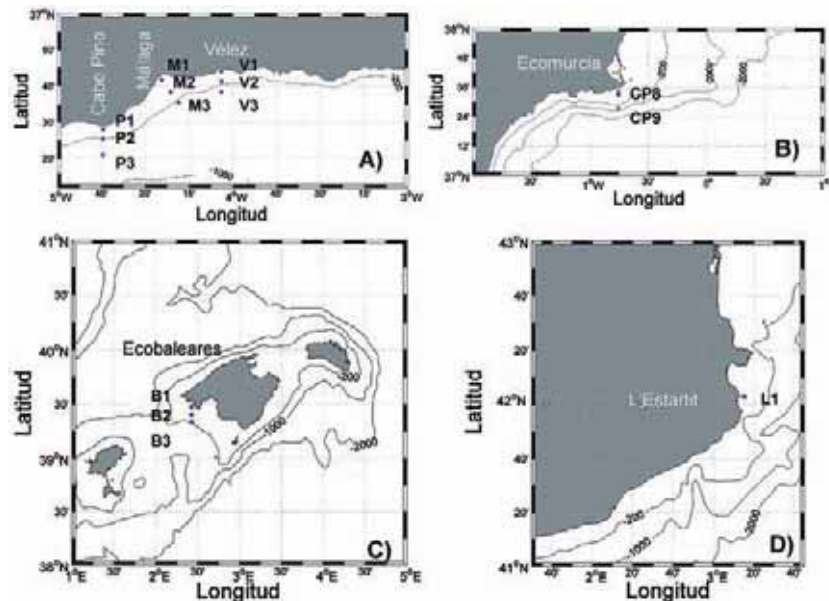
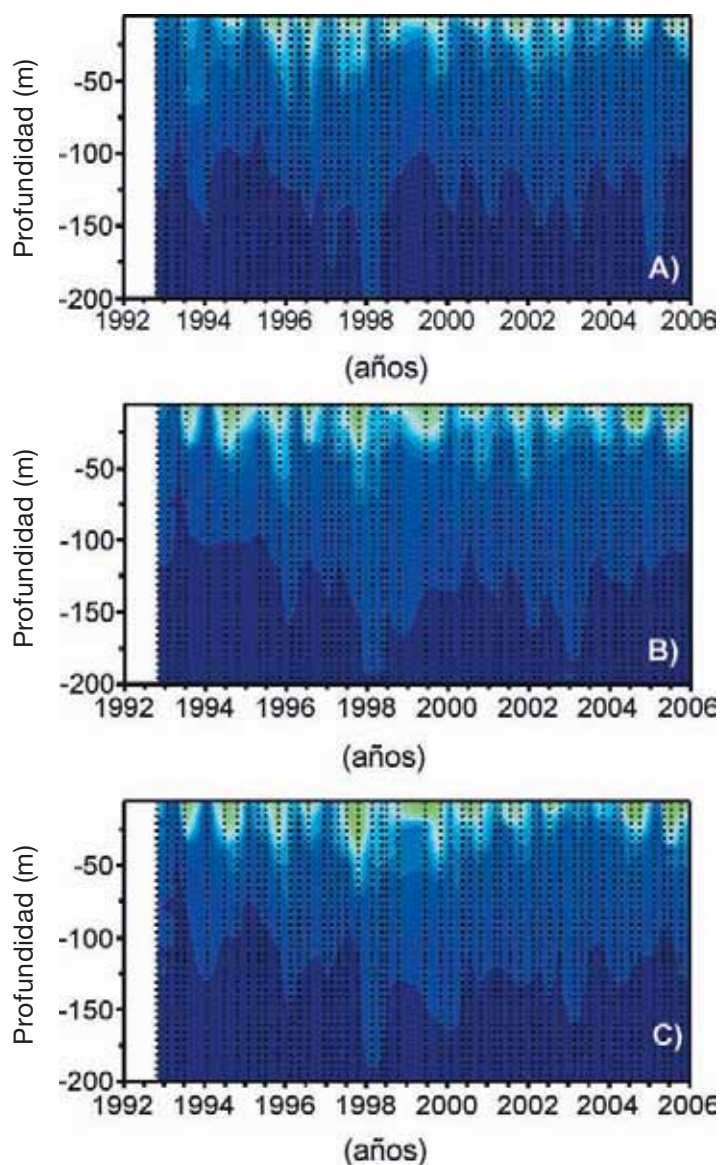
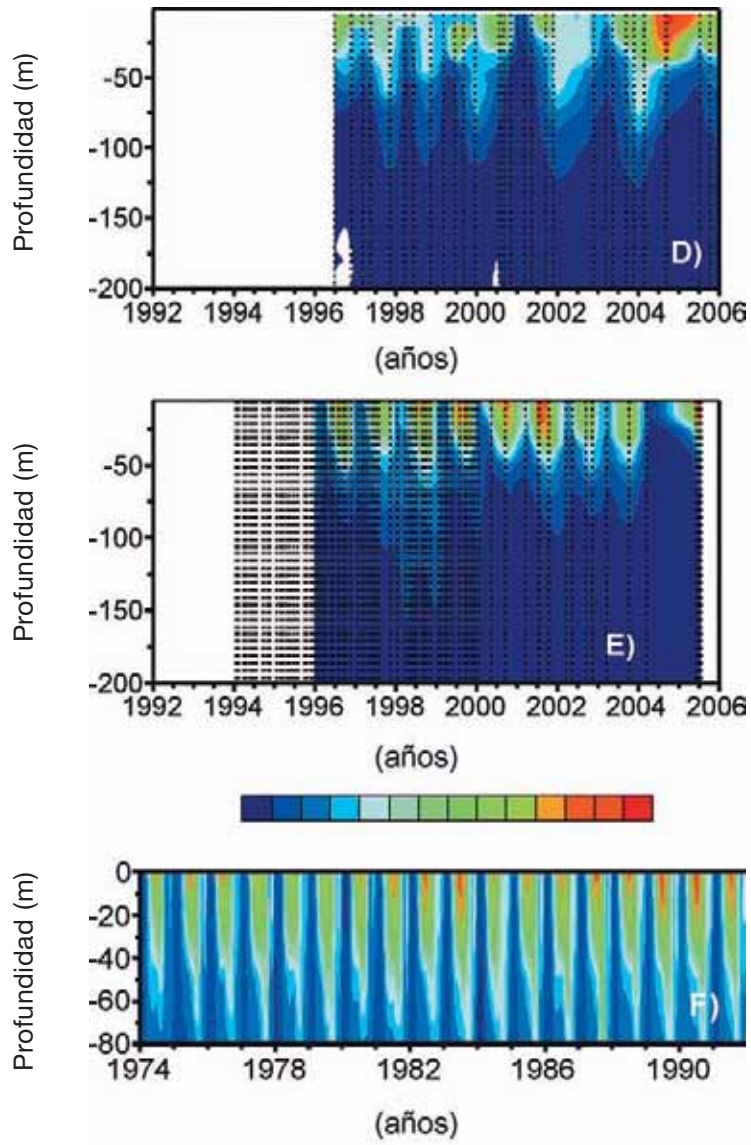


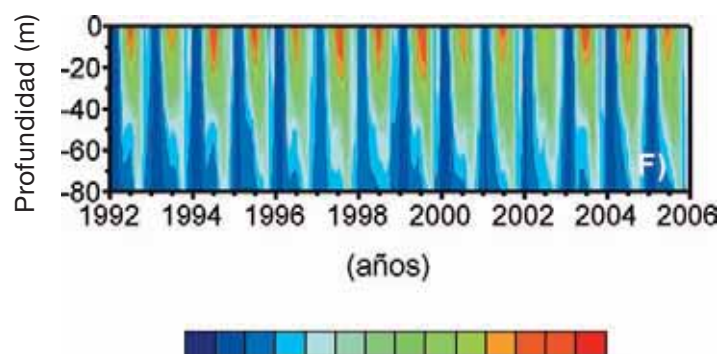
Figura 4.20. Posición de las estaciones de Ecomálaga (A), Ecomurcia (B), Ecobaleares (C) y L'Estartit (D).

En el caso de la temperatura es evidente que su distribución varía de forma periódica a lo largo del año, periodicidad relacionada con 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.



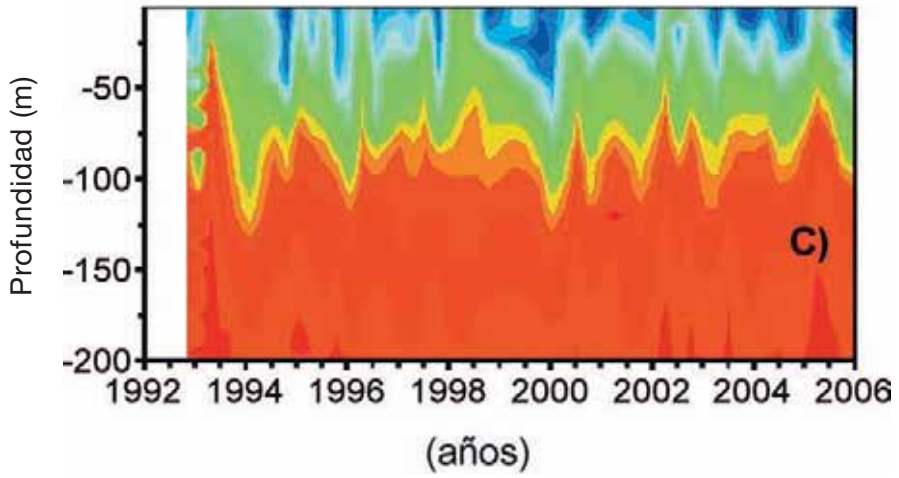
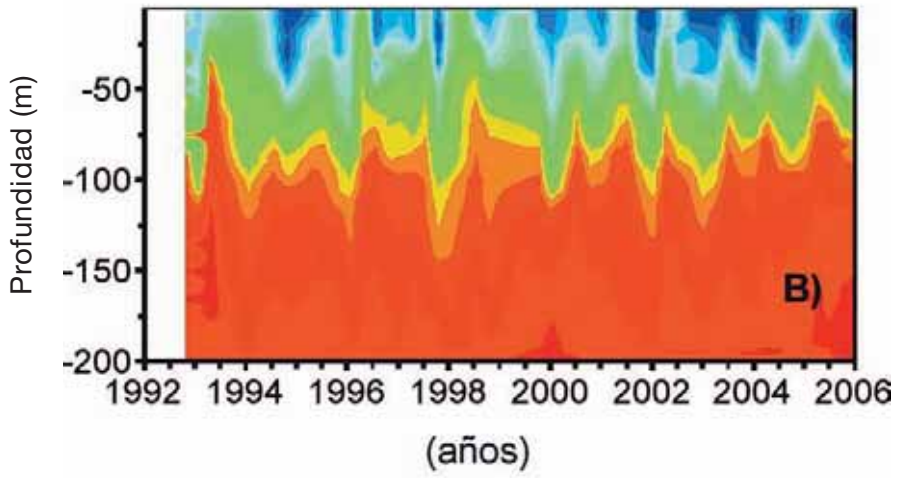
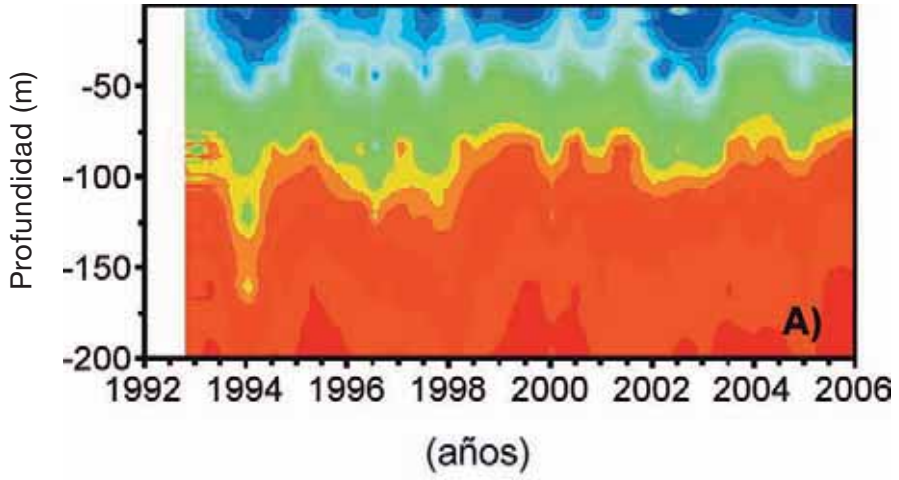


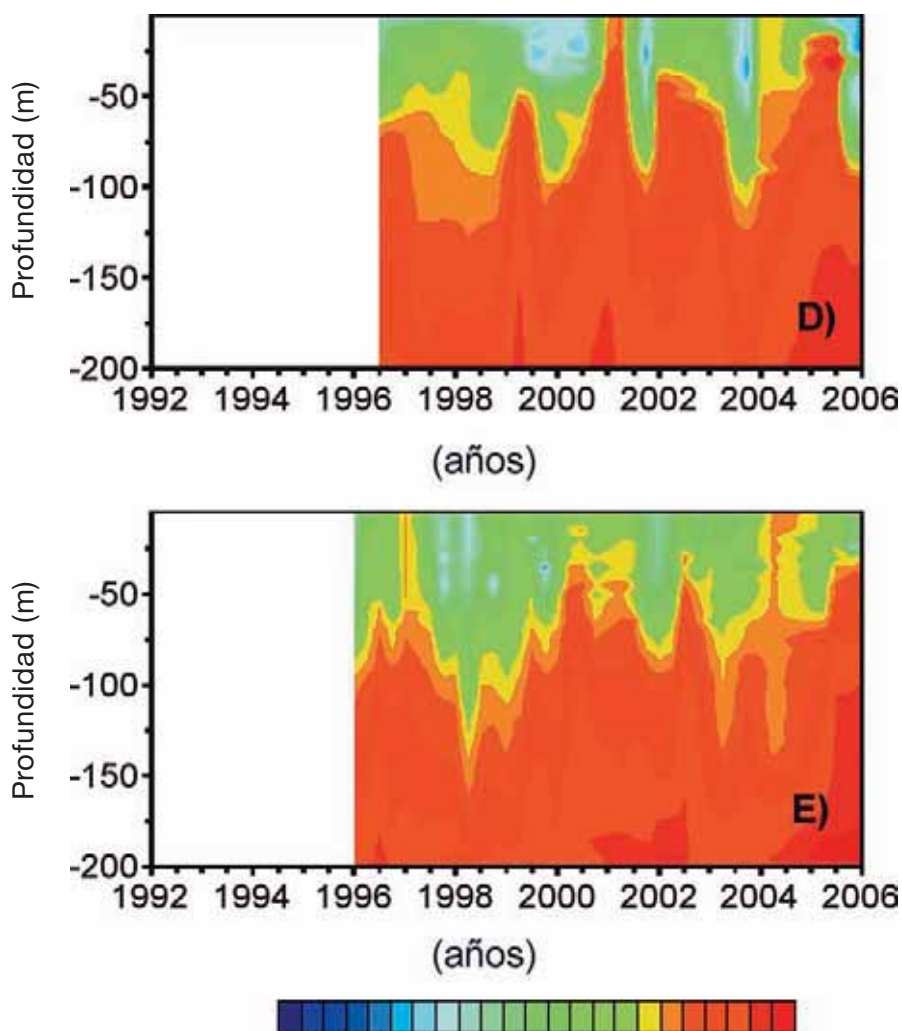




**Figura 4. 21.** Evolución temporal de la temperatura a lo largo de la columna de agua (200 y 80 m superiores) en las estaciones exteriores de Ecomálaga (P3, M3, V3), Ecomurcia (CP9), Ecobaleares (B3) (figuras 4.20 A) a E) y en la estación de L'Estartit (Figura 4.20 F). La escala de colores usada para 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, se pueden 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 150 m. 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 geostrofico 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.



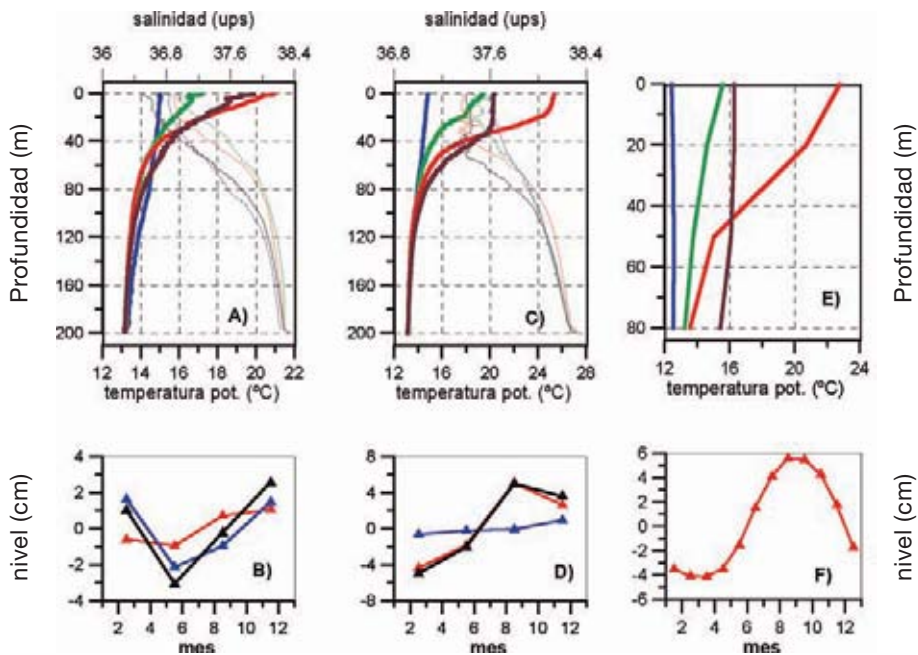


**Figura 4. 22.** Evolución temporal de la salinidad a lo largo de la columna de agua (200 m superiores) en las estaciones exteriores de Ecomálaga (P3, M3, V3, Fig. 4.22 A, B y C), Ecomurcia (CP9, Fig. 4.22 D) y Ecobaleares (B3, Fig. 4.22 E).

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

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 mayor 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.



**Figura 4.23.** A) muestra los perfiles medios (promediados para el periodo 1992-2005) 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 Ecomaleares. La figura 4.23 E) muestra los perfiles medios de temperatura de febrero, mayo, agosto y noviembre promediados para el periodo 1974-2005 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.

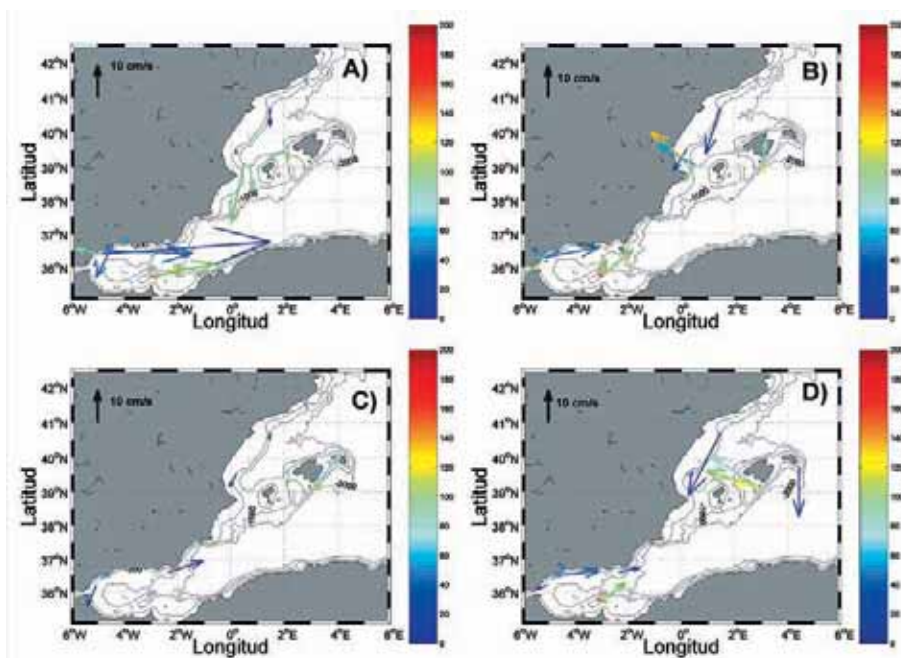
Las figuras 4.23 B y D muestran el ciclo anual medio para el nivel termostérico (azul), halostérico (rojo) y la suma de ambos, el nivel estérico (negro), en la zona de Ecomálaga (estación M3) y de Ecobaleares (estación B3). La figura 4.23 F muestra el ciclo anual del nivel termostérico en L'Estartit. 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, adelantándose, por tanto, respecto del nivel del mar real.

## 4.6 Distribución media de corrientes

En el capítulo 2 se hizo 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 hecho medidas de corriente durante periodos relativamente largos en sitios relevantes como 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 se debe 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, se ha 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 1000 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 los que sí se pueden calcular 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 200m.

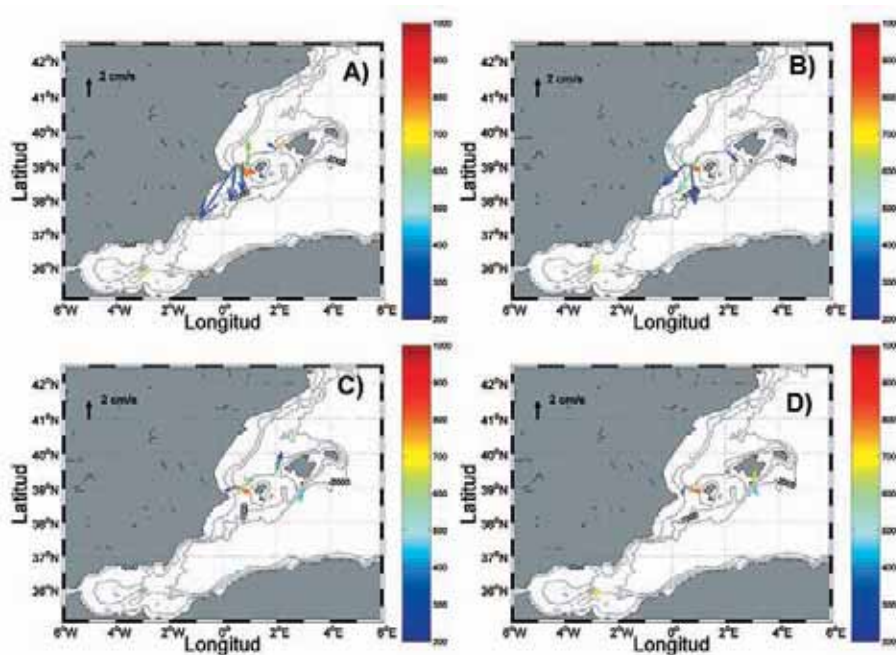
Otro rasgo destacable que se desprende de las series más largas es la estabilidad en dirección SW de la corriente en la boya occidental de PE en Alborán, lo que indica la existencia permanente de un área de circulación ciclónica entre Gibraltar y Estepona, hecho que había sido sugerido por Cano [1977] 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-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].



**Figura 4.25.** Igual que la figura 4.24 para la capa profunda de 200 a 1000 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.

Aparte de estos breves comentarios no merece la pena extenderse en la descripción de unos campos de velocidad que no pueden considerarse medios o representativos de la climatología del litoral mediterráneo, al menos dentro del contexto de este informe. Esta información se ha incluido expresamente con el fin de 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, Font [1990], Font et al. [1995] para la corriente septentrional o García-Lafuente et al. [2002] para el transporte en el estrecho de Gibraltar, se está 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 del cambio climático.

## 4.7 Distribuciones medias de temperatura y clorofila superficial desde satélite

La observación desde los satélites permite hacer un seguimiento de las variables oceanográficas 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 2005 (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 Ligur. En el caso de las imágenes de clorofila superficial también se obtuvieron imágenes mensuales, ahora desde 1997 a 2005 en las mismas zonas geográficas que la temperatura superficial, y de la página web de NASA, proyecto SeaWiFS (<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 Ligur.

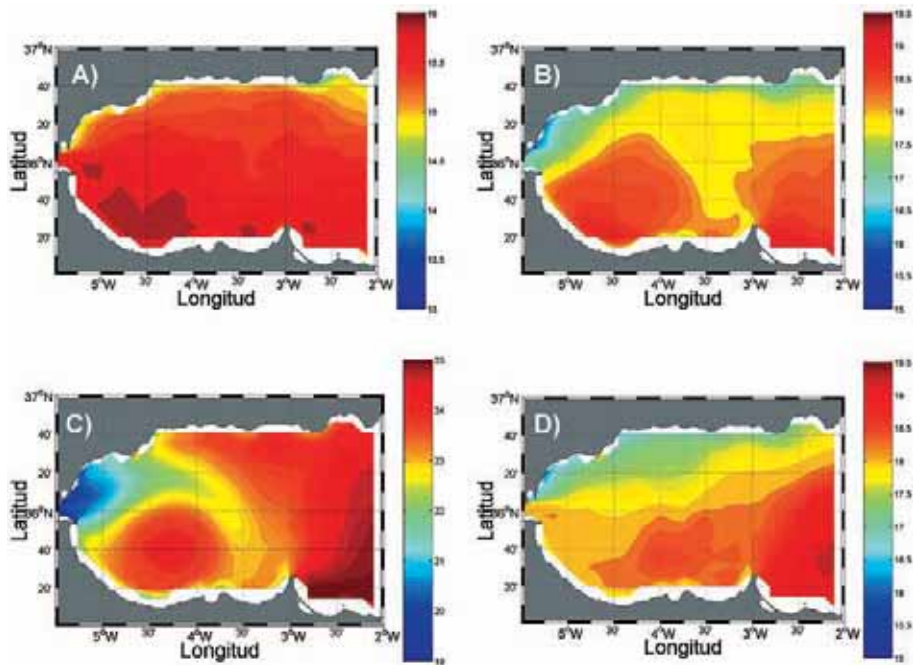


Figura 4.26. Temperatura superficial del mar de Alborán en febrero (A), mayo (B), agosto (C) y noviembre (D).

En la figura 4.26 se ha 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 en 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 que el giro anticiclónico occidental sea detectado 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 se puede 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 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 secuestro de CO<sub>2</sub> y la exportación de materia orgánica hacia la parte sur de Alborán son aspectos claves en relación con el estudio del cambio climático.

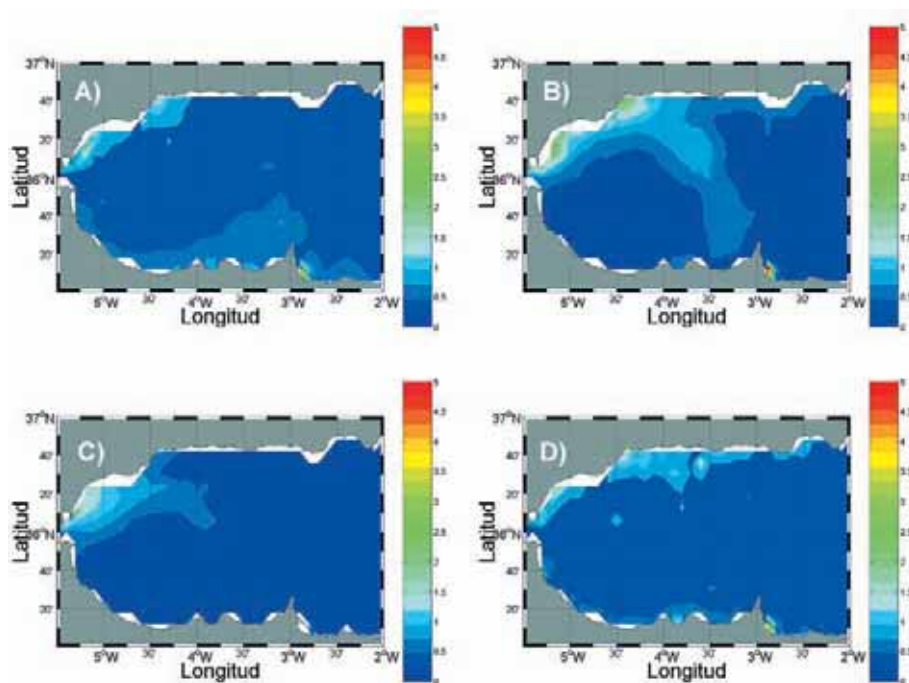


Figura 4.27. Clorofila superficial del mar de Alborán en febrero (A), mayo (B), agosto (C) y noviembre (D).

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).

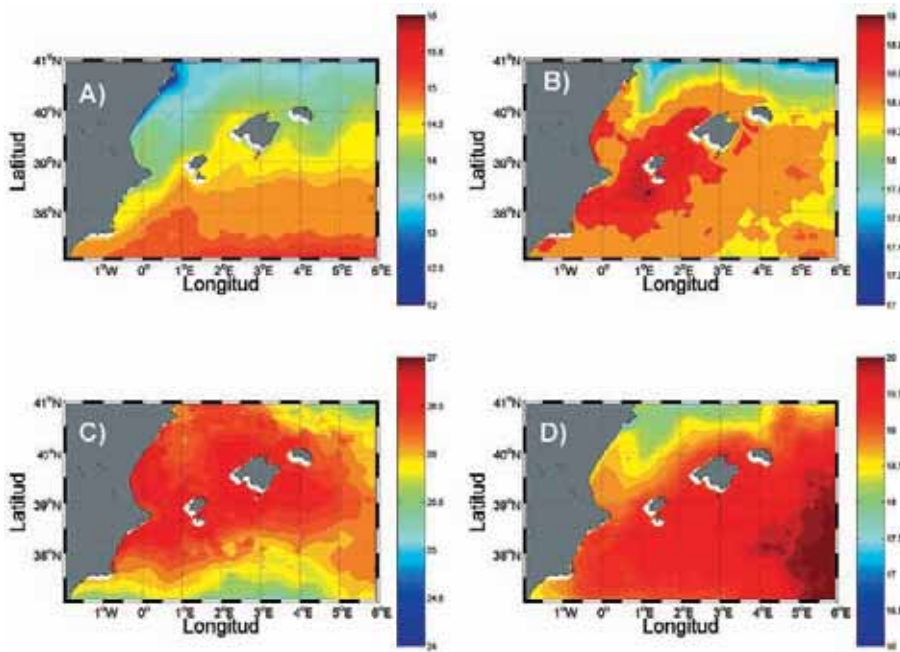


Figura 4.28. Temperatura superficial en el litoral de Levante e islas Baleares en febrero (A), mayo (B), agosto (C) y noviembre (D).

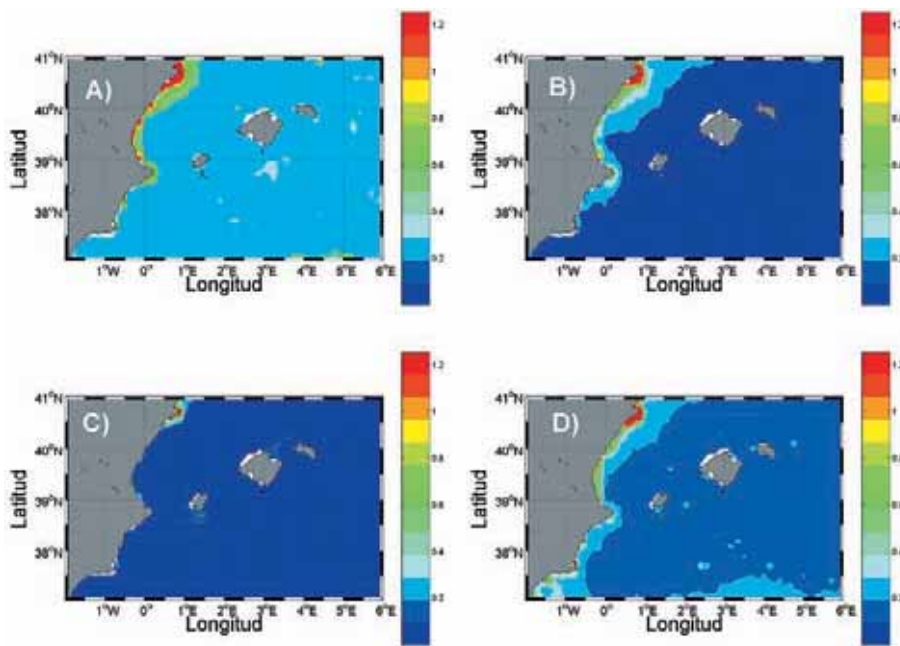


Figura 4.29. Clorofila superficial del mar de Alborán en febrero (A), mayo (B), agosto (C) y noviembre (D).

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. 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. Éstas 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.

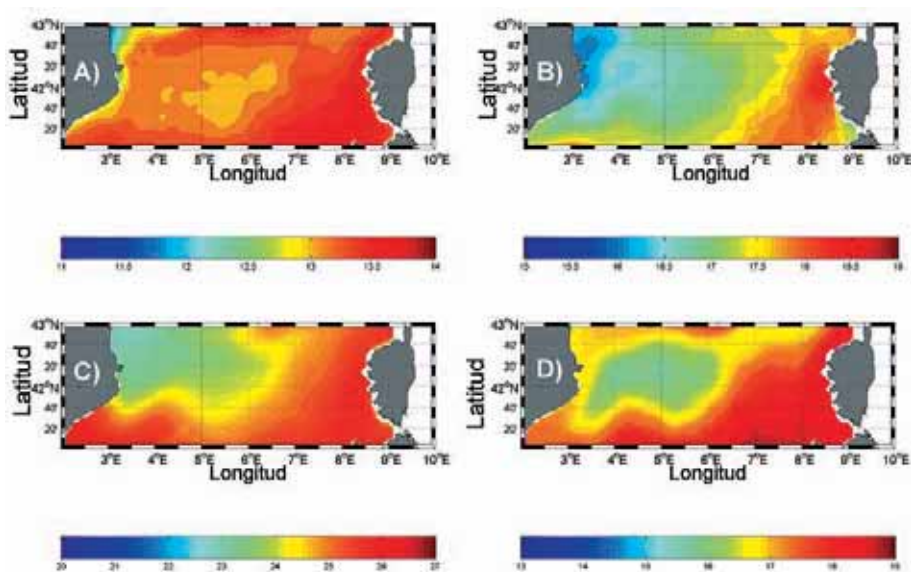


Figura 4.30. Temperatura superficial en el mar Catalán y mar Liguor en febrero (A), mayo (B), agosto (C) y noviembre (D).

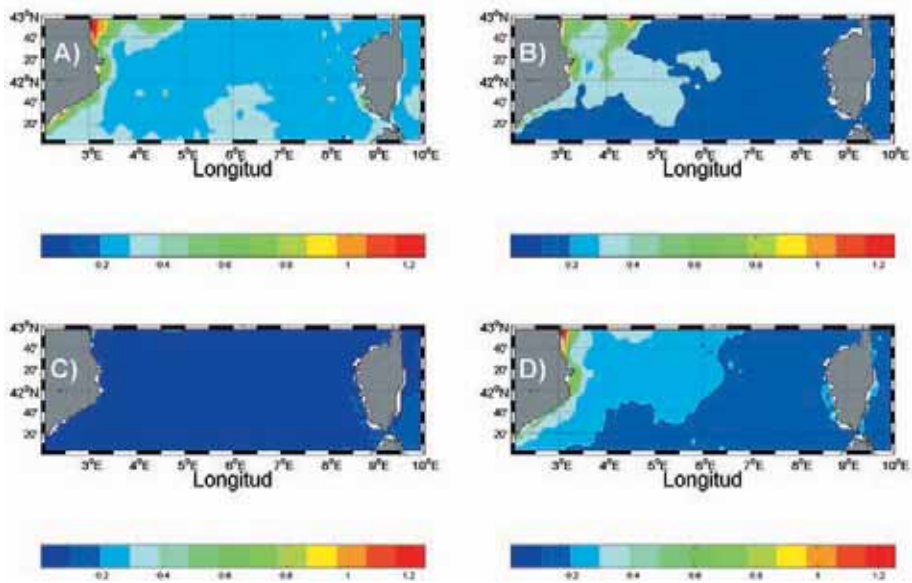


Figura 4.31. Clorofila superficial en el mar Catalán y mar Ligur en febrero (A), mayo (B), agosto (C) y noviembre (D).

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 se han citado a lo largo del presente capítulo y de los anteriores.

Por una parte se pretendía 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, ayudar 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 se han mostrado a lo largo del capítulo, sino a aquellos elementos que 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.

Se han 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 del INM 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 CO<sub>2</sub> 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.



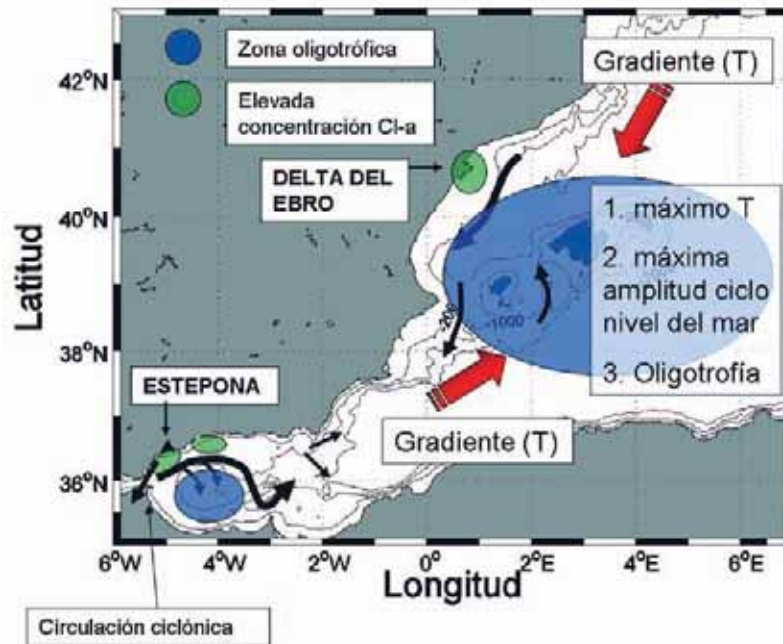


Figura 4.32. Esquema de algunas de las características más sobresalientes de los campos medios de variables oceanográficas en el Mediterráneo Occidental.

Finalmente, se desean 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.

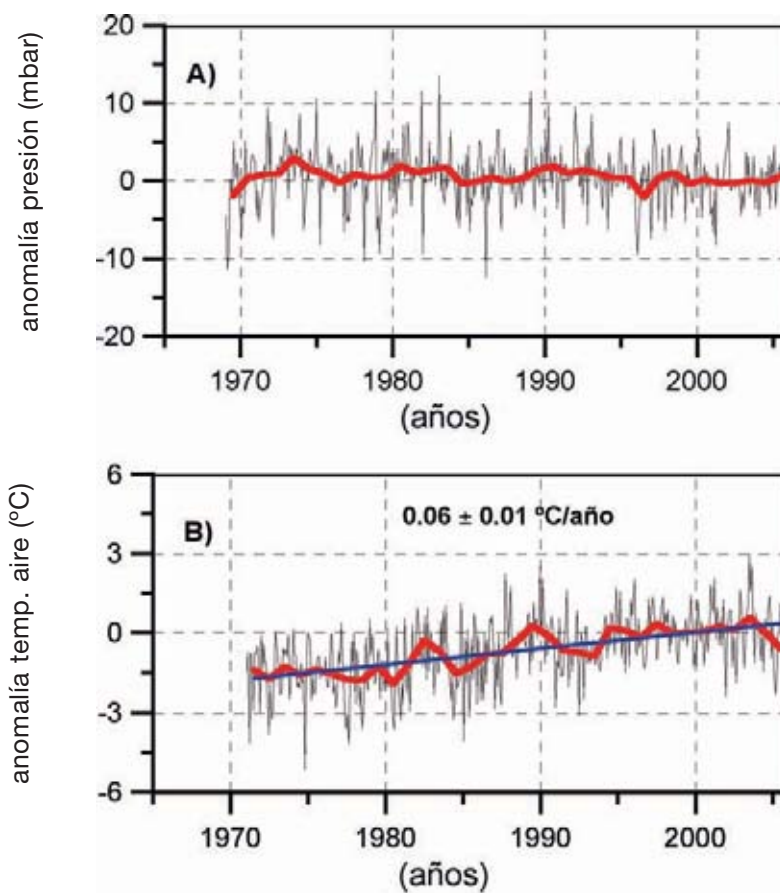
Una vez sustraídos a las series de datos oceanográficos y meteorológicos los ciclos estacionales se obtiene una serie de anomalías o residuos que muestran una importante variabilidad a distintas escalas temporales. El principal objetivo de este capítulo y del análisis de series temporales en el contexto 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.

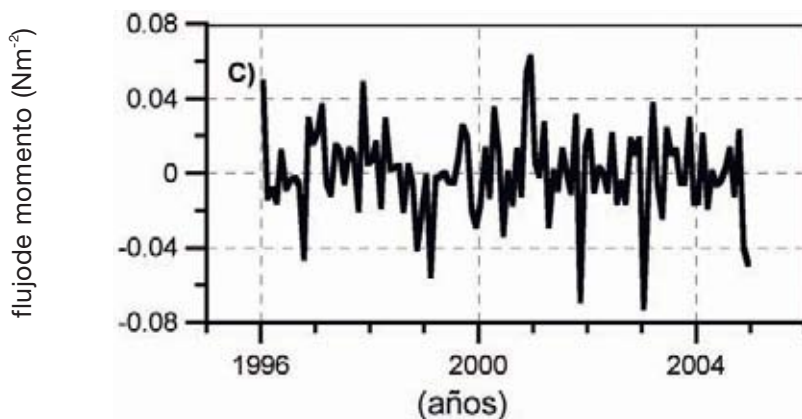
A lo largo de este capítulo y para las distintas variables, a menudo se analizarán por un lado las series completas, que en cada caso tendrán una extensión diferente, y por otro la década de los 90, por ser éste el periodo cubierto por la mayor parte de los programas de monitorización oceanográfica empleados en este capítulo. Debe tenerse en cuenta, además, que esa década ha supuesto 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 se ha mencionado anteriormente, la corta duración de las series que se analizan a continuación hace necesario 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; 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 el objetivo que se plantea es saber si sobre el periodo cubierto por estas observaciones se han producido alteraciones reales o no en nuestros mares, lo que ayudaría, sin duda, a entender mejor su funcionamiento y su respuesta a los forzamientos climáticos. Por el contrario, se entiende 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 se hubiese alterado ligeramente la posición o el día de nuestro muestreo. Esta diferenciación entre cambios reales o resultados del azar se puede obtener 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 de la presión atmosférica, temperatura del aire y la componente meridional del flujo de momento desde la atmósfera hacia el mar en la estación meteorológica de L'Estartit. Para todo el periodo cubierto por la serie (de 1969 a 2005) hay un ligero descenso de la presión atmosférica, aunque éste es sólo marginalmente significativo (probabilidad < 10%). Durante la parte final de la serie, en concreto desde 1990 a 2005, sí se aprecia una reducción significativa de  $-0,09$  mbar/año. La temperatura del aire muestra una fuerte tendencia creciente con una variación media de  $0,06$  °C/año.





**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.

Si se analizan los datos obtenidos del NCEP/reanalysis se obtienen resultados similares (figura 5.2). El periodo total es más extenso, pues se remonta a 1948, con un aumento medio de la presión atmosférica de 0,04 mbar/año en la zona seleccionada del mar Ligur (ver figura 3.3). Sobre el periodo 1990-2005 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 2005, acelerándose el ritmo de variación durante el periodo común con la serie de L'Estartit (1969-2005) hasta un valor de 0,04 °C/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 2005, con una tendencia de 0,025 °C/año. Este último valor se ha calculado para el periodo 1969-2005 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 acusadas, de 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 se puede 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 2005, 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].

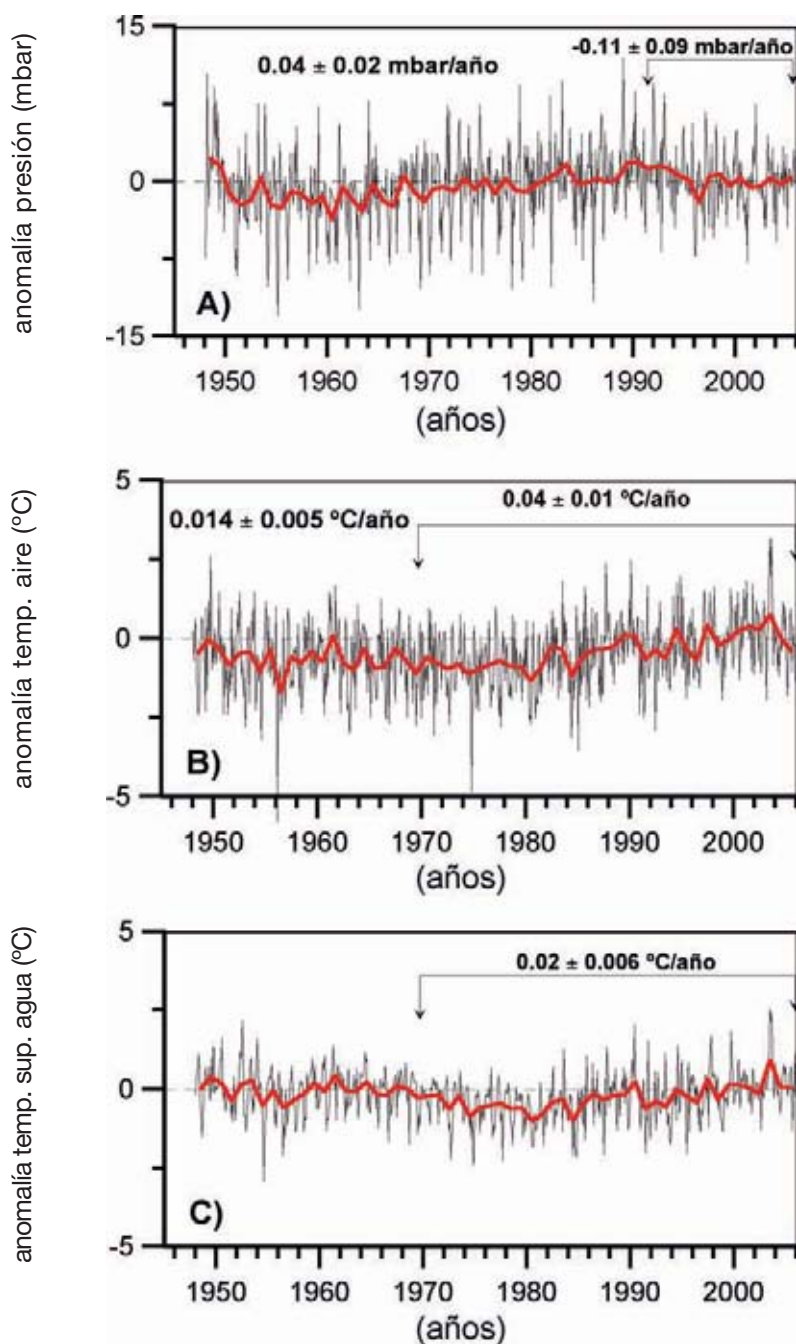
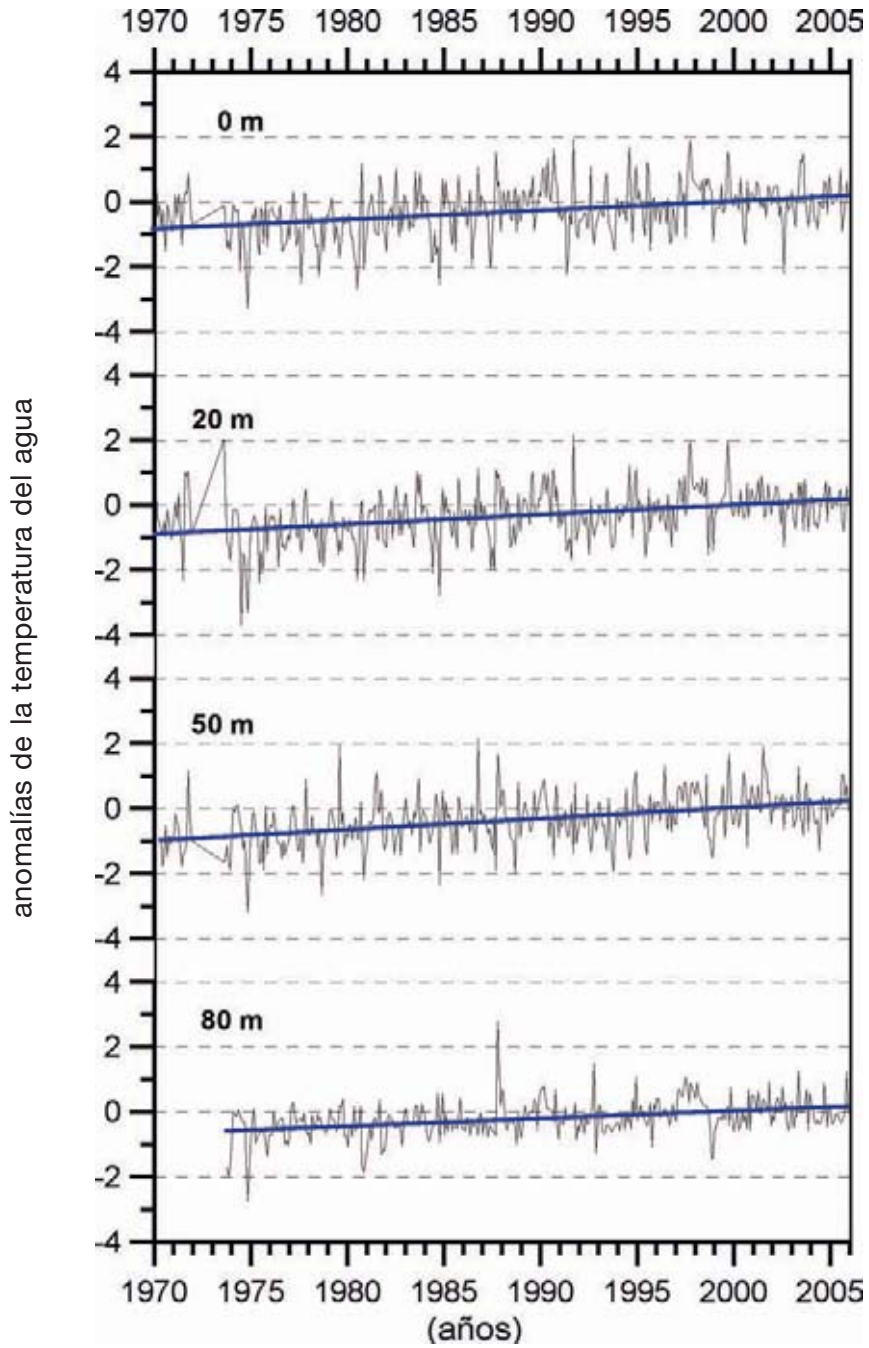


Figura 5.2. Serie de anomalías de presión atmosférica (A), temperatura del aire (B) y temperatura superficial del mar (C) en la zona del mar Liger señalada en la figura 3.3. La línea negra representa valores mensuales, y la roja promedios anuales. Se incluyen las tendencias lineales sobre todo el periodo 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, se puede concretar 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.

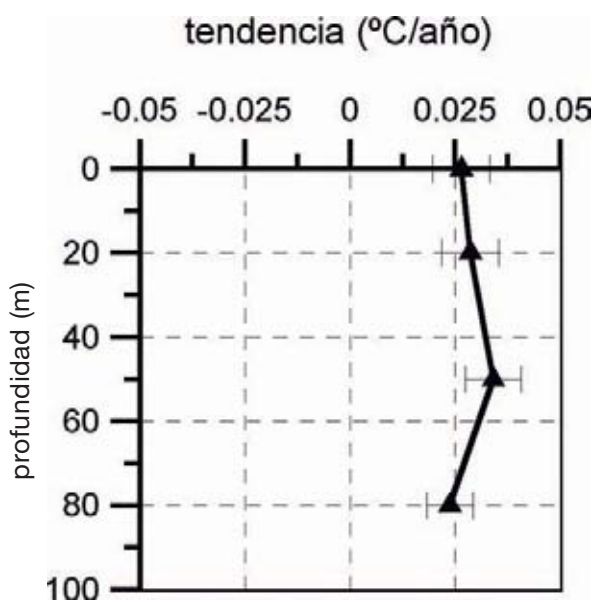
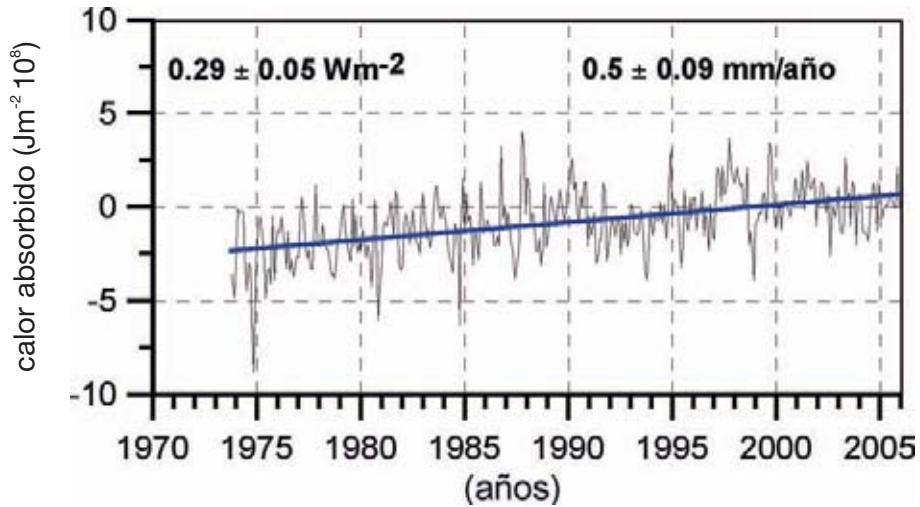


Figura 5.4. Tendencias o variaciones medias en función de la profundidad para las series de temperatura de L'Estartit a 0, 20, 50 y 80 m de profundidad. Los trazos horizontales son los intervalos de confianza al 95%.

Este ritmo se asocia al del calor almacenado en cada metro cuadrado de columna de agua, el cual puede estimarse en  $0,29 \text{ Wm}^{-2}$  (figura 5.5). El aumento del nivel termostérico correspondiente a esta ganancia de calor es de  $0,5 \text{ mm/año}$ . 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 1990-2005 habría sido aproximadamente de  $1,3 \text{ mm/año}$ . 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  $0,5 \text{ mm/año}$  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.

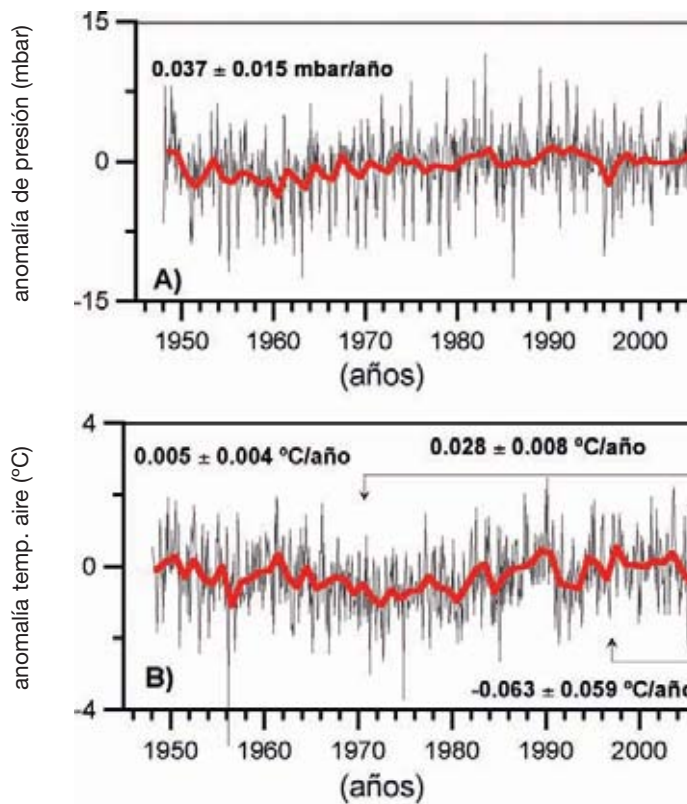


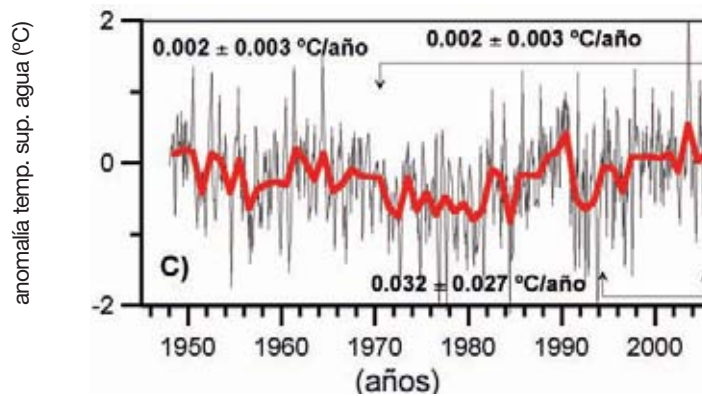
**Figura 5.5.** Serie de anomalías de calor en los 80 m superiores de la columna de agua en la estación oceanográfica de L'Estartit. Se incluye la tendencia lineal correspondiente, así como la variación del nivel termostérico.

El nivel del mar observado en la estación mareográfica de L'Estartit se elevó, creció desde 1990 a 2005, a un ritmo de  $3,4 \pm 1,7$  mm/año. Si se asume una relación de barómetro invertido entre presión atmosférica y nivel del mar (que se supone válida a escalas temporales largas) éste habría aumentado a razón de  $0,9$  mm/año durante el periodo 1990-2005, por lo que quedarían  $2,5$  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  $1,2$  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 80 m superiores a toda la profundidad de la plataforma. Las causas que pueden originar este ascenso del nivel del mar serían el efecto halostérico [Vargas-Yáñez et al., 2007], 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, 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

Se han seleccionado los puntos de la malla del NCEP correspondientes a la zona de las islas Baleares (figura 3.3) y se han calculado 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 1971-2005 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 1948-2005, ya que sobre el subperiodo 1971-2005, así como sobre los periodos 1994-2005 y 1997-2005 que se corresponden con las series hidrológicas de las estaciones de Ecobaleares y la serie de nivel del mar del mareógrafo de Palma de Mallorca respectivamente, 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 2005. Sin embargo, si se escoge sólo el periodo final, 1997-2005, se observa un descenso significativo de la temperatura del aire de  $-0,063$  °C/año. Durante el periodo cubierto por el proyecto Ecobaleares también se observó un ligero descenso de la temperatura del aire, aunque éste no fue significativo.

El comportamiento de la temperatura superficial del agua es similar al del aire, aunque con ligeras diferencias. Entre 1948 y 2005 el aumento de temperatura del agua es muy pequeño y no significativo, mientras que en el periodo 1971-2005 hay un fuerte incremento de la temperatura que, además, es muy parecido al estimado en el mar Lígur a partir de datos del NCEP y en la costa catalana a partir de la estación oceanográfica de L'Estartit. Desde 1994 a 2005 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*, se han recopilado medidas horarias de temperatura del aire de las estaciones meteorológicas del INM en Pollença, al norte de la isla de Mallorca, Porto Pí, al Sur, y Valencia. Tras promediar mensualmente y obtener series de anomalías, se han calculado las tendencias para el periodo total de la serie que en este caso es 1990-2005, así como para el periodo 1997-2005. La figura 5.7 muestra los principales resultados. Es interesante observar la importancia de los efectos locales, mientras en Porto Pí se produce un aumento de la temperatura del aire en promedio sobre el periodo de 1990 a 2005, en Pollença y Valencia se aprecia un descenso, siendo éste significativo en el primero de los casos. En la parte final de la serie, desde 1997 a 2005 hay un descenso de la temperatura en las tres localidades. Sin bien es cierto que la alta variabilidad de las series y la corta extensión de este periodo no permiten decir si realmente ha habido un descenso de las temperaturas en Porto Pí y Valencia, en el caso de Pollença dicho descenso es claramente significativo.

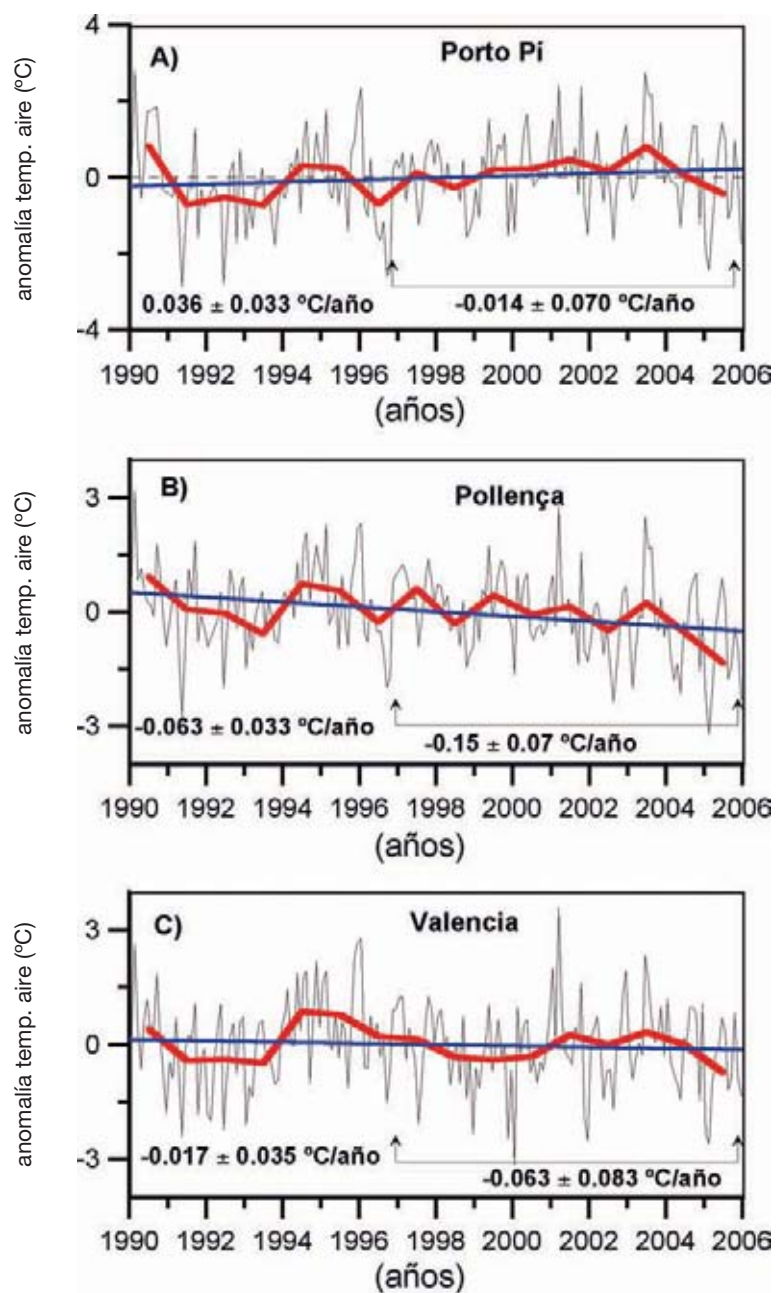
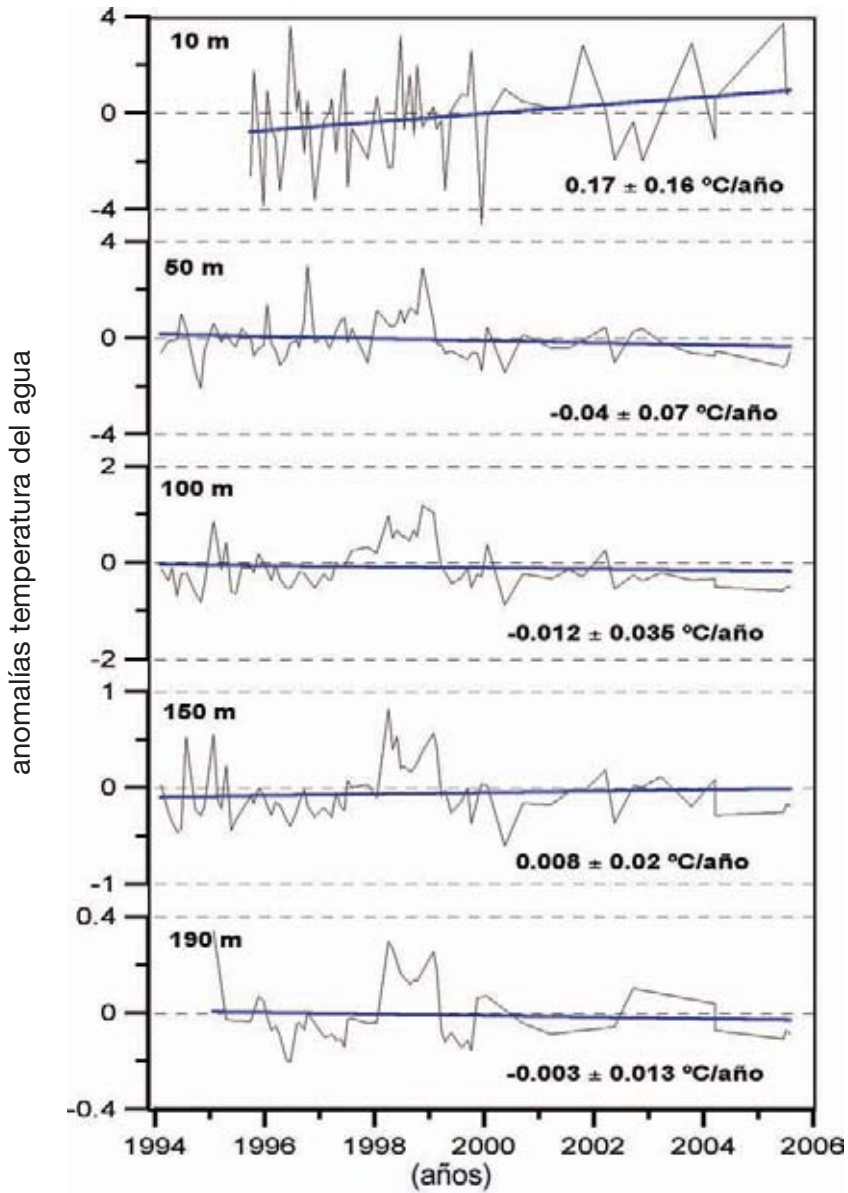


Figura 5.7. Anomalías de la temperatura del aire en las estaciones meteorológicas del INM en Porto Pi, Pollença y Valencia. La línea negra representa valores mensuales, y la roja promedios anuales. En azul se incluye la tendencia lineal. Se han insertado los valores de las tendencias sobre todo el periodo 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 Ecobaleares 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 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.

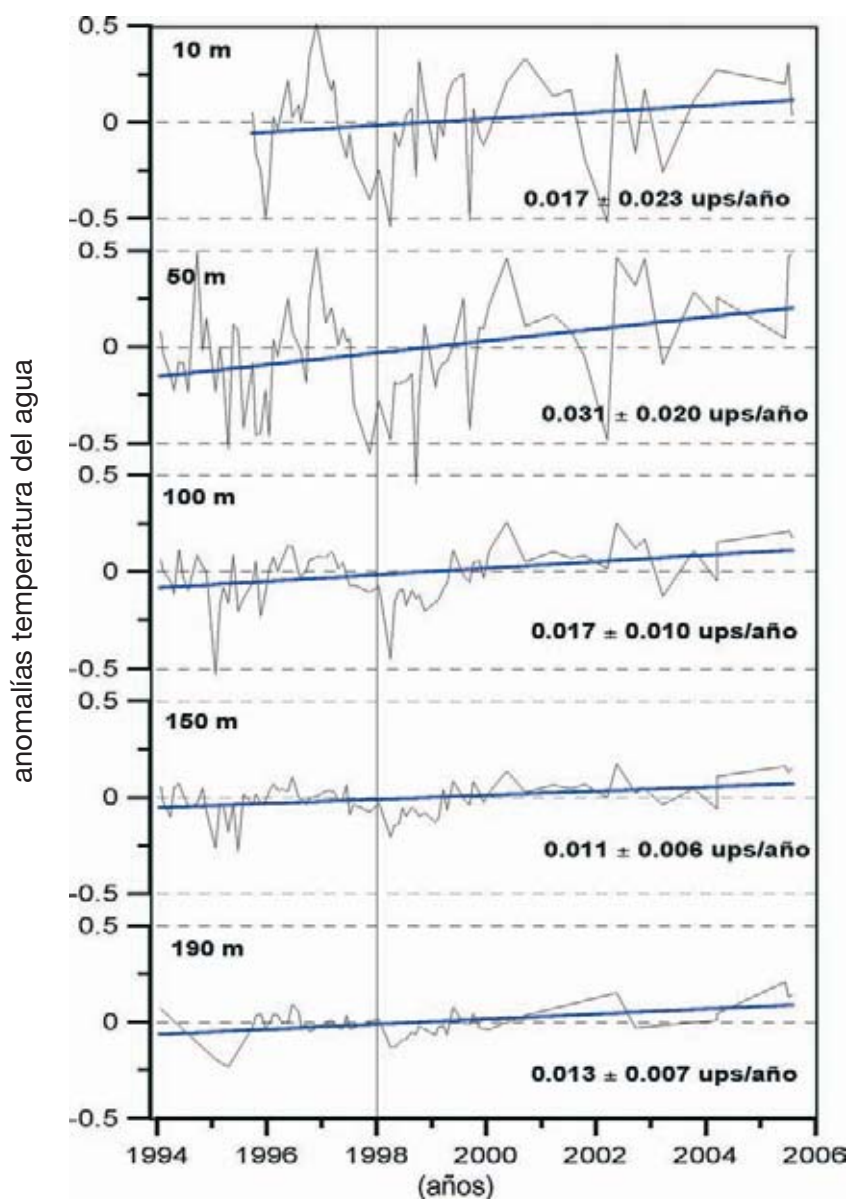


Figura 5.9. Igual que la figura 5.8, pero para la salinidad. Se ha marcado el año 1998 para indicar la fuerte anomalía de baja salinidad, y el desfase o retraso de la misma hacia el interior de la columna de agua.

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. Salvo en superficie y a 150 m de profundidad, se aprecia un descenso de la temperatura, no significativo estadísticamente (esto es, puede ser producto de la variabilidad interna del sistema). La corta extensión de las series analizadas en esta sección exige ser precavidos acerca de las conclusiones a extraer. Es 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 100 y 190 m se aprecia un enfriamiento de las aguas, mientras que entre ambas profundidades, a 150 m, se estima un calentamiento de las mismas. Este hecho podría sugerir que en realidad la falta de significancia está reflejando el carácter aleatorio de los cambios observados. Sin embargo, 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 superficie. El aumento de salinidad junto con un descenso de temperatura 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 porque 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. En apoyo de 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 y su presencia en las islas, Montserrat et al. [2007] han sugerido que el intercambio de calor con la atmósfera, esta masa de agua y su monitorización en los canales baleares constituyen un buen indicador climático.

La figura 5.10 muestra de forma resumida las tendencias de temperatura, salinidad y densidad para la estación exterior del proyecto 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.



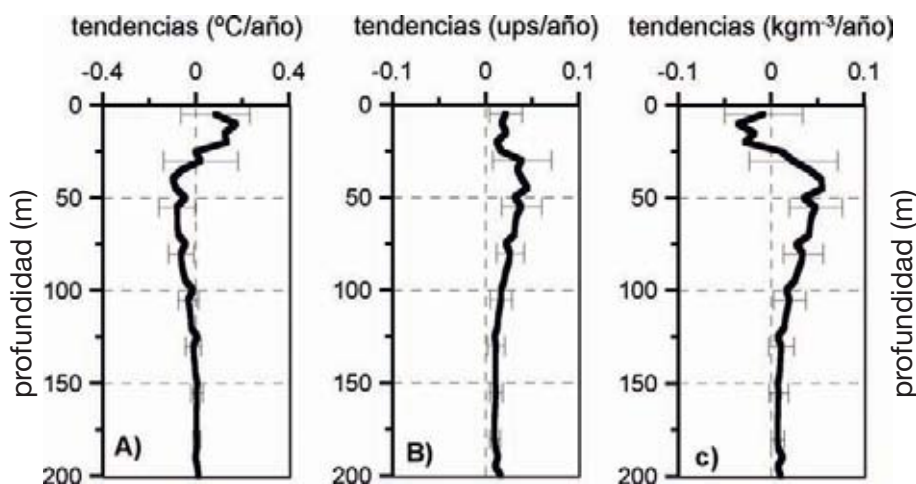


Figura 5.10. Tendencias de temperatura (A), salinidad (B) y densidad (C) en función de la profundidad en la estación B3 de Ecobaleares sobre el periodo 1994-2005.

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 2005. Como se ha 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. Dicho cambio ha sido un descenso significativo y muy pronunciado del nivel del mar. Si se analiza 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 cubierto por la serie de nivel del mar, se produce una pérdida de calor en torno a los  $-1,2 \text{ Wm}^{-2}$ , aunque tampoco es significativa (figura 5.12).

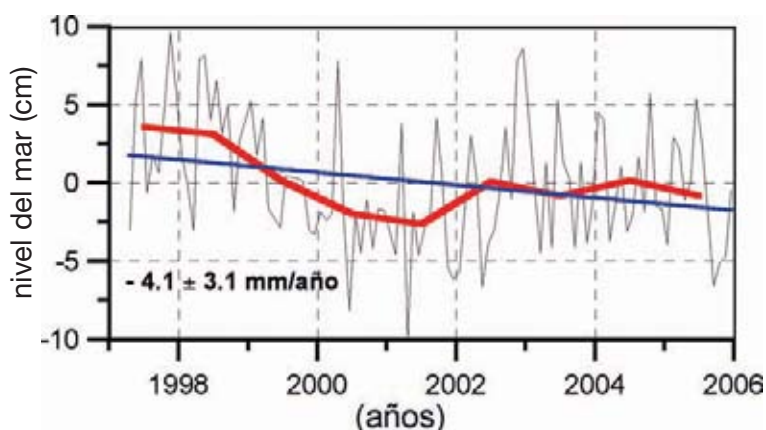


Figura 5.11. Serie mensual de nivel del mar en el mareógrafo de Palma de Mallorca (línea negra). La línea roja es la misma serie promediada anualmente y en azul se incluye la tendencia sobre el periodo completo.

Si se considera 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.

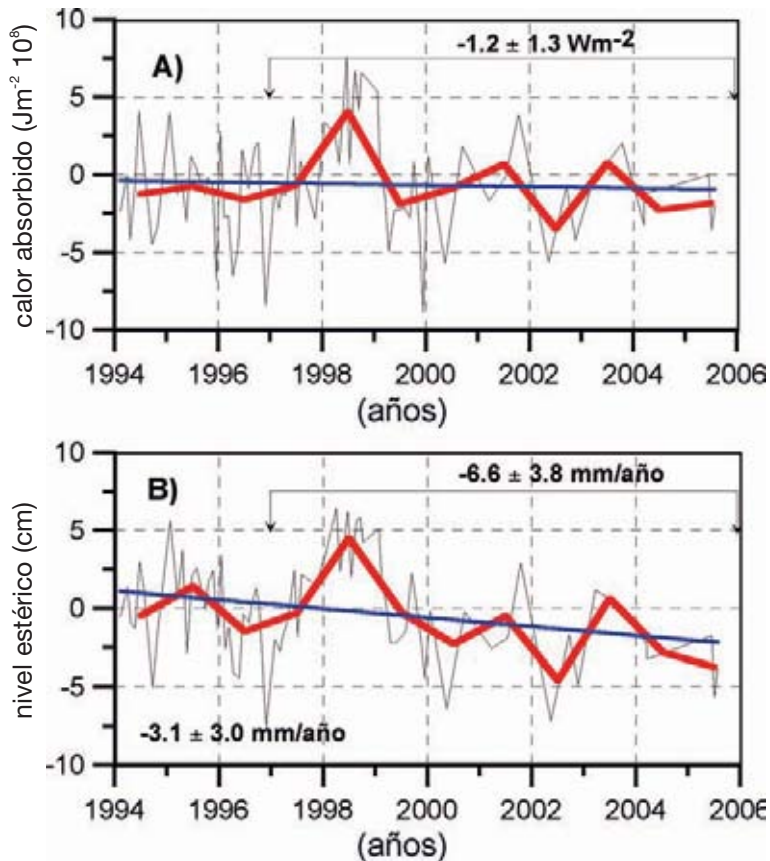


Figura 5.12. A) Calor absorbido en  $\text{Jm}^2 \times 10^8$  en la estación exterior de Ecobaleares (B3, figura 4.20 C). B) Nivel estérico calculado a partir de las series de temperatura y salinidad en la estación B3 de Ecobaleares. En ambos casos se incluye la tendencia lineal calculada sobre el subperiodo 1997-2005.

Las series temporales correspondientes al proyecto Ecomurcia (IEO) son las más cortas de las analizadas en este informe y abarcan el periodo de 10 años entre 1996 y 2005. 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 Ecobaleares. Sobre la gráfica no se incluyen las tendencias debido a la falta de significancia estadística de las mismas. Tan sólo se aprecia un aumento de la temperatura en la capa más superficial, pero este calentamiento sólo afecta a una capa de muy poco espesor, no siendo ya detectable a 50 m, lo que cuestiona si este calentamiento es resultado de la escasez de datos. En el caso de la salinidad tampoco se aprecian cambios importantes en las capas superficiales. Sin embargo hay un evidente aumento de la salinidad a 150 y 190 m de pro-

fundidad. En realidad, tal y como se muestra en la figura 5.15, la salinidad tiene una tendencia positiva y significativa desde aproximadamente los 100 m de profundidad hasta el fondo de la plataforma continental.

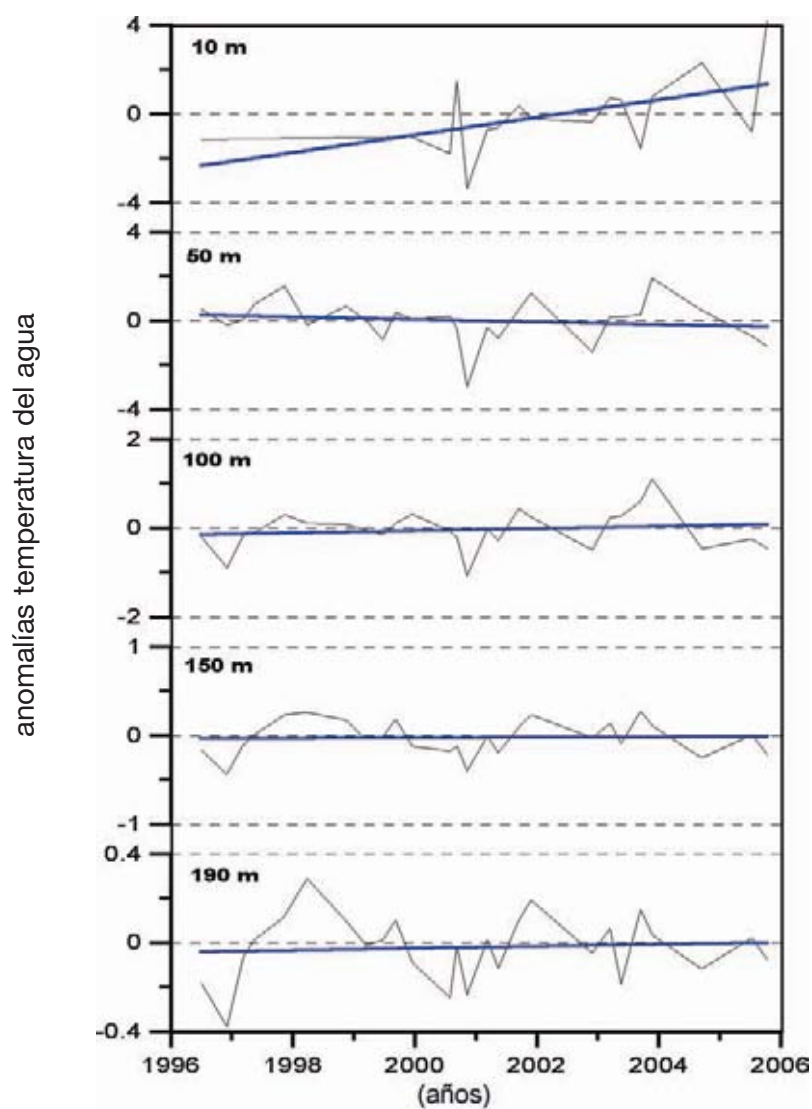


Figura 5.13. Anomalías de temperatura a 10, 50, 100, 150 y 190 m de profundidad en la estación CP9 de Ecomurcia, situada al sur de cabo Palos (ver posición en figura 4.20 B).

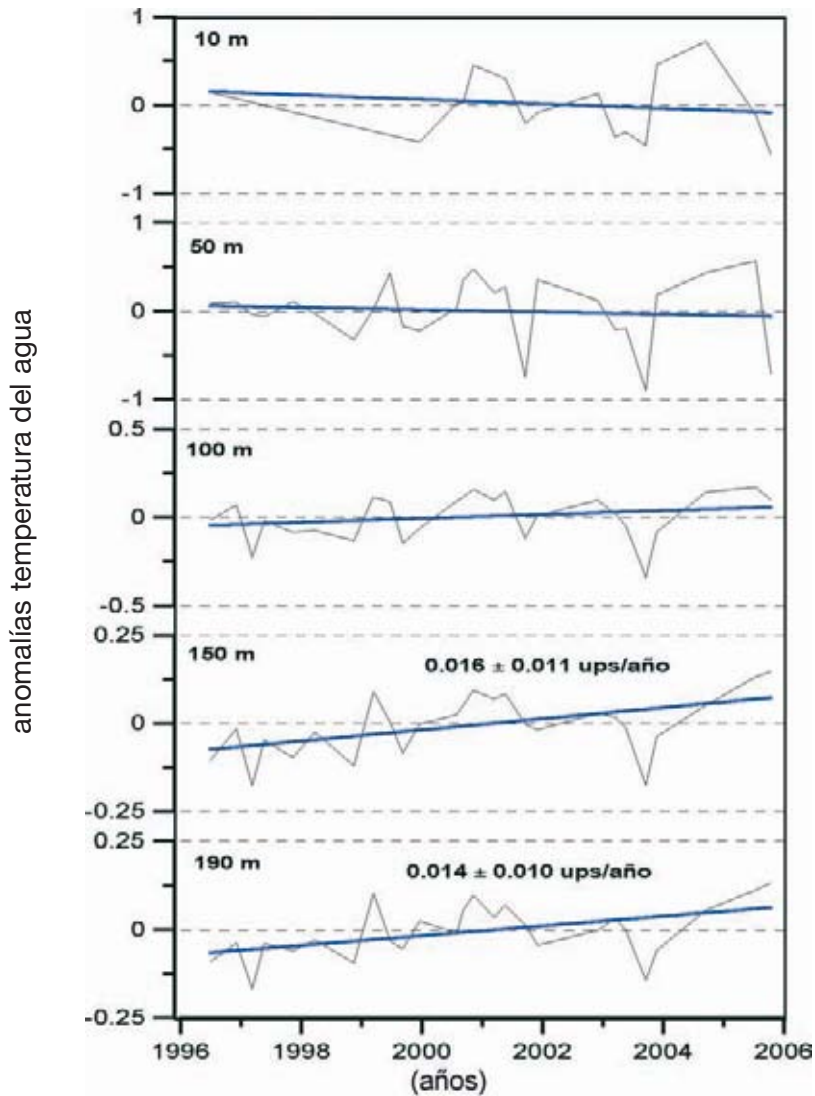


Figura 5.14. Igual que la figura 5.13, para la salinidad en la estación CP9 de Ecomurcia.

Aunque desde la localización de L'Estartit hasta la de la zona donde se encuentran situadas las estaciones de Ecomurcia existe una apreciable 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 se podría 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 temperatura 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 catalana. 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 serie, producen el efecto de un descenso promedio para la serie total. Este efecto se acentúa en las estaciones de Ecomurcia, iniciadas en 1996, coincidiendo prácticamente con el final del periodo de aumento de las temperaturas. Es muy interesante notar que, por una parte, la intensa anomalía de temperatura del año 1998 está asociada a una anomalía negativa de salinidad, y, por otra, que el descenso medio de temperatura en el periodo 1997-2005 está ligado a un aumento de la salinidad tanto en las estaciones de Ecobaleares como en las de Ecomurcia. Tanto en L'Estartit como en Ecobaleares se produce un descenso del nivel del mar en este periodo final acompañado de una disminución del nivel termostérico. Sin embargo, los datos de salinidad disponibles en la estación de Ecobaleares 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.

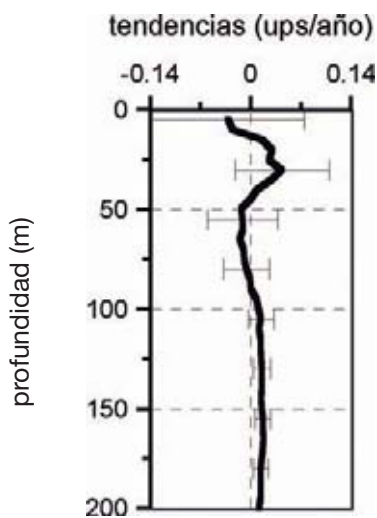


Figura 5.15. Tendencias de salinidad en función de la profundidad sobre el periodo 1996-2005 en la estación CP9 de Ecomurcia.

Las series de temperatura del aire, tanto procedentes del INM 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 es-

tarían 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 el último año de la serie, 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, se ha 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 un intenso ritmo desde el año 1990, con un descenso desde 1997. Nuevamente, el descenso acaecido desde el año 1997 no compensa el aumento acumulado previamente en la estación mareográfica de L’Estartit, mientras que en el mareógrafo de Palma de Mallorca la serie de nivel del mar disponible coincide totalmente con el periodo de descenso.

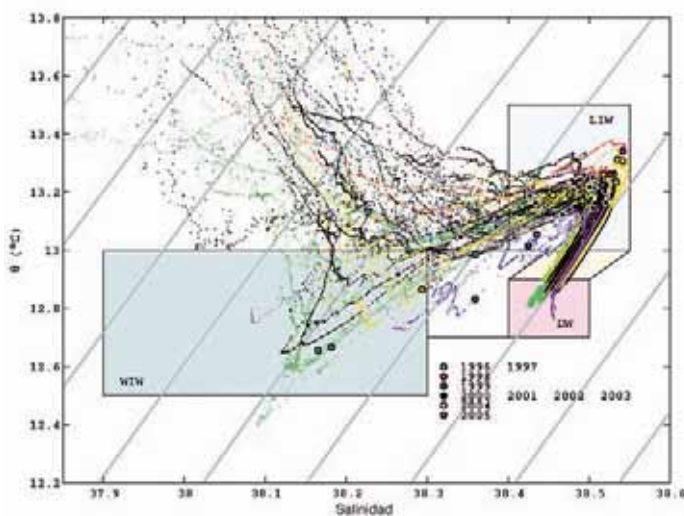


Figura 5.16. De González-Pola [2006]. Diagrama  $\theta S$  correspondiente a dos estaciones oceánicas en los canales de Mallorca e Ibiza muestreadas desde 1996 a 2005 en el marco del proyecto Ecocirbal del IEO.

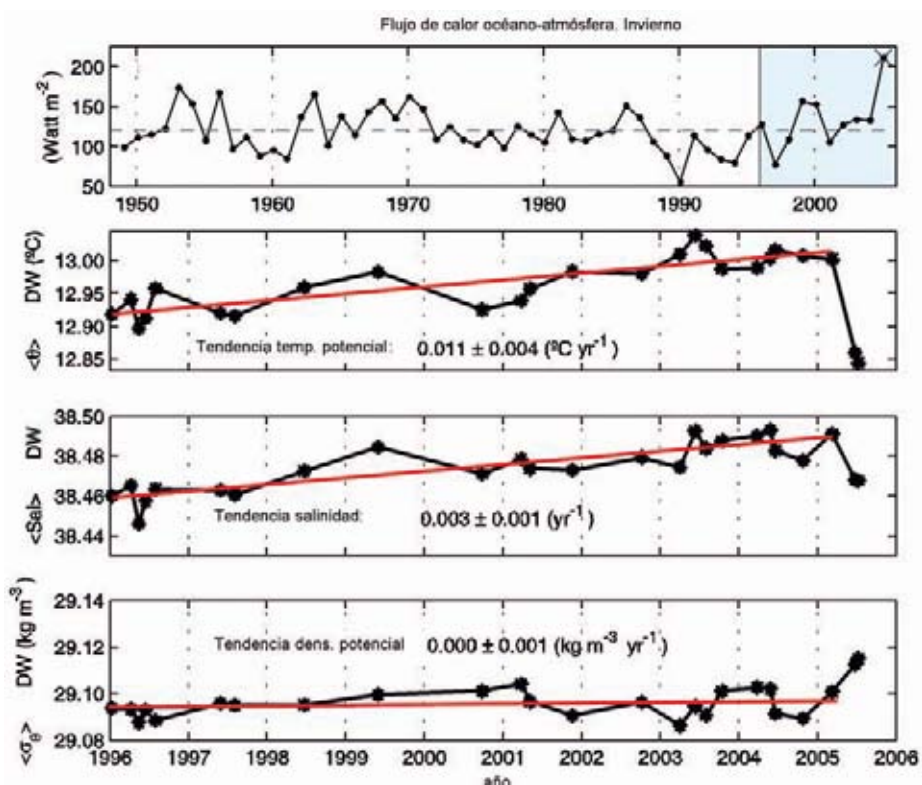


Figura 5.17. De González-Pola [2006]. A) Serie temporal de flujo de calor del océano a la atmósfera a partir de datos del NCEP/Reanalysis en el golfo de León. Las figuras B1, B2 y B3 son las series de temperatura potencial, salinidad y densidad potencial en una estación del Canal de Mallorca (proyecto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

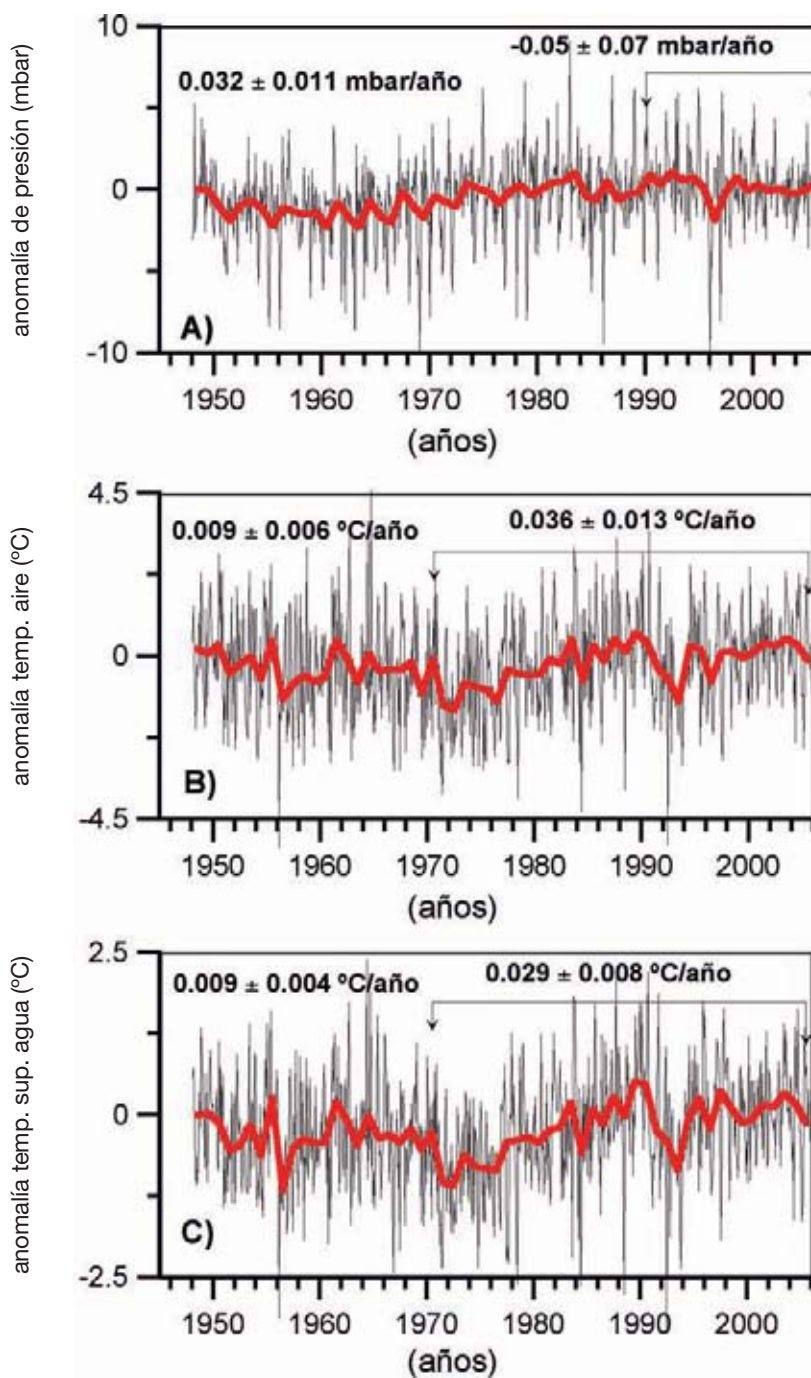
### 5.3 Principales tendencias oceanográficas y atmosféricas en el mar de Alborán

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 1948-2005 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.

Aunque se ha insistido con cierta profusión 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 2005. 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 en la parte final de la serie temporal, si bien dicha tendencia negativa entre 1997 y 2005 no es significativa. En cualquier caso se llama 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 CO<sub>2</sub> en el mar de Alborán.





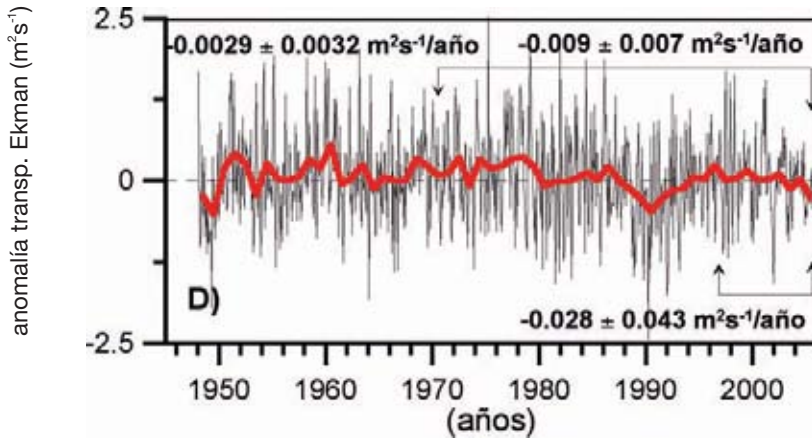


Figura 5.18. Anomalías de presión atmosférica, temperatura del aire, temperatura superficial del agua y transporte de Ekman en el mar de Alborán.

Si se comparan 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 del INM, se obtienen prácticamente los mismos resultados sobre los mismos periodos. La figura 5.19 muestra las anomalías de temperatura del aire y la tendencia usando datos del INM entre 1992 y 2005, mientras que sobre este mismo periodo los datos del NCEP muestran una tendencia de  $0,06 \pm 0,04$  °C/año.

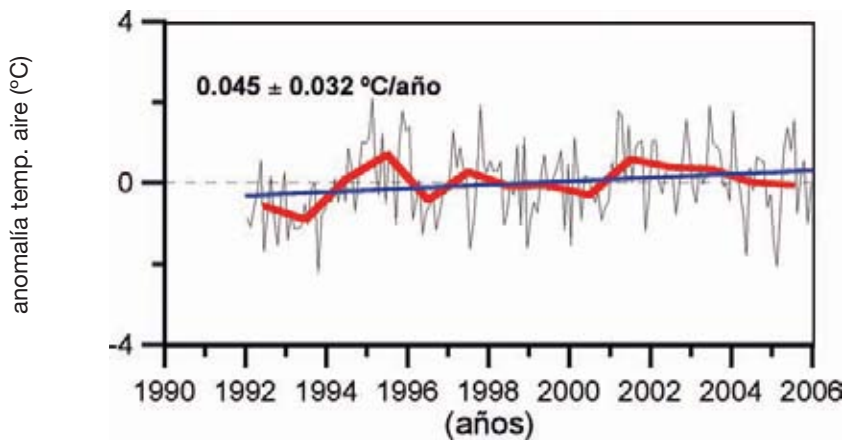


Figura 5.19. Anomalías de la temperatura del aire en la estación meteorológica de Málaga (INM).

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 una reversión como la apreciada principalmente en las islas Baleares y en menor medida en la costa catalana. Tal y como se muestra en la figura 5.17, dicha reversión debe estar ligada 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, en promedio, no es un área de pérdida de calor 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 completo (1992-2005) no se aprecian tendencias significativas. Sin embargo, desde 1992 hasta 2001 se produjo un aumento intenso de la temperatura, si bien este comportamiento estuvo dominado nuevamente 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 las anomalías de temperatura y salinidad que se produjeron 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.

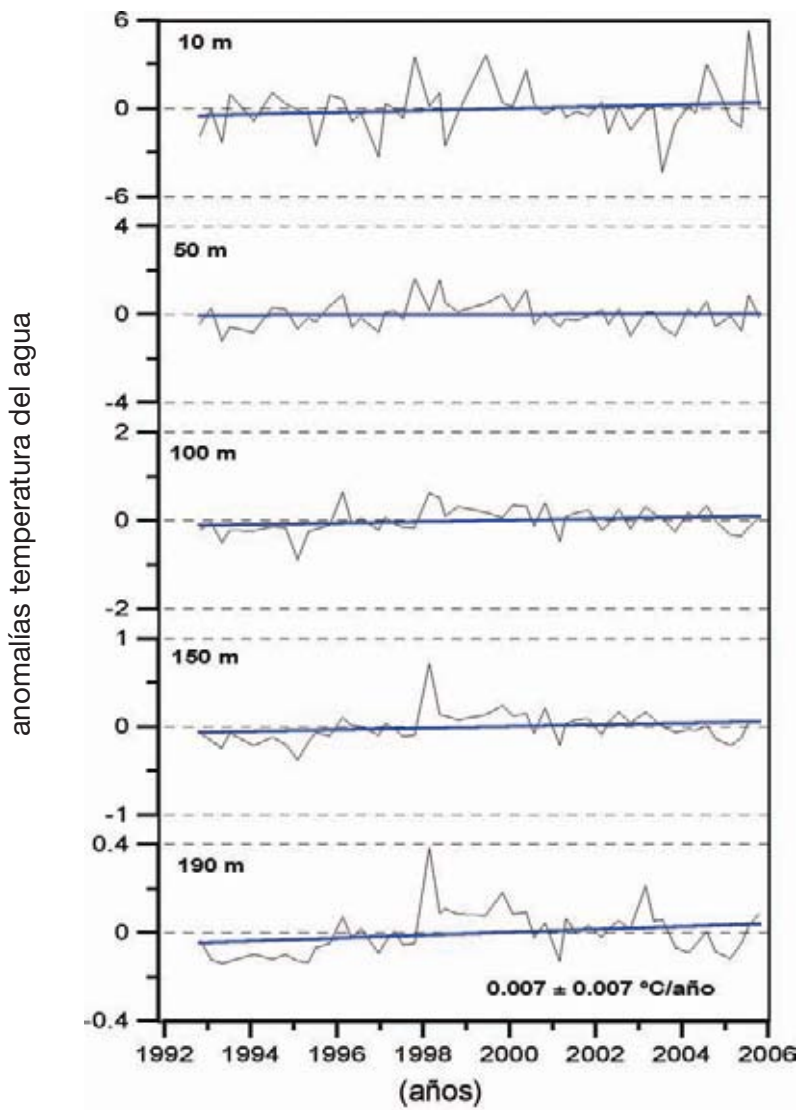


Figura 5.20. Anomalías de temperatura en la estación V3 de Ecomálaga (véase la posición en la figura 4. 20 A).

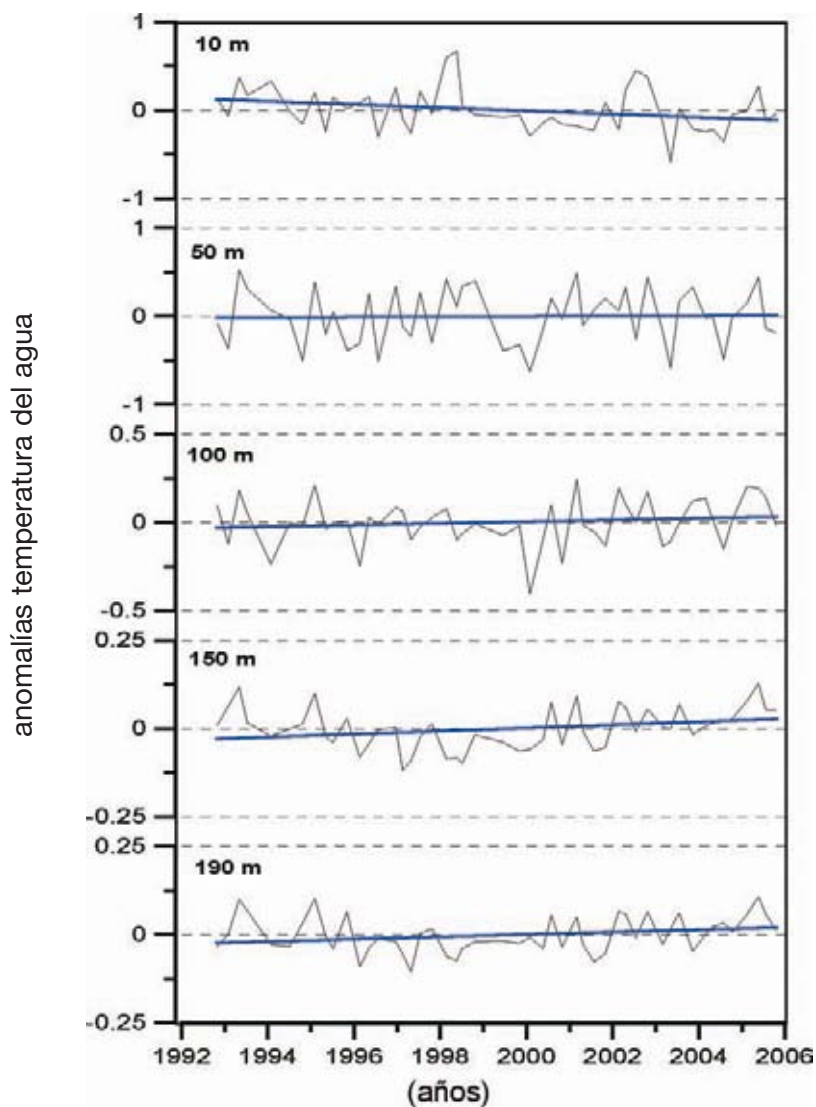
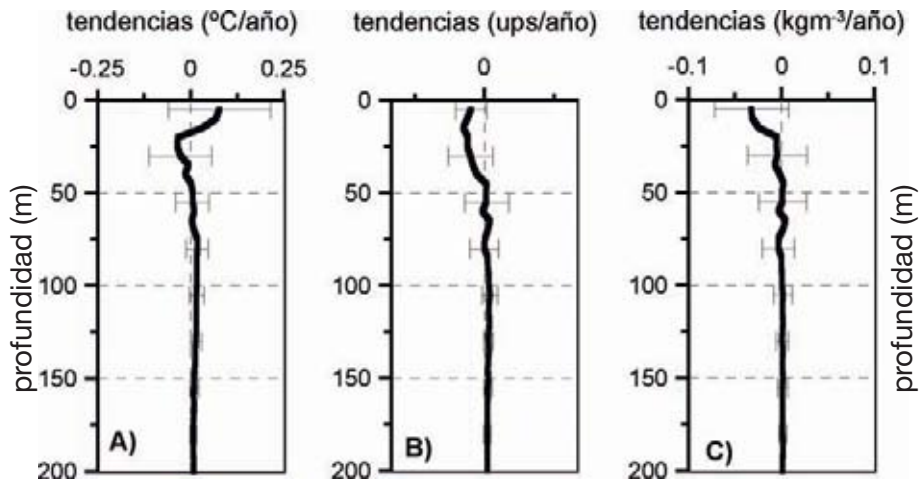


Figura 5.21. Igual que la figura 5.20 para la salinidad en la estación V3 de Ecomálaga.

Aunque se ha dicho que en los años finales de la serie no se observa una reversión de las tendencias, sí se produce una interrupción de las mismas, es decir, la temperatura, principalmente, no siguió aumentando entre el 2000 y 2005 al ritmo al que lo hizo desde 1992 a 1998, de tal forma que en el computo global para el periodo 1992-2005 no se aprecian tendencias significativas, contrariamente a lo observado si se analiza sólo la década de los 90.



**Figura 5.22.** Tendencias, en función de la profundidad, de la temperatura, salinidad y densidad en la estación V3 de Ecomálaga (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 200 m 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 se ha invertido esta tendencia, de tal forma que el balance sobre el periodo 1992-2005 muestra un aumento muy suave y no significativo del calor almacenado. Dicho aumento se traduciría en un aumento de 0,5 mm/año del nivel termostérico, pero esta cifra es claramente no significativa. Se ha calculado la variación de la anomalía de calor durante el periodo 1997-2005 para comparar con la zona de Palma de Mallorca. No se aprecian cambios importantes, pues es a partir de finales del año 2000 cuando se produce en esta zona un descenso acusado de las temperaturas que, prácticamente compensa el aumento acumulado desde 1992.

Sin embargo, y a pesar de que las tendencias lineales de nivel termostérico no predicen grandes variaciones en el nivel del mar, durante esta fase final de la serie temporal se ha producido un notable incremento del mismo, el cual, desde 1992 a 2005, se cifra en 11,2 mm/año (figura 5.23 B). La variación total del nivel del mar desde 1943 a 2005 sería de 1,3 mm/año, aunque, ver figura 5.23 C, la mayor parte de la variación del nivel del mar se concentra en el periodo 1992-2005. Durante estos últimos años la presión atmosférica descendió, pero de acuerdo con el efecto de barómetro invertido este descenso de presión no podría explicar más que 0,4 mm/año (que coincide bastante bien con la corrección más rigurosa de la sección 5.5) lo que indica que otras causas como variaciones en la circulación del mar de Alborán o un aumento de la masa de agua deben ser los responsables de este cambio.

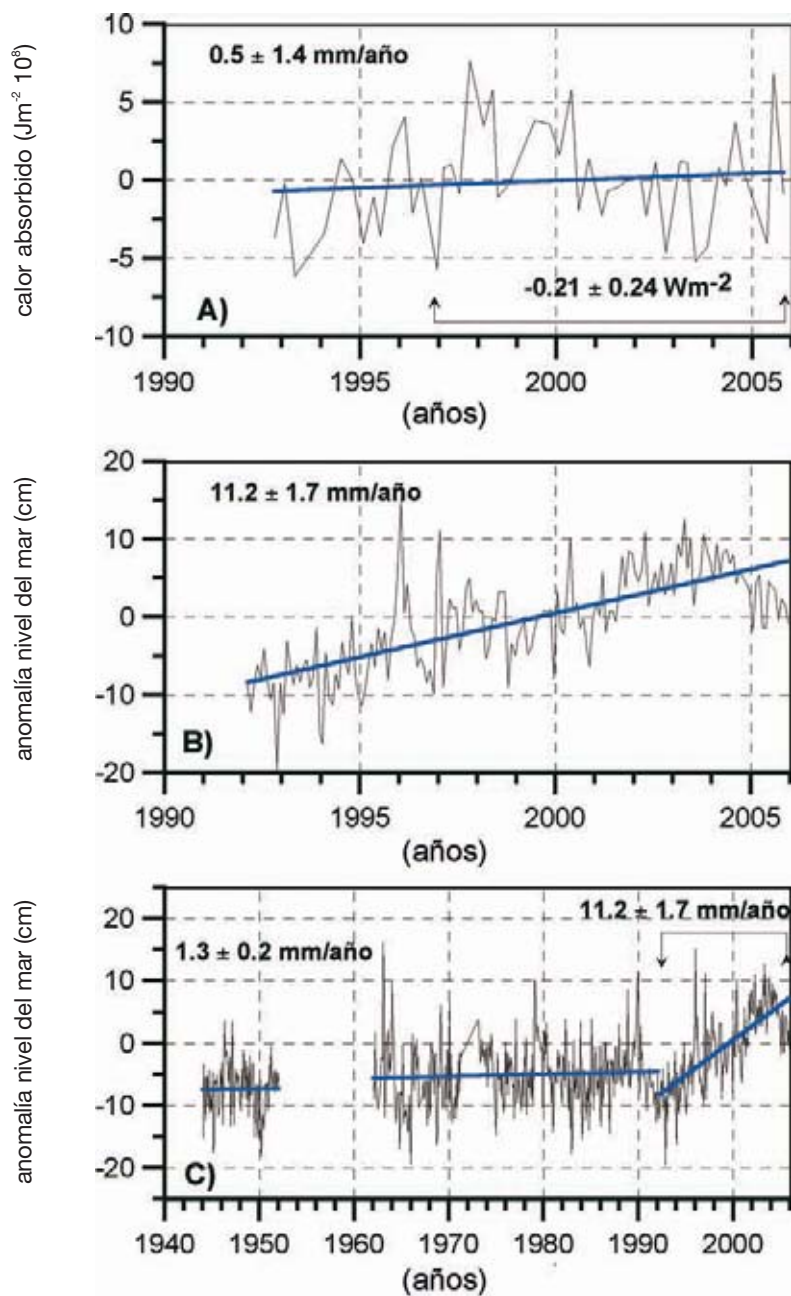


Figura 5.23. A) Calor absorbido en  $\text{Jm}^2 \times 10^6$  en la estación V3 de Ecomálaga. B) Nivel del mar observado en el periodo 1992-2005 coincidente con las series de Ecomálaga. C) Nivel del mar observado en el mareógrafo de Málaga. Se han incluido las tendencias sobre el periodo total, así 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 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. Se necesita poner en perspectiva los 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 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.

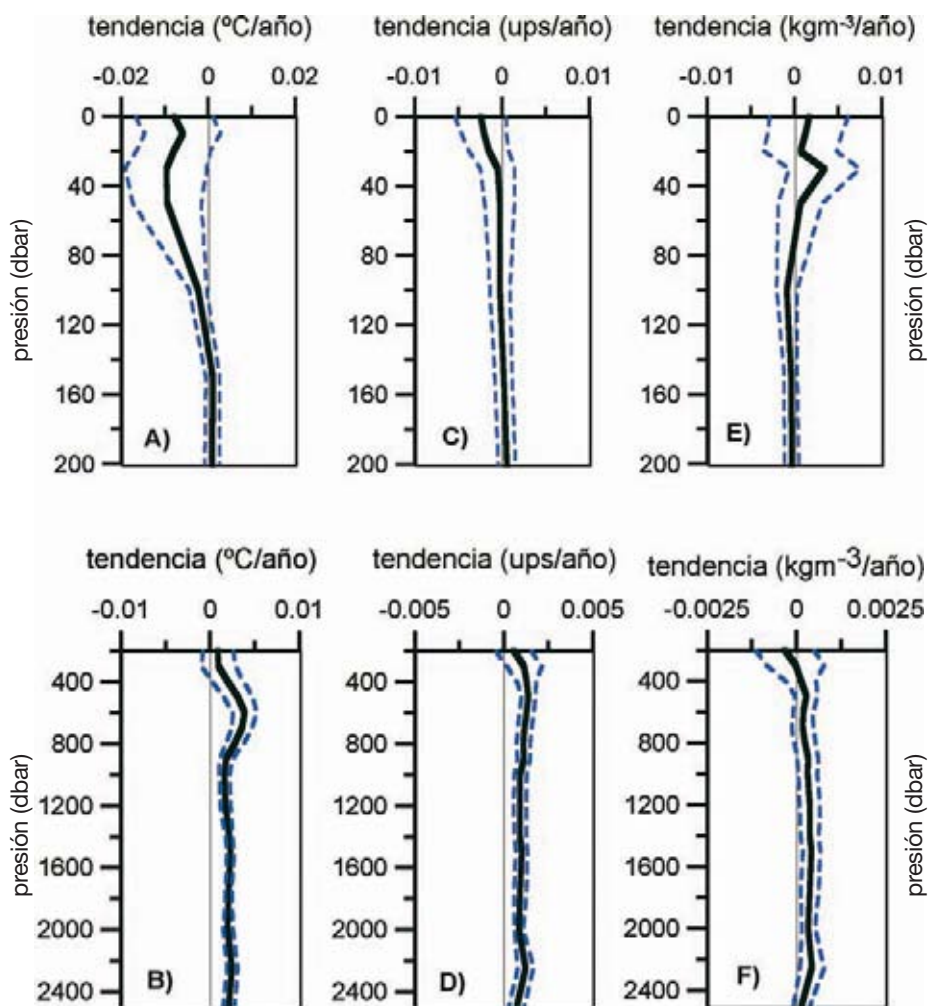
En el caso concreto del Mediterráneo, las iniciativas más importantes en este campo han sido posiblemente los proyectos europeos MEDATLAS (MAS2-CT93-0074) y MEDAR (MAS3-CT98-0174). En estos proyectos se han recopilado un gran número de datos de hidrología, así como oxígeno, nutrientes inorgánicos, etc.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

A partir de los datos de MEDAR/MEDATLAS [2002] se han confeccionado 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.

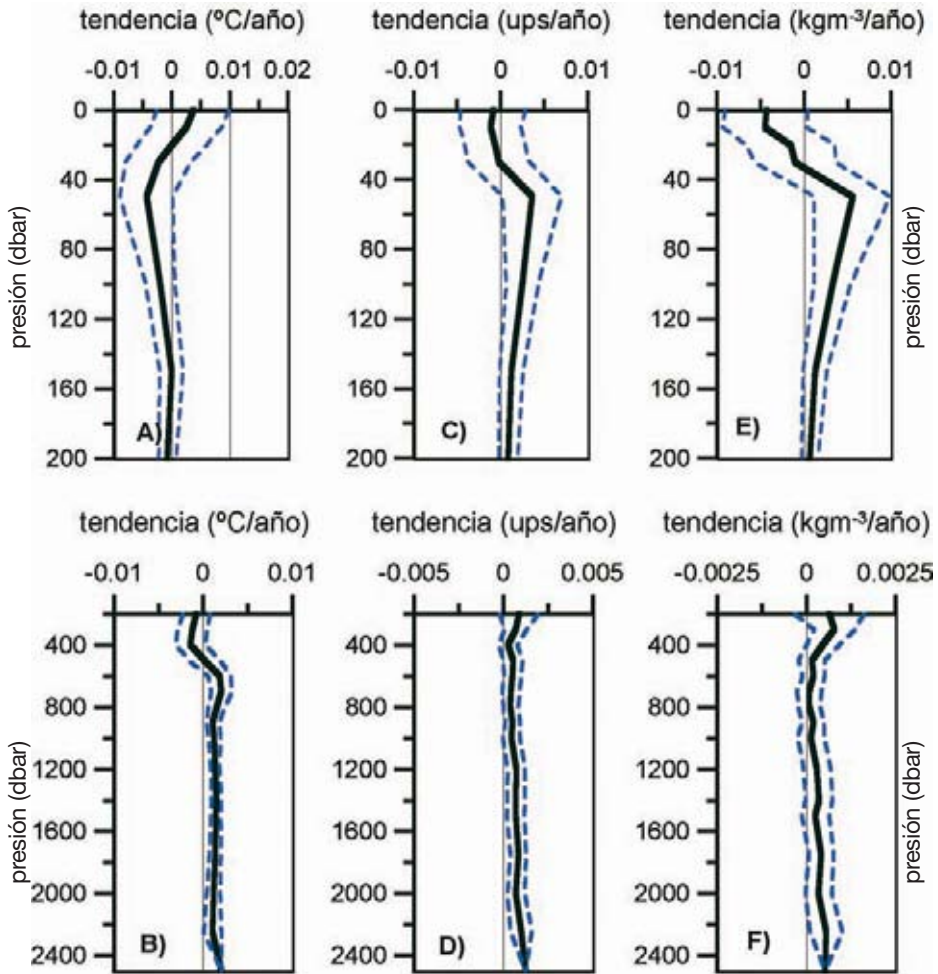
Para cada una de estas zonas se tomaron todos los perfiles de temperatura y salinidad correspondientes a todas las campañas disponibles desde 1943 hasta el año 2000. Todos los perfiles correspondientes a un mismo mes y año se promediaron, de tal forma que en cada zona geográfica se dispone, en principio, 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 1400 m, mientras que en la zona de Baleares y la de Cataluña/mar Ligur es de 2000 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.



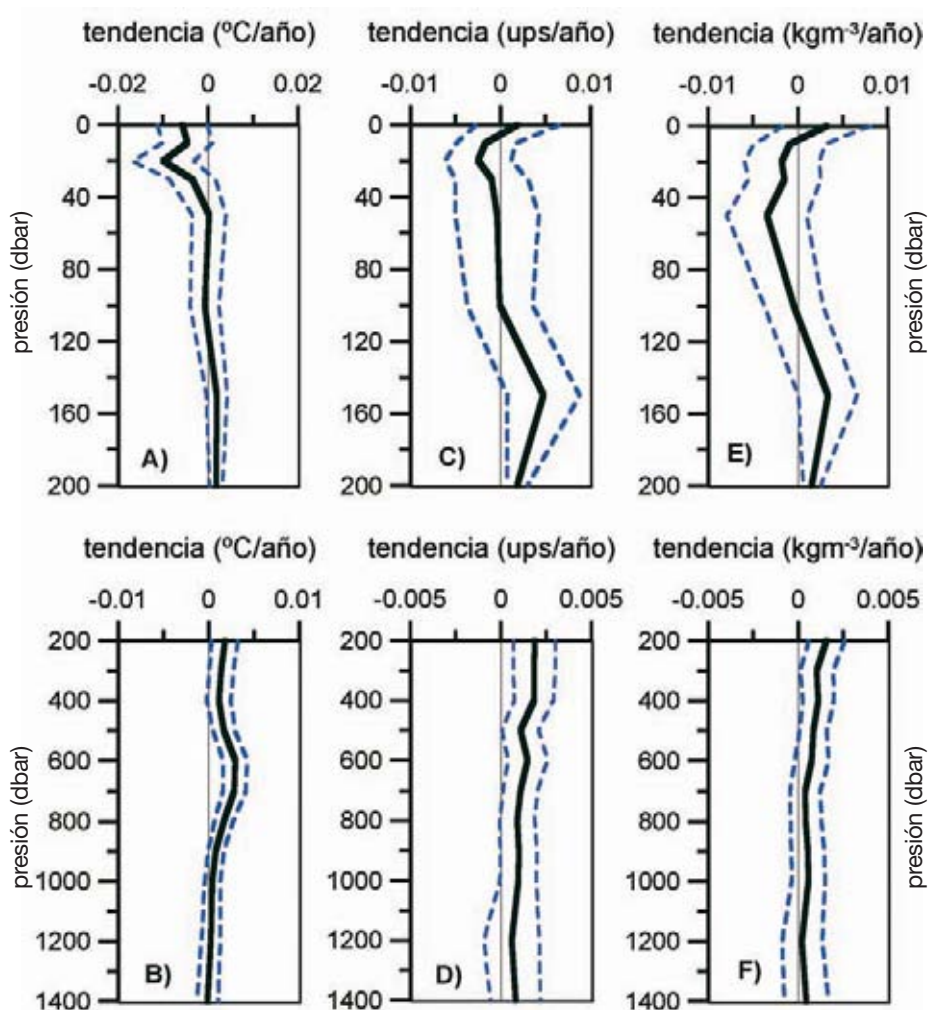
A partir de estas series se calcularon las tendencias lineales para la temperatura potencial, salinidad y densidad potencial a lo largo de la columna de agua. Las figuras 5.24, 5.25 y 5.26 muestran estas tendencias en función de la profundidad para las tres áreas seleccionadas: Cataluña/Ligur, Baleares/Levante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



**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.

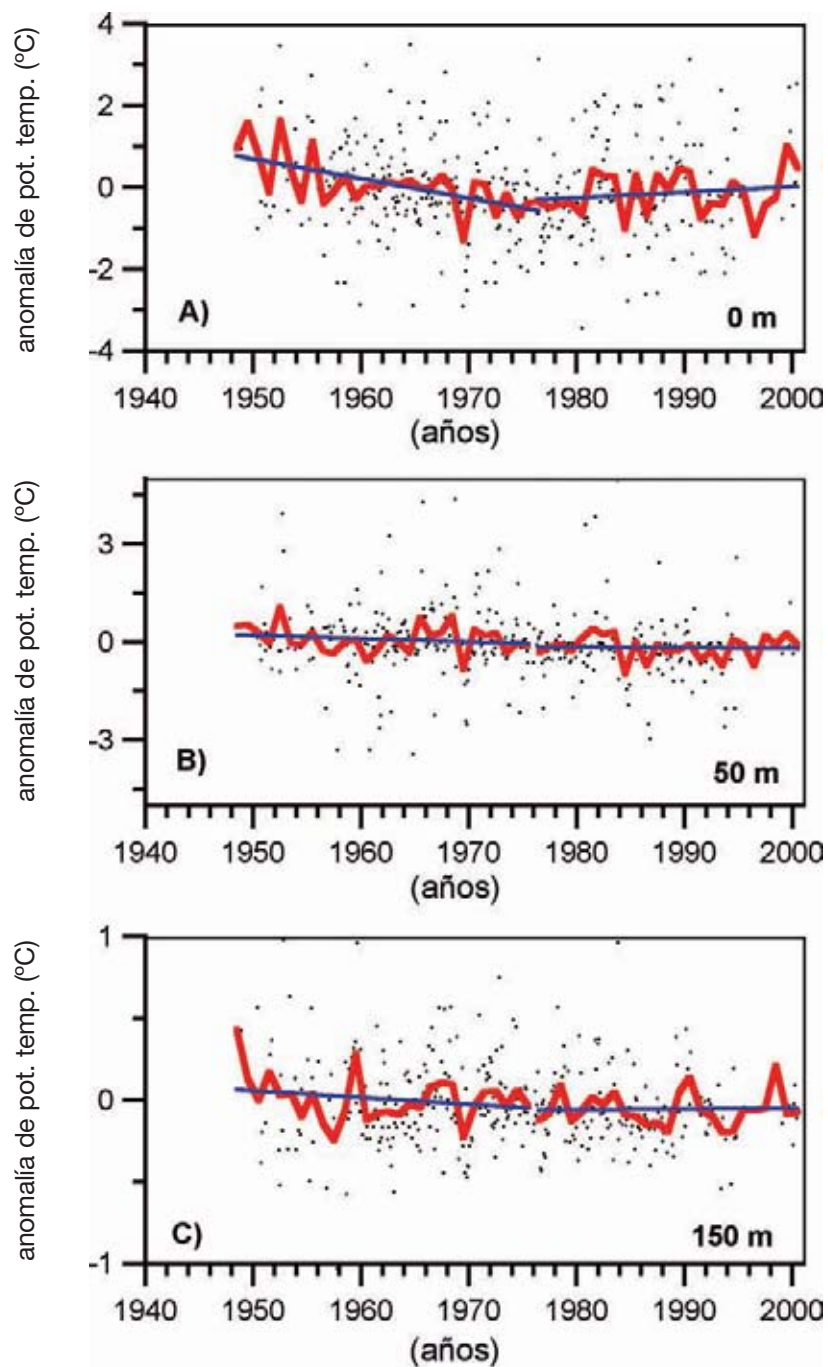


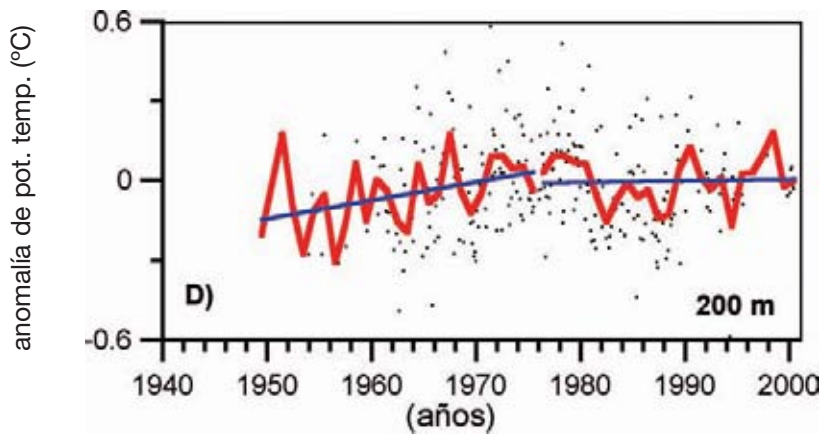
**Figura 5.26.** Tendencias lineales para la temperatura potencial (A y B), salinidad (C y D) y densidad potencial (E y F) en el mar de Alborán. Todos los perfiles de temperatura y salinidad corresponden a un rectángulo entre 36° 42.31' N y 35° 42.69' N de latitud, y 5° 6.1' W, 2° 26.1' W de longitud. 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.

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 comportamiento salvo que, tal vez, el aumento de temperatura en la zona balear se produce a partir de los 500m 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, este hecho en principio 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 Lígur, 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. Recuérdese 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.

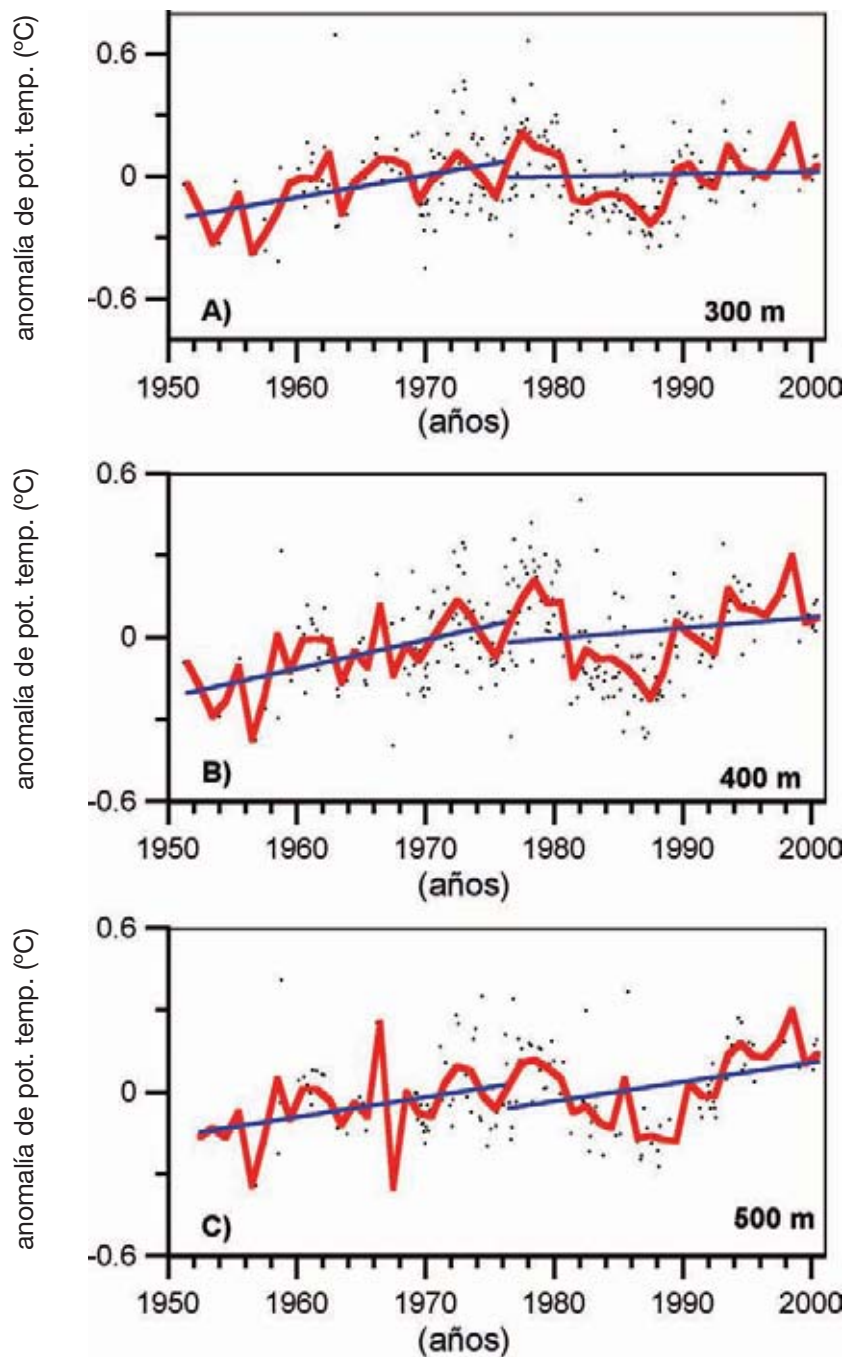
Hay que resaltar que este periodo frío en el Mediterráneo Occidental no es más que el reflejo de un proceso de escala global. Tal y como se muestra en el informe del IPCC [2007], la mayor parte del calentamiento ocurrido durante el siglo XX se ha concentrado en dos periodos, desde el inicio del siglo 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 hace difícil concluir acerca del balance total para el periodo 1948-2005. En este sentido, y aunque el periodo analizado en este informe sólo comprende hasta el año 2005, hay que señalar una nueva anomalía fría durante el invierno 2005-2006, lo que acentúa esta tendencia negativa después del año 1998 [García Lafuente, comunicación personal].





**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 se mostró en las figuras 5.24 a 5.26, hay un aumento en promedio de la temperatura de este estrato de la columna de agua, ocupado 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 Brankart 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 transportada a través del Canal de Sicilia hasta la cuenca occidental, la consistencia de los resultados de Brankart 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.



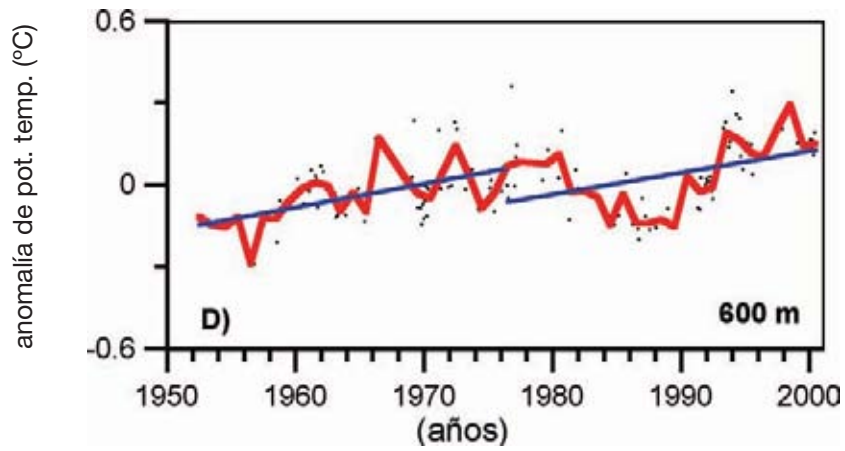
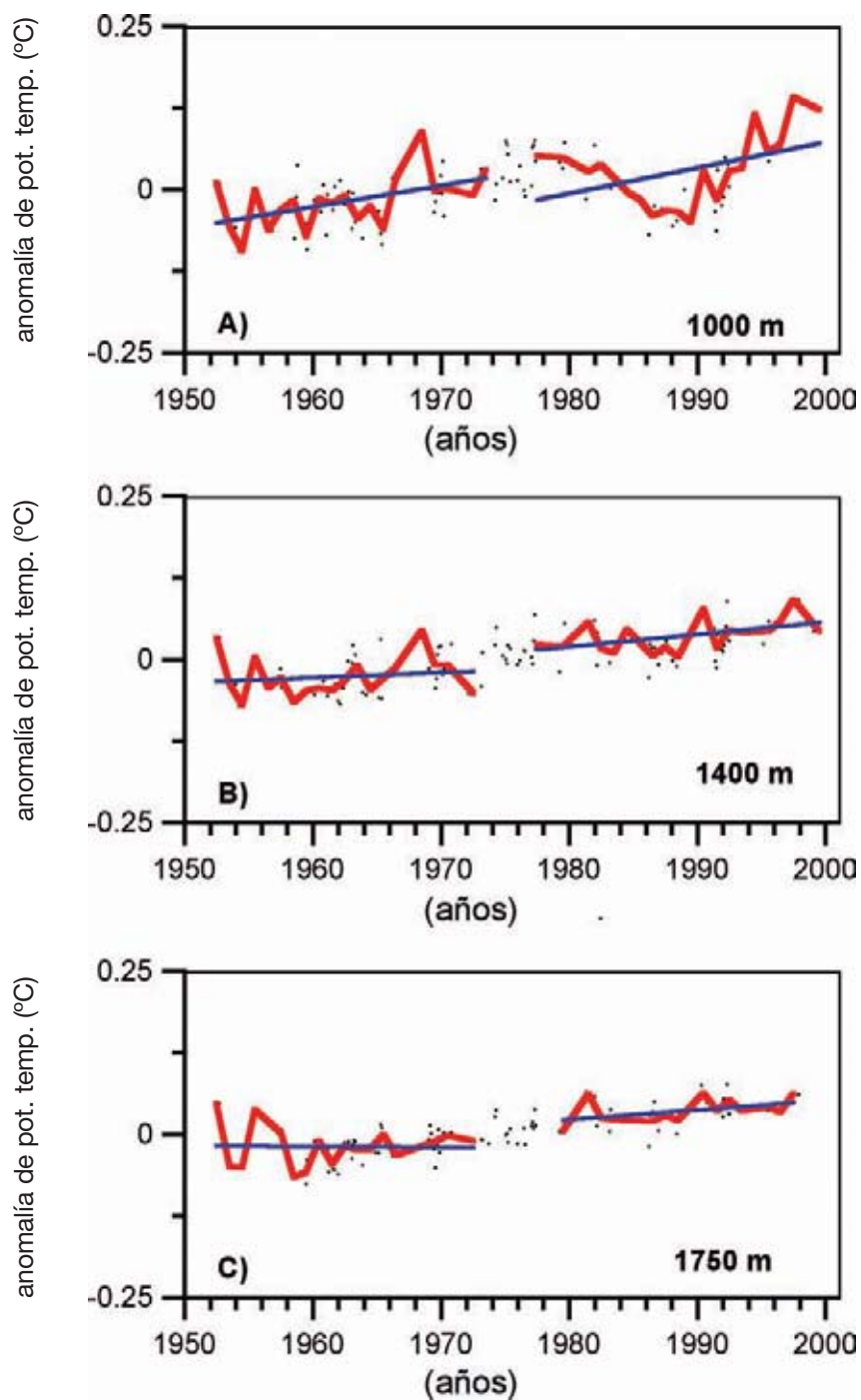
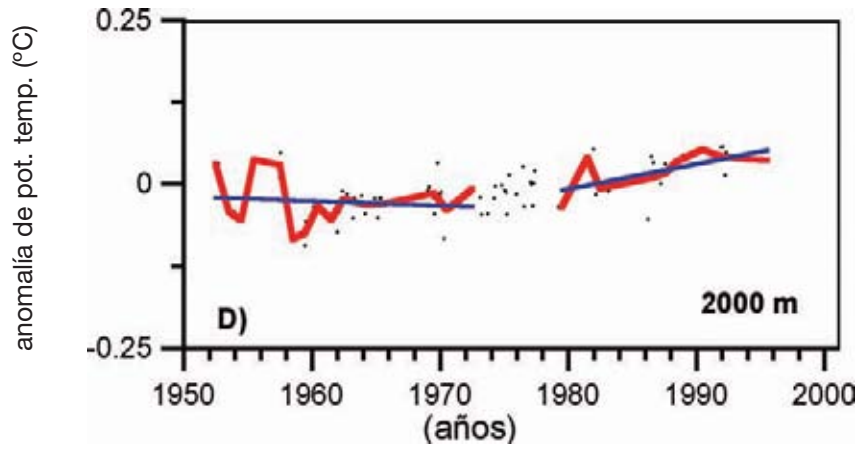


Figura 5.28. Igual que la figura 5.27, pero para la capa intermedia ocupada por el ALI.

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 1000 m hasta las medidas más profundas disponibles (2000 m).

Desde antes del año 1960 la temperatura ha aumentado de forma constante desde los 1400 a 2000 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 se muestran las series de anomalías de salinidad, así como las series correspondientes a la temperatura y salinidad para las restantes áreas geográficas por ser redundantes. Las principales tendencias se dan en las figuras 5.24, 5.25 y 5.26, y como ya se ha dicho, 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] y Gomis et al. [2006, 2007] muestran que la presión atmosférica y el viento tienen una gran importancia en las oscilaciones del nivel del mar Mediterráneo, de tal forma que el aumento progresivo de la presión atmosférica desde principios de los años 60 hasta, aproximadamente, el 1994, causó 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 OAN 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 OAN, 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).

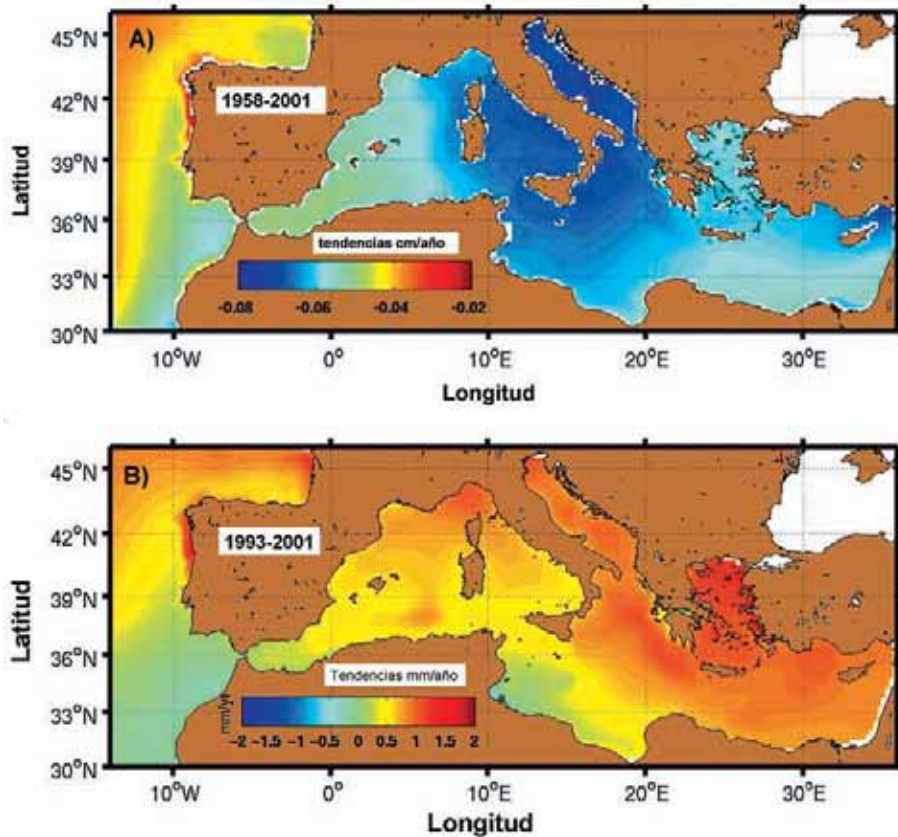
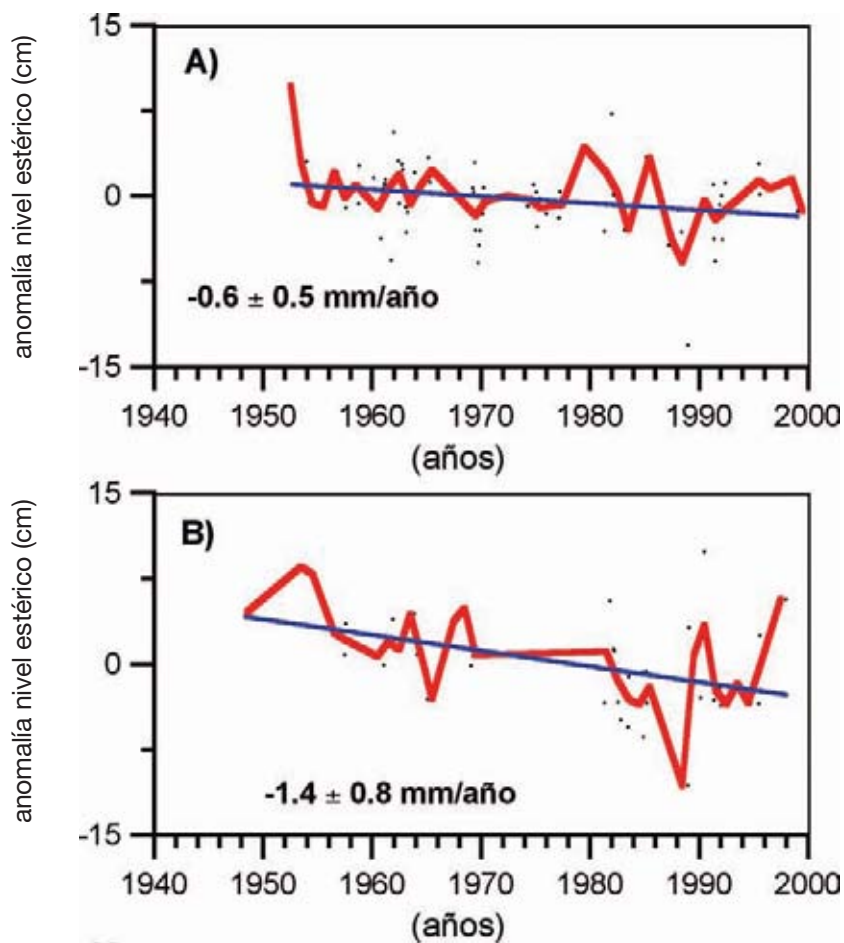


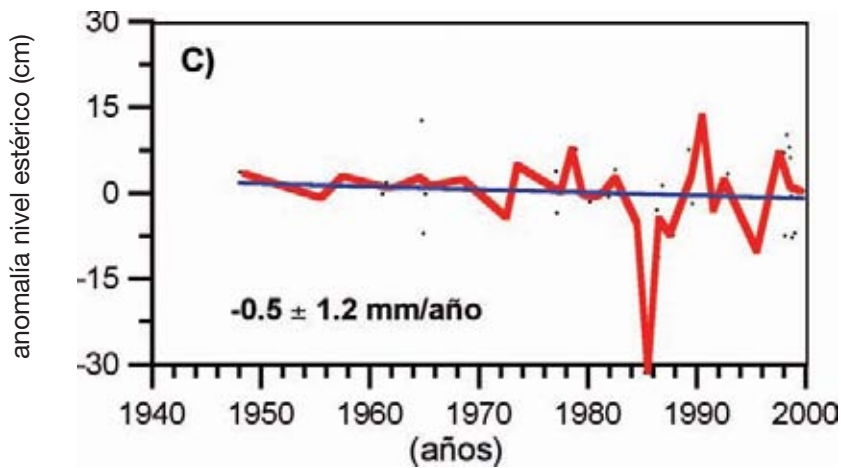
Figura 5.30. Modificada de Gomis et al. [2007]. Tendencias lineales para el nivel del mar forzado atmosféricamente (efecto de la presión atmosférica y el viento). A) Para el periodo 1958-2001. Las tendencias están expresadas en cm/año, y B) para el periodo 1993-2001. En este caso las tendencias están 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, coincidiendo con un notable aumento del ritmo de elevación del nivel del mar en todo el planeta [Cabanes et al., 2001]. Si se considera que el ascenso inducido por el forzamiento atmosférico entre 1993 y 2001 fue inferior a 0,5 mm/año (figura 5.30 B) se ha 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 Liger (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 1000 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. Dados los cambios de densidad en las aguas intermedias y profundas, en el cálculo del nivel estérico se deberían considerar estas masas de agua, es decir, se deberían 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 se ha elegido la superficie de 1000 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 1000 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 1000 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 en aguas profundas como indicadores climáticos. Se aprecia un descenso del nivel estérico debido al aumento de densidad de las aguas intermedias y profundas. Este descenso, junto con el forzamiento atmosférico, indica 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 se mostró que las variaciones de nivel estérico en estas localidades y según las medidas sistemáticas de los programas de monitorización de la estación de L'Estartit y Ecomálaga 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 se deben descartar posibles variaciones en la posición de los sistemas de corrientes que afectan a estas dos regiones.

## CONCLUSIONES

El análisis de las series de datos disponibles revela en primer lugar 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 conducir 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 se analizan 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 (2005) 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 valores 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 0,12 °C y 0,5 °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, entre 0,03 °C y 0,1 °C y 0,05 y 0,06, respectivamente, 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 amortigua las oscilaciones naturales del sistema climático. La monitorización de estas aguas proporcionan, en consecuencia, un excelente indicador climático.

En el caso del nivel del mar se ha puesto de manifiesto la importancia que tienen sobre él 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 por la acción de la presión atmosférica y del viento. Estos agentes produjeron en 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 se han 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 2.5 y 10 mm/año. Sin embargo, aún dentro de un periodo relativamente breve de tiempo, como el transcurrido desde principios de los 90 hasta el 2005, pueden apreciarse fluctuaciones importantes. Así, tras una serie de años muy cálidos que conllevaron un elevado calentamiento de las capas superficiales del mar y alcanzaron un pronunciado máximo en 1998, se observa un descenso de las temperaturas y del calor absorbido entre ese año y 2005, o al menos se interrumpe la tendencia positiva, lo que va asociado a un descenso del nivel del mar en Mallorca.

En conclusión, se debe señalar que los sistemas sistemáticos y rutinarios de observación marina implantados 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, como la aceleración del calentamiento de las aguas de plataforma continental durante la década de los 90 que tienen gran importancia sobre los ecosistemas marinos.



## Referencias

## 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: 10.103/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. Etiopie, 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: 10.1029/2003JC002070.
- 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-Míguez, 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 (2007). Low frequency Mediterranean sea level variability: the contribution of atmospheric pressure and wind. (Enviado a Global and Planetary change).
- 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 modifi-

- cation of intermediate water masses in the southeastern corner of the Bay of Biscay for the period 1992-2003. *J. Geophys. Res.* 110, C05020, doi: 10.1029/2004JC002367.
- 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.* 1, 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. Ther** (2006). Large warming and salinification of the Mediterranean outflow due to changes in its composition. *Deep-Sea Res.* 1, 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** (2007). A mesoscale index to describe the regional circulation around the Balearic Islands. *Enviado a J. Mar. Systems*.
- 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, No 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). Oceanografía 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 international 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.

## Referencias

- 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. y D. Gomis (2007). Low frequency Mediterranean sea level variability. Characterization of heat fluxes. *Enviado a Global and Planetary Change*.
- 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. Lanjeri, N. de Luis Arrillaga y J.C. González-Hidalgo (eds.). Publicaciones de la Asociación Española de Climatología (AEC), serie A, num 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, n° 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., 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: 10.1029/2004JC002799.
- Vargas-Yáñez, M., A. Chasles, A. Berthelot, 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. Téc. Inst. Esp. Oceanogr.* n° 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: 10.1029/2003GL019308.
- Vargas-Yáñez, M., F. Moya, J. Salat, M.J. García, M.C. García, J. Pascual, F. Plaza, E. Fraile (2007). Steric contribution to Sea Level in the Western Mediterranean from 1990 to 2005. *Enviado a Geophys. Res. Lett.*
- 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.
- Víudez, 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.

## Glosario de acrónimos y siglas

## Glosario de acrónimos y siglas

<b>AA</b> .....	Agua Atlántica
<b>ACAN</b> .....	Agua Central del Atlántico Norte
<b>ALI</b> .....	Agua Levantina Intermedia
<b>AOI</b> .....	Agua Occidental Intermedia
<b>APMO</b> .....	Agua Profunda del Mediterráneo Occidental
<b>AVHRR</b> .....	Advanced Very High Resolution Radiometer
<b>CIESM</b> .....	Consejo Internacional para la Exploración Científica del Mar Mediterráneo
<b>CIRES</b> .....	Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences
<b>CLIVAR</b> .....	Climate Variability and Predictability del WCRP
<b>COADS</b> .....	Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set.
<b>CSIC</b> .....	Consejo Superior de Investigaciones Científicas
<b>DLR</b> .....	Deutsches Zentrum für Luft-und Raumfahrt
<b>ESTOC</b> .....	Estación Europea de Series Temporales Oceanográficas de Canarias
<b>GCC</b> .....	Grupo de Cambio Climático Marino de Oceanografía Física del IEO
<b>GEOS</b> .....	Global Earth Observing System of Systems
<b>GOOS</b> .....	Global Ocean Observing System
<b>HAMSOM</b> .....	Hamburg Shelf Circulation Model
<b>HIPOCAS</b> .....	Hindcast of Dynamic Processes of the Ocean and Coastal Areas of Europe
<b>ICM</b> .....	Instituto de Ciencias del Mar
<b>IEO</b> .....	Instituto Español de Oceanografía
<b>IMEDEA</b> .....	Instituto Mediterráneo de Estudios Avanzados
<b>INM</b> .....	Instituto Nacional de Meteorología
<b>IPCC</b> .....	Intergovernmental Panel on Climate Change
<b>LIW</b> .....	Levantine Intermediate Water
<b>Med-CLIVAR</b> .....	Alianza regional mediterránea del programa CLIVAR
<b>Med-GOOS</b> .....	Alianza regional mediterránea de GOOS
<b>NAO</b> .....	North Atlantic Oscillation
<b>NASA</b> .....	National Aeronautics and Space Administration
<b>NCAR</b> .....	National Center for Atmospheric Research
<b>NCEP</b> .....	National Center for Environmental Prediction
<b>NCDC</b> .....	National Climatic Data Centre
<b>NOAA</b> .....	National Oceanographic and Atmospheric Administration
<b>OMM</b> .....	Organización Meteorológica Mundial
<b>PE</b> .....	Puertos del Estado
<b>PICC</b> .....	Panel Intergubernamental para el Cambio Climático
<b>PNUMA</b> .....	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