

Tesis  
doctoral



TESIS DOCTORAL

**DETECCIÓN, CUANTIFICACIÓN  
Y ANÁLISIS DE POSIBLES CAUSAS  
DEL CAMBIO CLIMÁTICO  
EN EL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL**

María del Carmen García Martínez

2018

Directores: Dra. Begoña Bautista Bueno

Dr. Manuel Vargas Yáñez

2018

Programa de doctorado: Diversidad Biológica  
y Medio Ambiente. Facultad de Ciencias.  
Universidad de Málaga



## TESIS DOCTORAL

# *Detección, cuantificación y análisis de posibles causas del Cambio Climático en el Mediterráneo Occidental*

Doctoranda: M<sup>ª</sup> del Carmen García Martínez

Directores:

Dra. Begoña Bautista Bueno (Profesora Titular de Ecología, Universidad de Málaga)

Dr. Manuel Vargas Yáñez (Científico Titular del Instituto Español de Oceanografía)

Programa de Doctorado:

Diversidad Biológica y Medio Ambiente.


Facultad de Ciencias (Universidad de Málaga)

Málaga, 2018



UNIVERSIDAD  
DE MÁLAGA

AUTOR: María del Carmen García Martínez

 <http://orcid.org/0000-0001-6526-9164>

EDITA: Publicaciones y Divulgación Científica. Universidad de Málaga



Esta obra está bajo una licencia de Creative Commons Reconocimiento-NoComercial-SinObraDerivada 4.0 Internacional:

<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/legalcode>

Cualquier parte de esta obra se puede reproducir sin autorización pero con el reconocimiento y atribución de los autores.

No se puede hacer uso comercial de la obra y no se puede alterar, transformar o hacer obras derivadas.

Esta Tesis Doctoral está depositada en el Repositorio Institucional de la Universidad de Málaga (RIUMA): [riuma.uma.es](http://riuma.uma.es)





Dña. BEGOÑA BAUTISTA BUENO, Profesora Titular de Ecología de la Universidad de Málaga, y D. MANUEL VARGAS YÁÑEZ, Investigador Titular de Organismos Públicos de Investigación, del Instituto Español de Oceanografía (Centro Oceanográfico de Málaga)

CERTIFICAN:

*Que el trabajo recogido en la presente memoria, titulada "Detección, cuantificación y análisis de posibles causas del Cambio Climático en el Mediterráneo Occidental", presentada por Dña. María del Carmen García Martínez, ha sido realizado bajo nuestra dirección y presenta, a nuestro juicio contenido científico suficiente, por lo que autorizamos su presentación y defensa para optar al grado de doctor.*

Así mismo, certificamos que las publicaciones que avalan la tesis no han sido utilizadas en tesis anteriores.

MÁLAGA, Abril de 2018

Fdo: Dra. Begoña Bautista Bueno

Fdo: Dr. Manuel Vargas Yáñez



**“Qué inapropiado llamar Tierra a este planeta,  
cuando es evidente que debería llamarse Océano”**

**Arthur C. Clarke**

**A mi familia**



## Agradecimientos

No soy la clásica estudiante que termina sus estudios universitarios y hace su tesis doctoral. Mi camino ha sido mucho más largo. De ese camino forman parte mis tres hijos, de los que estoy profundamente orgullosa, y a los que quiero dedicar esta tesis. Creo que este trabajo tenía que terminar en este momento para que ellos también formaran parte de él. Carmen, Manuel y Eulogio, os quiero. Soy una privilegiada por haber tenido la fortuna de ser vuestra madre.

Quiero agradecer y dedicar principalmente esta tesis a Manolo, mi marido, mi compañero, con el que la vida resulta tan sencilla, incluso en los momentos más difíciles. El me enseña cada día a valorar las cosas en su justa medida. No podría haber tenido un compañero de vida mejor. Te quiero. Esta tesis es tuya.

“Todo llega”, “si tiene que ser será”, “no estaría para ti” o “no sería el momento”...frases por el estilo son las que han guiado mi vida, y todas ellas las he escuchado en multitud de ocasiones de boca de mis padres, Gracias a actitudes como estas es difícil caer en el desánimo, por lo que sólo puedo agradecerles desde lo más profundo de mi corazón que me hayan hecho ser la persona que soy. Quiero dedicar esta tesis a mi padre, que se fue demasiado pronto, y al que echo de menos cada día más; a mi madre, la persona más inteligente, fuerte y leal que conozco, a la que jamás he escuchado una queja o lamento y que siempre está “para lo que haga falta”.

También cómo no, agradecer a mis tutores, los doctores Begoña Bautista y Manuel Vargas (aquí estás de nuevo, Manolo) su apoyo, ayuda y comentarios para sacar este trabajo adelante.

No me quiero olvidar de todos aquellos que trabajan en el mar, con las dificultades que ello entraña y sin los que trabajos como éste no podrían llevarse a cabo. A mis compañeros y muchos de ellos amigos, integrantes de las tripulaciones de los barcos en los que he hecho campañas: Damián, Toni Torres, Gerard, Toni Jaume,



Manolo Calafat, Antonio Peiroa ("Killo" para nosotros), Jose Caballero, Jose María López ("Chema"), y tantos otros que sería imposible nombrarlos a todos. A todos ellos mi más profundo agradecimiento.

A todos mis compañeros del IEO, especialmente a los del Grupo Mediterráneo de Cambio Climático, con los que trabajo en el proyecto RADMED. Gracias por vuestro trabajo, unos en el mar y otros en el laboratorio. Somos un equipo que cada día trabaja por llevar adelante un gran proyecto con muchas dificultades, pero con mucho entusiasmo. Quiero dar las gracias particularmente a Francina Moya, mi amiga y compañera, trabajadora infatigable, que siempre está dispuesta a echar una mano, y que en los últimos meses se ha echado a la espalda más tarea de la que le corresponde para ayudarme. Muchísimas gracias.

Al resto de mi familia, hermanos, sobrinos, cuñados y suegros y a mis amigos, los de "toda la vida" de Sevilla y a los de Málaga. Todos vosotros formáis parte fundamental de mi vida.





- AA:** Agua Atlántica
- AIC:** Agua Intermedia del mar de Creta
- AIS:** Atlantic-Ionian Stream (corriente Atlántico-Jónica)
- ALI:** Agua Levantina Intermedia
- AMC:** Asia Minor Current (Corriente de Asia Menor)
- AOI:** Agua Occidental Intermedia
- APA:** Agua Profunda del Adriático
- APC:** Agua Profunda del mar de Creta
- APMOc:** Agua Profunda del Mediterráneo Occidental
- APMOr:** Agua Profunda del Mediterráneo Oriental
- APT:** Agua Profunda del Tirreno
- ASW:** Adriatic Surface Water (Agua Superficial de Adriático)
- AVHRR :** Advanced Very High Resolution Radiometer
- CC:** Cretan Cyclone (Ciclón de Creta)
- CDW:** Cretan Deep Water
- CMAP:** Climate Prediction Centre Merged Analysis Project
- CTD:** Conductivity, Temperature and Depth
- EMT:** Eastern Mediterranean Transient
- IA:** Ionian Anticyclone (Anticiclón Jónico)
- MMJ:** Mid Mediterranean Jet
- NAO:** North Atlantic Oscillation
- NCAR:** National Centre for Atmospheric Research
- NCEP:** National Center for Environmental Prediction
- NOAA:** National Oceanographic and Atmospheric Agency
- NOCS:** National Oceanographic Center of Southampton
- PA:** Pelops Anticyclone (Anticiclón del Peloponeso))
- POEM:** Physical Oceanography of the Eastern Mediterranean
- WMCE:** Western Mediterranean Circulation Experiment
- WMT:** Western Mediterranean Transition



# ÍNDICE

Introducción y objetivos.....	1
1. Una revisión histórica de los estudios oceanográficos en el Mediterráneo.....	13
1.1. Los primeros trabajos: desde finales del siglo XIX hasta 1961: valores de temperatura y salinidad.....	16
1.2. El déficit hídrico del Mediterráneo y el intercambio de aguas en Gibraltar.....	19
1.3. Hacia el interior del Mediterráneo Occidental.....	22
1.4. Hacia el Mediterráneo Oriental.....	23
1.5. Aguas intermedias y profundas y "vuelta" hacia el Mediterráneo Occidental.....	25
1.6. Aguas intermedias y profundas: hacia el Mediterráneo Occidental.....	28
1.7. "The core method" (método del núcleo).....	30
1.8. Resumiendo hasta principios de los años 1970.....	32
1.9. La circulación del Mediterráneo Occidental y la formación de aguas profundas a partir de los 70.....	37
1.10. Tasas de formación de aguas intermedias y profundas.....	43
1.11. El forzamiento climático.....	44
a) Aportes de ríos.....	45
b) Evaporación y precipitación.....	47
c) Flujos de calor.....	50
2. Cambios de las características termohalinas en el Mediterráneo durante el Siglo XX.....	57
2.1. Cambios a largo plazo y posibles causas.....	60
2.2. Otros cambios: "The Eastern Mediterranean Transient" (EMT) (la transición del Mediterráneo Oriental).....	68
2.3. Resumen de los cambios observados y sus causas.....	71

3.	Análisis de los cambios en las propiedades físicas del Mediterráneo durante el siglo XX: Series temporales.....	75
3.1.	Metodología	
3.1.1.	Obtención de series temporales anuales.....	77
3.1.2.	Utilización de datos de temperatura de batitermógrafos.....	96
3.1.3.	Series temporales de datos interpolados.....	96
3.1.4.	Series temporales de promedios espaciales por cuencas Occidental y Oriental y Mediterráneo en su conjunto.....	99
3.1.5.	Estructura en tres capas en el Mediterráneo.....	102
3.1.6.	Series temporales y cálculos de contenido calorífico.....	103
3.1.7.	¿Por qué diferentes metodologías?.....	104
3.1.8.	Cálculo de tendencias.....	105
3.1.9.	Auto-correlación de las series temporales.....	109
3.2.	Resultados.....	107
3.3.	Discusión.....	129
4.	Un modelo de cajas para explicar algunos de los cambios observados.....	135
4.1.	Introducción.....	137
4.2.	Metodología.....	138
4.3.	Series temporales.....	140
4.4.	Resultados.....	166
4.5.	Un modelo de cajas para explicar algunos de los cambios observados.....	173
4.5.1.	Test de sensibilidad.....	179
4.5.2.	Resultados y discusión del Modelo de Cajas.....	179
5.	Extensión de las series temporales durante el siglo XXI: Proyecto RADMED.....	191
5.1.	Series temporales extendidas.....	195
5.2.	Tendencias de temperatura, salinidad, densidad y calor absorbido...	197
5.3.	Discusión de resultados.....	218
6.	Conclusiones.....	227

BIBLIOGRAFÍA.....	233
Índice de figuras y tablas.....	249

ANEXOS:

Anexo 1. García-Martínez et al. (2018)

Anexo 2. Vargas-Yáñez et al. (2017)





# INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS



El panel Intergubernamental del Cambio Climático (IPCC) en su informe de 2013, afirma: *“El calentamiento en el sistema climático es inequívoco, y desde la década de 1950, muchos de los cambios observados no han tenido precedentes en los últimos decenios a milenios. La atmósfera y el océano se han calentado, los volúmenes de nieve y hielo han disminuido, el nivel del mar se ha elevado y las concentraciones de gases de efecto invernadero han aumentado”*

En principio, el cambio climático, además de ser un problema social, político o económico a escala planetaria, supone un reto científico sin precedentes, por la necesidad de aumentar el conocimiento sobre todos y cada uno de los procesos que afectan al clima global de la Tierra: los relacionados con la dinámica atmosférica y la forma en que sobre ella repercuten forzamientos de tipo natural como las variaciones de la actividad solar o las erupciones volcánicas, la forma en la que el océano y atmósfera intercambian calor y cantidad de movimiento, o cómo la circulación atmosférica y las corrientes marinas transportan ingentes cantidades de calor, humedad, oxígeno, dióxido de carbono, etc. de unas partes a otras del planeta.

Diversos trabajos aparecidos desde principios de los años 90 y hasta la actualidad, muestran que el océano está absorbiendo una gran cantidad de calor debido al proceso global de calentamiento que sufre el planeta (Rhein et al., 2013).

Esta absorción de calor por parte de los océanos se realiza fundamentalmente a través de la interfase océano-atmósfera, al variar los distintos términos que determinan el intercambio de radiación entre el mar y la atmósfera: radiación de onda corta procedente del sol, radiación de onda larga emitida por el mar y la

atmósfera, y calores latente y sensible (ver, por ejemplo, Gill, 1982). Sin embargo, además de este intercambio de calor a través de la interfase océano-atmósfera y el consecuente aumento de temperatura de las capas más superficiales del mar, los océanos son capaces de exportar gran parte de este calor a sus capas más profundas a través de los procesos de formación de aguas profundas, siendo el Mediterráneo un claro ejemplo de este tipo de procesos (Vargas-Yáñez et al., 2010a).

El Mediterráneo es un mar semicerrado cuya superficie es de 2,5 millones de km<sup>2</sup> (Fig. 1). A pesar de que esta superficie no llega a ser el uno por ciento de la total de los mares y océanos del planeta, es uno de los lugares con mayor biodiversidad. Sin embargo, al estar encajonado entre tres continentes y rodeado por veinte países a lo largo de sus 46000 km de costa, también es uno de los lugares donde la actividad humana supone una mayor presión y amenaza. Una de estas amenazas es la del proceso de cambio climático al que en la actualidad se ve sometido el planeta (IPCC, 2013). Ese carácter semicerrado y sus reducidas dimensiones podrían hacer del Mediterráneo un lugar especialmente vulnerable a los efectos del calentamiento de la Tierra.



Figura 1. Vista del Mediterráneo desde satélite (imagen tomada de Google Earth)

No obstante, al mismo tiempo que sus dimensiones y demás características geográficas hacen del Mediterráneo un lugar posiblemente más sensible que otros a las alteraciones inducidas por el cambio climático, también hacen más sencillo el

estudio de sus efectos. Tal y como se explicará en los próximos capítulos, el Mediterráneo es un lugar excepcional donde algunos de los procesos que gobiernan la circulación global de los océanos, tales como la formación de aguas profundas y la circulación termohalina, tienen lugar a una escala espacial reducida. Esto hace que los cambios que se han producido en los mares a lo largo del siglo XX y que continúan produciéndose a lo largo del presente siglo XXI, sean más evidentes y de más fácil estudio que en otras partes del planeta, lo que ha llevado a que sea considerado como un "laboratorio natural" para su estudio (Bethoux y Gentili, 1996).

## OBJETIVOS

Por todo lo expuesto anteriormente, se plantea como principal objetivo de la presente tesis: analizar y cuantificar los cambios que se están produciendo en el Mediterráneo desde principios del siglo XX hasta la actualidad. En este estudio se prestará atención principalmente a los cambios de tipo físico, es decir, a las variaciones que se están produciendo en la temperatura, salinidad, densidad y contenido de calor de las aguas del Mediterráneo. Así mismo se tratará de establecer cuáles son las causas de los cambios observados.

Los objetivos concretos que se persiguen con esta tesis incluyen:

- 1) Realizar una revisión bibliográfica exhaustiva que permita conocer con la mayor exactitud posible los valores de temperatura, salinidad y flujos de calor y agua en el Mediterráneo Occidental y Oriental a lo largo del siglo XX.
- 2) Analizar las bases de datos existentes para realizar nuevas estimaciones de los cambios que se han producido en las masas de agua mediterráneas actualizando trabajos anteriores.
- 3) Modelar mediante un modelo de cajas la interacción océano-atmósfera en el Mediterráneo y la forma en que determina el intercambio de aguas entre el Mediterráneo y el Atlántico.
- 4) Utilizar el citado modelo de cajas para tratar de determinar el origen del calentamiento del Mediterráneo, es decir, discernir entre las variaciones en el ciclo hidrológico (salinidad) o en el intercambio de calor (temperatura) como factor principal.
- 5) Extender las series temporales del Mediterráneo Occidental hasta 2015 usando los datos del proyecto RADMED.

## ORGANIZACIÓN Y ESTRUCTURA DE LA TESIS

El estudio del cambio climático en el Mediterráneo ha recibido gran atención y son muy numerosos los trabajos dedicados a este tema desde la década de los 80. En consecuencia, la aportación que pretende hacer el presente trabajo debe ponerse en el apropiado contexto que conforman estos trabajos anteriores. Pero, por otra parte, es muy difícil entender la forma en la que el funcionamiento del Mediterráneo y las propiedades de sus masas de agua se están viendo alteradas, si antes no entendemos en profundidad cuál es ese funcionamiento y cómo son esas propiedades.

Por este motivo, el capítulo 1 de esta tesis se dedica a hacer una revisión bibliográfica histórica acerca del funcionamiento, masas de agua y circulación del Mediterráneo. Esta revisión se realiza de forma cronológica, mostrando cómo ha ido evolucionando nuestro conocimiento de este mar desde finales del siglo XIX hasta nuestros días. Los trabajos analizados en esta revisión tratan el funcionamiento del Mediterráneo considerándolo en un estado estacionario en el que los flujos de calor, agua y sal se equilibran cuando se estiman a partir de promedios sobre periodos largos de tiempo. A partir de mediados de los años 80 empiezan a aparecer trabajos que muestran que las propiedades del Mediterráneo están variando lentamente mostrando un desequilibrio entre los flujos antes citados. Algunos de los cambios observados parecen claros y robustos, habiendo gran coincidencia acerca de ellos a lo largo de la literatura científica. Por el contrario, otros están sujetos a un mayor grado de controversia.

Para establecer claramente el punto de partida del presente trabajo de tesis, se dedica el capítulo 2 a la realización de una exhaustiva revisión bibliográfica de los trabajos relacionados con cambios en las características termohalinas de las masas de agua del Mediterráneo durante el siglo XX y sus causas.

Una vez se han descrito las propiedades medias de las aguas del Mediterráneo, cuáles son los cambios que se han observado hasta el momento, cuáles son sus posibles causas, y cuáles las incertidumbres e incógnitas existentes en relación a estos temas, el capítulo 3 se dedica a analizar series temporales de temperatura, salinidad y densidad tanto en el Mediterráneo Occidental como Oriental tratando de aportar nuevos resultados que esclarezcan algunos de los puntos sujetos a controversia. Teniendo en cuenta que la literatura científica muestra la existencia de resultados contradictorios en referencia a algunos de estos cambios, en este capítulo se hará especial hincapié en la importancia de la metodología empleada en el tratamiento de las series de datos oceanográficos. De esta forma se tratará de establecer qué resultados pueden considerarse como robustos, al no depender de la metodología empleada, y cuáles están sujetos a dudas y requieren de nuevos estudios.

Para tratar de entender el origen de los cambios observados y aportar nuevas ideas sobre los resultados sujetos a alguna incertidumbre, el capítulo 4 muestra un modelo de cajas simple basado en las ecuaciones de conservación del calor, sal y agua para el Mediterráneo y su intercambio con el Océano Atlántico.

En el capítulo 5 se analizan en más profundidad los cambios que se han producido en el Mediterráneo Occidental, donde, además de las bases de datos que se analizan en el capítulo 3, se dispone de los datos procedentes de un sistema de monitorización multidisciplinar mantenido por el Instituto Español de Oceanografía. Estos datos permiten una extensión de los análisis del capítulo 3 hasta prácticamente la actualidad.

Finalmente se concluye con un capítulo 6 donde se recogen las principales conclusiones de esta tesis.



## MARCO GEOGRÁFICO

A lo largo de esta tesis se nombrarán en repetidas ocasiones distintas zonas, accidentes geográficos y mares dentro del propio Mediterráneo. Con objeto de facilitar su lectura a quienes no estén muy familiarizados con estos términos, se ofrece en este epígrafe una descripción de dichos lugares.

En primer lugar hay que destacar que el Mar Mediterráneo, como ya se ha dicho, es un mar semicerrado. Su única conexión natural con el resto de los océanos es el Estrecho de Gibraltar, situado en su extremo occidental entre España y Marruecos. La otra conexión es de carácter artificial y es el Canal de Suez que separa África de Asia. Si no consideramos el Mar Negro como propiamente Mediterráneo, tendremos que mencionar una conexión más, en este caso entre el Mediterráneo y el Mar de Mármara que, a su vez, conecta con el Mar Negro. La conexión entre el Mediterráneo y el Mar de Mármara se realiza a través de los Dardanelos o estrecho de los Dardanelos. El Mar de Mármara está conectado con el Mar Negro a través del Bósforo.

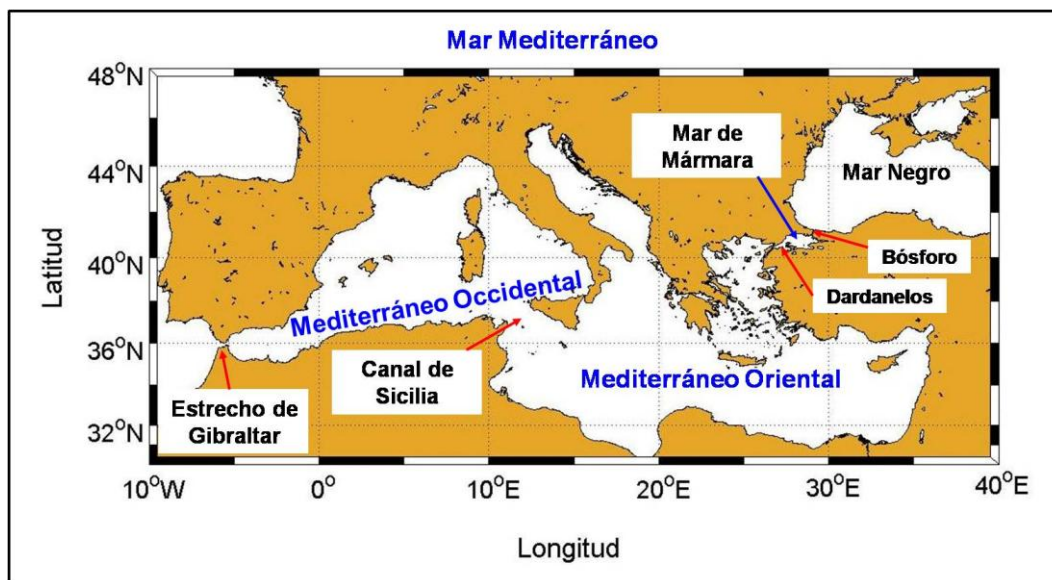


Figura 2. Cuencas Occidental y Oriental del Mediterráneo

La primera y principal división que puede establecerse dentro del Mediterráneo es entre dos grandes cuencas: la cuenca Occidental, desde Gibraltar hasta el Canal de Sicilia, y la Cuenca Oriental, desde el Canal de Sicilia hasta su extremo oriental en las costas de Siria (Fig. 2).

## El Mediterráneo Occidental

La única conexión natural del Mediterráneo con el resto de los océanos del mundo se produce a través del Estrecho de Gibraltar, que es a su vez el límite occidental del Mediterráneo Occidental o cuenca occidental (Fig. 3). El Estrecho de Gibraltar abarca desde la línea que une el Cabo Trafalgar en España con el Cabo Espartel en Marruecos hasta la línea que une Punta Europa (España) al norte con Punta Almina (Marruecos) al sur y se abre hacia el este para enlazar con el Mar de Alborán cuyo límite oriental estaría en la línea que une el Cabo de Gata (España) con el Cabo Figalo (Argelia). Hacia el norte y el este encontramos el Mar Balear, también denominado en ocasiones como Mar Catalano-Balear y la Cuenca Argelina. Al norte se encuentra la Cuenca Provenzal y el Mar Ligur, siendo la parte más oriental el Mar Tirreno. La conexión con el Mediterráneo Oriental se produce a través del Canal o Estrecho de Sicilia, cuyo límite occidental es la línea que une el Cabo Bon (Túnez) con el Cabo Lilibeo (Sicilia, Italia).

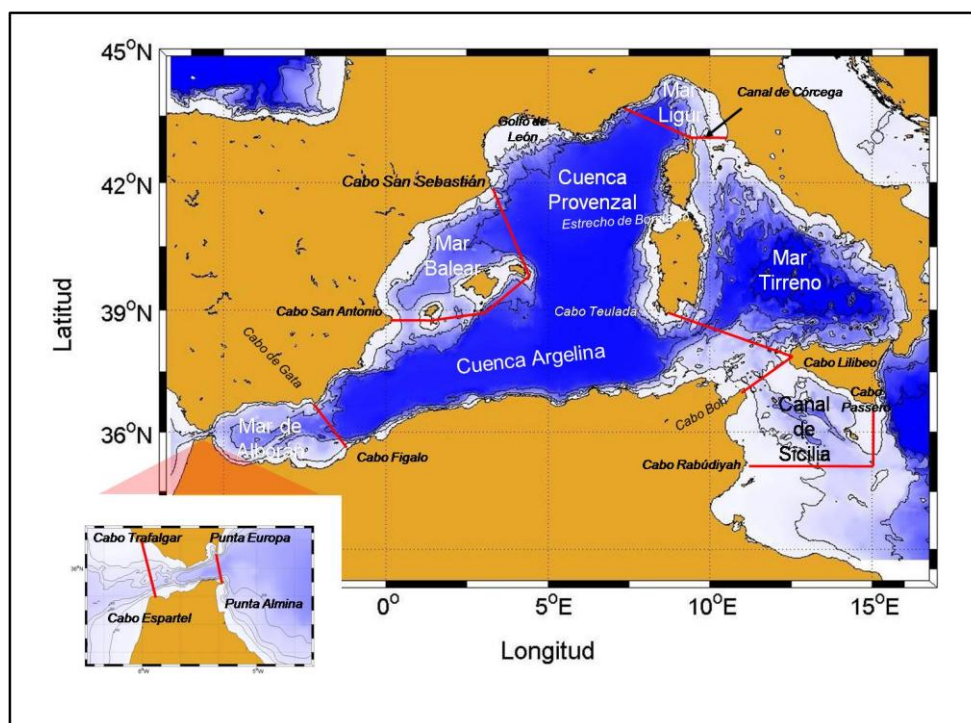


Figura 3. Mediterráneo Occidental

## El Mediterráneo Oriental

El Mediterráneo Oriental comprende desde el Canal de Sicilia hasta su extremo más oriental en las costas de Siria, Líbano e Israel. Dentro de esta cuenca, y siguiendo las definiciones establecidas por la Organización Hidrográfica Internacional (OHI), encontramos el Mar Adriático, limitado al sur por el Canal de Otranto, el Mar Jónico, limitado al norte por el Canal de Otranto, y al sur por la línea que une la isla de Anticitera (en el Arco Helénico) con el Cabo Passero en Sicilia, y el Mar Egeo, limitado al norte por los Dardanelos que lo separan del Mar de Mármara y al sur por las islas del Arco Helénico (Fig. 4). La parte más oriental del Mediterráneo entre el Mar Jónico y el extremo oriental, y entre el Egeo, al norte, y las costas de Libia y Egipto, al sur, recibe el nombre de Cuenca Levantina.

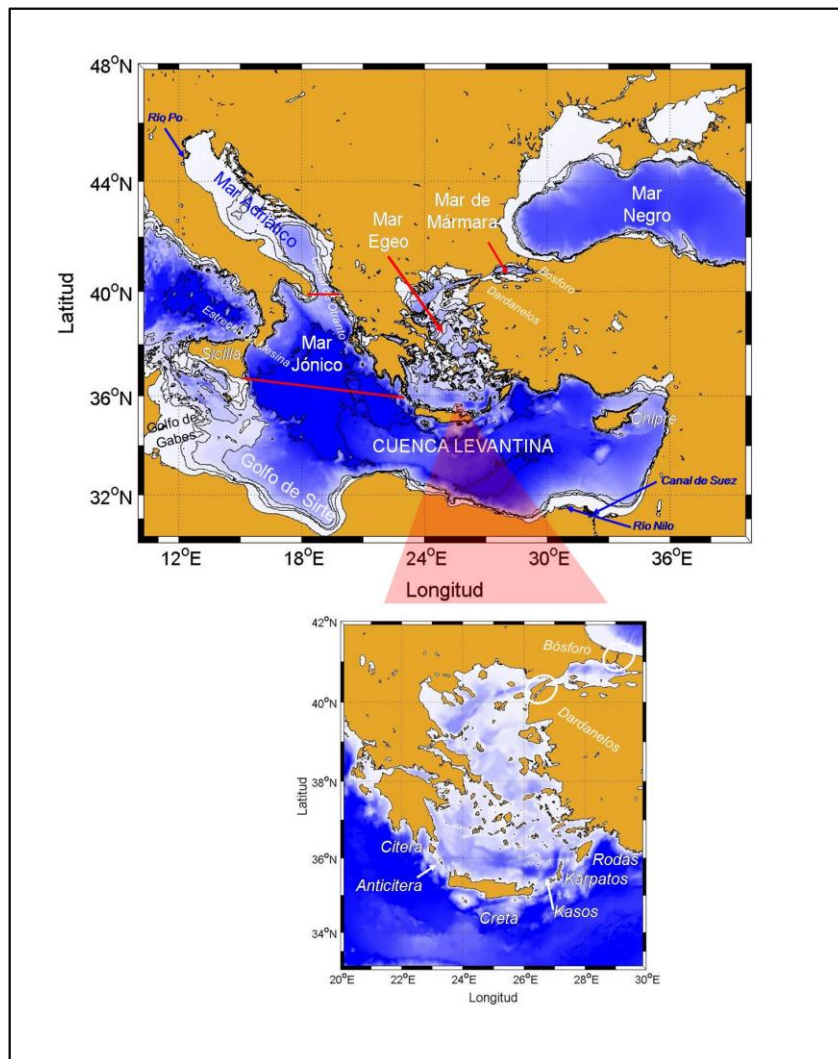


Figura 4. Mediterráneo Oriental





# **CAPÍTULO 1. UNA REVISIÓN HISTÓRICA DE LOS ESTUDIOS OCEANOGRÁFICOS EN EL MEDITERRÁNEO**



Desde finales del siglo XIX han sido numerosos los estudios que han tenido por objetivo conocer cuáles son las características y el funcionamiento del Mediterráneo. Nuestra visión acerca de este mar ha ido cambiando a medida que aumentaban los datos disponibles y nuestros conocimientos, pasando de considerar el Mediterráneo como un mar en un estado de equilibrio a considerarlo como un mar que sufre en la actualidad cambios importantes.

El Cambio Climático tal vez sea el más llamativo de ellos, y ligados a él tenemos que señalar una posible reducción de las precipitaciones, un aumento de la evaporación y un calentamiento de sus aguas. Pero junto al citado Cambio Climático tenemos que considerar otros factores causados por la actividad humana como son la construcción de presas que alteran la cantidad de agua dulce vertida por los ríos al mar, o construcciones como la del Canal de Suez, que pueden suponer una nueva fuente de aguas muy saladas.

Entender la forma en que todos estos factores son capaces de cambiar las características de las aguas del Mediterráneo y su circulación requiere un profundo conocimiento de cuáles son esas características y de cuál es el funcionamiento de este mar.

Nuestro conocimiento sobre el Mediterráneo ha evolucionado a lo largo de la historia, principalmente desde finales del siglo XIX, y sobre todo, a partir de la segunda mitad del siglo XX, fecha a partir de la cual aumenta de forma considerable el volumen de datos oceanográficos disponibles. A pesar de este “despegue” en nuestro conocimiento de la oceanografía mediterránea, no debemos olvidar trabajos anteriores que sin duda marcaron los estudios posteriores, como es el caso del de



Nielsen (1912) a partir de las expediciones del buque danés *Thor* en los años 1908 y 1910.

Este capítulo no pretende ser un estudio de carácter histórico exhaustivo, cosa que queda fuera de los objetivos del presente trabajo. Sin embargo, sí puede ser muy útil un breve análisis de las hipótesis que a lo largo de la historia más reciente han ido surgiendo acerca del comportamiento del Mediterráneo, y de las observaciones y datos que poco a poco fueron apareciendo, para tratar de situar el estado actual de nuestro conocimiento y, sobre todo, de las dificultades y lagunas aún existentes.

### **1.1 Los primeros trabajos: desde finales del siglo XIX hasta 1961: valores de temperatura y salinidad.**

El trabajo realizado por J.N. Nielsen en 1912 "*Hydrography of the Mediterranean and adjacent waters*", puede considerarse el punto de partida de la oceanografía moderna en el Mediterráneo. En él se da la primera descripción exhaustiva de las masas de agua existentes en las distintas capas del Mediterráneo, así como una propuesta de la circulación de las mismas. Sin embargo, ya anteriormente otros investigadores se habían planteado e intentado resolver cuestiones tales como: ¿Cuál es la temperatura en la superficie del mar y en qué rango varía a lo largo del día o con el paso de las estaciones?, ¿Hasta qué profundidad alcanza el calentamiento diario de las aguas superficiales?, ¿Cuál es la temperatura del fondo del mar?, ¿Cuál es el contenido en sales del Mediterráneo?, ¿Qué cantidad de agua dulce recibe el mar debido a los aportes de los ríos y las lluvias y qué cantidad pierde por evaporación?, etc.

En lo que concierne a Temperatura, uno de los primeros trabajos que muestran temperaturas fiables del Mediterráneo se debe a Dumont D'Urville (1833) quien encuentra valores en torno a los 12,6 °C a 488 m y 977 m de profundidad en el Mar Balear. Este mismo autor, en expediciones posteriores, informa acerca de temperaturas de 12,8 °C a 1000 m en el Mediterráneo Occidental, de donde concluye que las capas profundas se caracterizan por valores homogéneos de temperatura, no estando afectadas por los cambios producidos por la atmósfera. En esta misma línea, Aimé (1845) trató de medir la temperatura del fondo del Mediterráneo, obteniendo valores entre 12,6°C y 12,7 °C en el Mediterráneo Occidental. Más aún, tras realizar diversas medidas a lo largo del año en aguas superficiales, determinó que las temperaturas

más bajas alcanzadas en superficie a finales de invierno eran también de entre 12,6 °C y 12,7 °C. De esta forma Aimé propuso la hipótesis de que las temperaturas del fondo del mar debían ser las más bajas alcanzadas en superficie durante el invierno. Según Aimé, cuando las aguas superficiales se enfrían alcanzando temperaturas inferiores a las de las aguas que están por debajo de la superficie, la situación se vuelve inestable, y las aguas superficiales se hunden hasta el fondo. Además de estas acertadas ideas, muy similares a los procesos que hoy conocemos como formación de aguas profundas, Aimé menciona en su trabajo que las temperaturas de las aguas profundas en los océanos están en torno a los 2 °C, debido a su procedencia de corrientes polares. Dado que este valor es muy inferior a los valores encontrados en el fondo del Mediterráneo, Aimé concluyó que las aguas profundas del Mediterráneo estaban aisladas de las aguas profundas del Atlántico, y por tanto de la influencia de las corrientes de procedencia polar que ocupan su fondo. Esto sería debido a que la única conexión del Mediterráneo con el Atlántico se produce a través del Estrecho de Gibraltar, cuya profundidad máxima está en torno a los 300 m, limitándose la entrada de aguas desde el Atlántico a las capas superiores del océano. Esta entrada de agua desde el Atlántico era conocida desde antiguo, y aunque algunas hipótesis acerca del origen de este influjo de agua al Mediterráneo fuesen descabelladas, otros científicos habían dado una explicación acertada. Así, Halley (1687) había realizado experiencias para determinar la cantidad de agua evaporada en la superficie del mar, concluyendo que en el caso del Mediterráneo esta cantidad era superior a la aportada por los ríos y lluvias. La entrada de agua desde el Atlántico se produciría para compensar este déficit.

Para ir acabando el puzle y poner todas las piezas en su sitio, se deben considerar los trabajos de Arago (1838) quien señala que la temperatura de las aguas profundas del Golfo de Cádiz son más altas que las del resto de los océanos, lo que según Arago podría deberse a la salida de una corriente submarina desde el Mediterráneo que bloquearía la llegada de las corrientes frías procedentes del polo. Esta salida de agua más salada procedente del Mediterráneo a través del Estrecho de Gibraltar quedaría confirmada por las medidas realizadas en el Golfo de Cádiz por Carpenter y Jeffreys (1870).

En lo concerniente a la salinidad de las aguas, tal vez uno de los primeros trabajos y de los más completos se debe a Forchhammer (1865) quien muestra valores de 36,301 ‰ en el Estrecho de Gibraltar. Dice este autor que este es el valor más bajo encontrado en el Mediterráneo, ya que debido a la proximidad de África, el

Mediterráneo se caracteriza por un clima cálido y seco que hace que las aguas superficiales aumenten rápidamente de salinidad<sup>1</sup> a medida que progresan en el interior de este mar. Así, en el Mar de Alborán encontró valores de 37,014 ‰, entre la costa española y las Baleares 38,058 ‰, en el Tirreno 38,654 ‰, alrededor de Malta 38,541 ‰, y entre la costa Africana y la isla de Creta los valores más altos, 39,257 ‰. Según Forchhammer el valor medio es de 37,936 ‰.

De esta forma, y a pesar de las dificultades en la toma de muestras y los métodos de medida y análisis, muy lejos de los actuales, a finales del siglo XIX se disponía de una visión del Mediterráneo que puede considerarse bastante acertada y que podríamos resumir del siguiente modo:

Debido al déficit hídrico producido por una evaporación superior a los aportes de los ríos y las lluvias, existe una corriente de agua que entra desde el Atlántico hacia el Mediterráneo a través del Estrecho de Gibraltar. Esta entrada de agua está limitada a la parte superior de la columna de agua, debido al carácter somero del umbral que separa ambos mares (300 m de profundidad), de tal forma que las aguas profundas del Mediterráneo están aisladas de las aguas profundas del resto del océano Atlántico y, por tanto, no son tan frías como las aguas profundas del Atlántico, afectadas por corrientes procedentes de los polos. El agua del fondo del Mediterráneo es el producto del enfriamiento de las aguas superficiales en invierno y su posterior hundimiento, de tal forma que la temperatura de las frías aguas superficiales de invierno es transmitida al fondo del mar. Esta temperatura está entre 12,6 °C y 12,7 °C en el Mediterráneo Occidental. En cuanto a la salinidad, ésta toma un valor en superficie de 36,301 ‰ en el Estrecho de Gibraltar. Debido al clima cálido y seco del Mediterráneo, esta salinidad aumenta hacia el interior del Mediterráneo hasta valores máximos en la cuenca levantina de 39,257 ‰.

1. Las unidades de salinidad irán cambiando a lo largo del texto, desde ‰, ups (unidades prácticas) o "nada" como se recomienda en distintas publicaciones técnicas de la IOC/UNESCO (International Oceanographic Commission)

## 1.2 El déficit hídrico del Mediterráneo y el intercambio de aguas en Gibraltar.

A principios del siglo XX, ya era conocida la existencia de un influjo de agua Atlántica a través de la superficie del Estrecho de Gibraltar, y de un flujo de salida de agua Mediterránea en profundidad desde el Mediterráneo hacia el Golfo de Cádiz. Igualmente se sabía que la entrada de agua desde el Atlántico se producía para compensar el déficit hídrico del Mediterráneo. Nielsen (1912) recopiló datos de evaporación, precipitación y aportes de ríos a partir de los trabajos de diversos autores. La mayoría de estos trabajos estimaban la evaporación a partir de medidas realizadas con evaporímetros situados en estaciones meteorológicas a lo largo de la costa mediterránea. Sin embargo, tal y como señala el propio Nielsen, la evaporación en el mar es diferente de la evaporación en estaciones costeras. De esta forma, tras distintos razonamientos, y considerando un trabajo donde sí se realizaban medidas de evaporación en mar abierto en el Atlántico (Lutgens, 1911), Nielsen estimó que la evaporación en el Mediterráneo debía ser de  $5194 \pm 742 \text{ km}^3/\text{año}$ .

Para estimar el aporte de los ríos al Mediterráneo a lo largo del año Nielsen optó en primer lugar por usar los datos de precipitaciones en diferentes estaciones meteorológicas alrededor del Mediterráneo. Una fracción del agua caída se supone que acabaría llegando al mar a través de los ríos, estimándose esta fracción en un tercio. Sin embargo, estos cálculos resultaban ser muy imprecisos por la incertidumbre en la fracción de agua que llega finalmente al mar y por la irregular distribución de las estaciones meteorológicas. Finalmente Nielsen optó por usar los datos de los caudales recogidos por los principales ríos y consideró un valor de  $900 \text{ km}^3/\text{año}$ . Igual de complicado resultaba hacer una estimación de la lluvia caída sobre el mar Mediterráneo. La principal dificultad proviene de que los datos disponibles, nuevamente, corresponden a estaciones meteorológicas situadas en tierra, mientras que las precipitaciones sobre el mar deben ser mucho menores. Por esta razón se le dio más importancia a las estaciones situadas en islas, y a partir de estos datos Nielsen estimó una precipitación anual de  $1335 \pm 150 \text{ km}^3/\text{año}$ .

Una vez que se aceptan como conocidos los valores de evaporación, precipitación y aportes de ríos, la hipótesis que se hizo, y aún se hace para numerosos cálculos, es que el Mediterráneo se encuentra en un estado de equilibrio. Así, su volumen permanece constante (no se considera un posible aumento del nivel del mar) y su cantidad de sal también se considera constante (no se tiene en cuenta un posible aumento de la salinidad del Mediterráneo). Este estado de equilibrio implica que el volumen de agua que entra es igual al que sale, y que la cantidad de sal que entra es igual a la que sale. Si denominamos  $V_a$  al volumen de agua del Atlántico que entra en un año,  $V_m$  el volumen de agua del Mediterráneo que sale en un año, y  $P$ ,  $R$ ,  $E$  la precipitación, aportes de ríos y evaporación, respectivamente, este equilibrio puede expresarse matemáticamente como:

$$V_a + P + R = V_m + E \quad [1.1]$$

$$V_a S_a = V_m S_m \quad [1.2]$$

Siendo  $S_a$  y  $S_m$  las salinidades de las aguas Atlánticas y Mediterráneas respectivamente. La solución a estas ecuaciones nos proporciona los volúmenes de agua intercambiados:

$$V_a = \frac{S_m}{S_m - S_a} E_N \quad V_m = \frac{S_a}{S_m - S_a} E_N \quad [1.3] [1.4]$$

$$E_N = E - P - R \quad [1.5]$$

Siendo  $E_N$  la evaporación neta.

Los valores de salinidad de las aguas que entran y salen a través del Estrecho de Gibraltar se midieron en estas primeras campañas oceanográficas de finales del siglo XIX y principios del siglo XX. Nielsen tomó los valores 36,1 ‰ y 38,0 ‰ obteniendo 59309 km<sup>3</sup>/año y 56220 km<sup>3</sup>/año para el flujo entrante y saliente respectivamente.

Algunos años más tarde, Sverdrup (1942) consideró que los valores de salinidad del agua mediterránea usados por Nielsen eran demasiado elevados. Además incluyó en el balance el flujo neto existente a través del Mar Negro. En este punto debemos aclarar que entre el Mar Negro (que en este trabajo no se considera propiamente el Mediterráneo) y el Mediterráneo, existe un intercambio de aguas inverso al que se produce entre el Mediterráneo y el Atlántico. En este caso el Mar Negro recibe por aportes de ríos y precipitación más agua de la que se evapora. El balance se consigue a través de una corriente de agua poco salada que sale en superficie a través de los Estrechos del Bósforo y Dardanelos. Una corriente de agua más salada y profunda fluye desde el Mediterráneo hacia el interior del Mar Negro. Tomando el flujo neto (aporte desde el Mar Negro menos salida de agua desde el Mediterráneo) como 205 km<sup>3</sup>/año y los datos de E, P, R de Schott (1915): 3639 km<sup>3</sup>/año, 997 km<sup>3</sup>/año, 230 km<sup>3</sup>/año, Sverdrup obtuvo un flujo entrante de agua atlántica de 55543 km<sup>3</sup>/año y un flujo de salida de agua Mediterránea de 53336 km<sup>3</sup>/año.

Por tanto, las ideas básicas acerca del funcionamiento del Mediterráneo y su balance de agua y sal estaban claras a principios del siglo XX. Sin embargo, como se desprende de la revisión realizada hasta este momento, pronto se pusieron de manifiesto las dificultades para obtener estimaciones fiables de los distintos factores que intervienen en estos procesos. La figura 1.1 resume algunos de los valores conocidos hasta 1942.

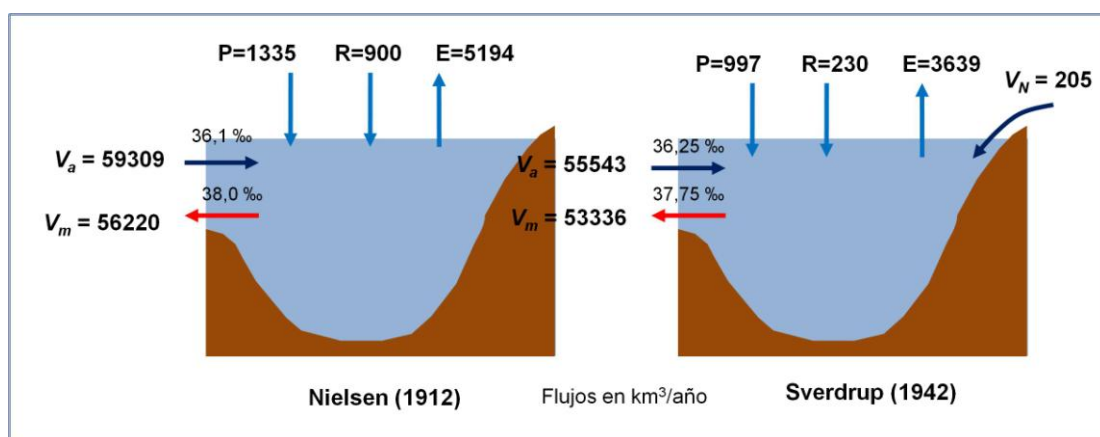


Figura 1.1. Modelos de balance de Nielsen (1912) y Sverdrup (1942). Todos los valores en km<sup>3</sup>/año. V<sub>a</sub>, V<sub>m</sub> y V<sub>N</sub> son los volúmenes de agua atlántica, mediterránea y del mar Negro, respectivamente, P es precipitación, R indica el aporte de agua dulce procedente de los ríos y E es la evaporación.

### 1.3 Hacia el interior del Mediterráneo Occidental

A medida que el agua entra por el Estrecho de Gibraltar y penetra en el Mediterráneo, va aumentando su salinidad debido a la evaporación y a las mezclas con las aguas del Mediterráneo que son más saladas (más adelante veremos la razón). Aunque Nielsen (1912) muestra que los valores de salinidad presentan diferencias entre el verano y el invierno, éstas son menores, sobre todo si se comparan con las que experimenta la temperatura. La figura 1.2 muestra cómo la salinidad aumenta en su camino hacia el Este desde los 36,1 ‰ en Gibraltar hasta los 37 ‰ en el Estrecho de Sicilia. Ya dentro del Mar Tirreno, al Este del Estrecho de Mesina, se encuentran valores bajos de salinidad, en torno a 37,6 ‰, lo que indica la entrada de agua atlántica en el interior del Tirreno. A medida que esta agua progresa hacia el norte pegada a la costa occidental de Italia, su salinidad aumenta hasta los 38 ‰. Es interesante observar que este mismo valor se encuentra al sur de la isla de Cerdeña y hacia el norte, es decir, entre Córcega y la costa francesa. De esta forma Nielsen concluye que parte del agua que fluye en superficie en el Tirreno gira de forma antihoraria para salir por el sur de Cerdeña y luego continuar hasta el norte a lo largo de la costa occidental de esta isla. Otra fracción de esta corriente superficial continúa hacia el norte por el Mar Ligur. Siguiendo estos valores de salinidad, Nielsen propone un esquema de circulación en el Mediterráneo occidental como el de la figura 1.2.

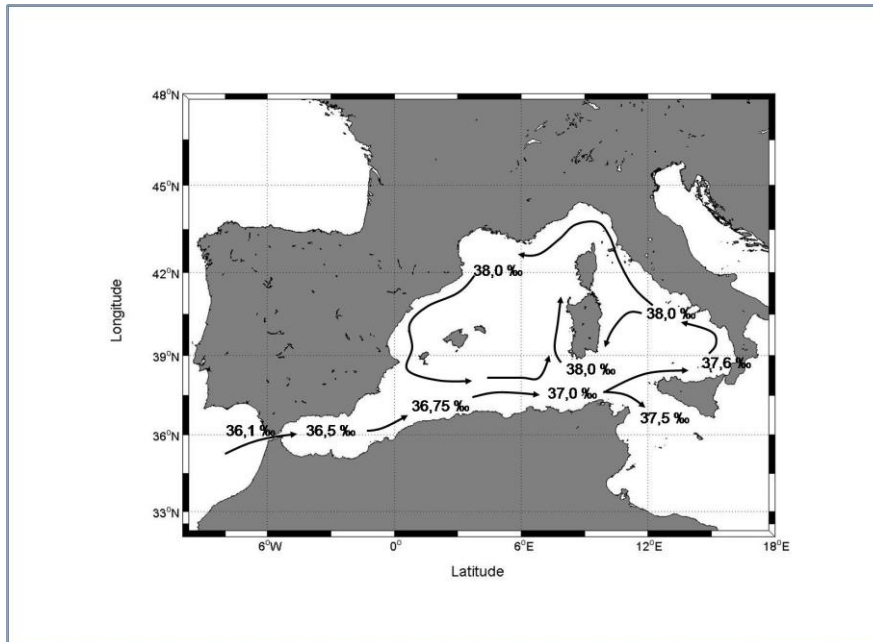


Figura 1.2. Propuesta de circulación de Nielsen (1912) en el Mediterráneo Occidental

#### 1.4 Hacia el Mediterráneo Oriental

Una vez en el interior del Mediterráneo Oriental, concretamente en el Mar Jónico, la salinidad en la superficie del mar va aumentando desde los 37,5 ‰ y 37,75 ‰ al sur y sudeste de Sicilia, hasta los 38,5 ‰ cerca del Golfo de Sidra, 39 ‰ frente a las costas de Egipto, para alcanzar los valores máximos, en torno a los 39,2 ‰ al sur de la isla de Rodas (Figura 1.3).

Además de este incremento progresivo de la salinidad hacia el Este, Nielsen observó que, en verano, por debajo de las elevadas salinidades superficiales, se apreciaba un mínimo sub-superficial de salinidad a lo largo de la costa africana. Estos valores, a su vez, también iban aumentando hacia el Este con valores de 38,2 ‰ frente a Libia hasta 38,5 ‰ frente a Egipto. El incremento progresivo de la salinidad hacia el Este, y sobre todo, el mínimo sub-superficial de salinidad cuyo valor también se incrementaba hacia el Este, fueron interpretados correctamente por Nielsen como una evidencia de la continuación hacia la cuenca levantina de la corriente de agua atlántica que entra a través del Estrecho de Gibraltar.



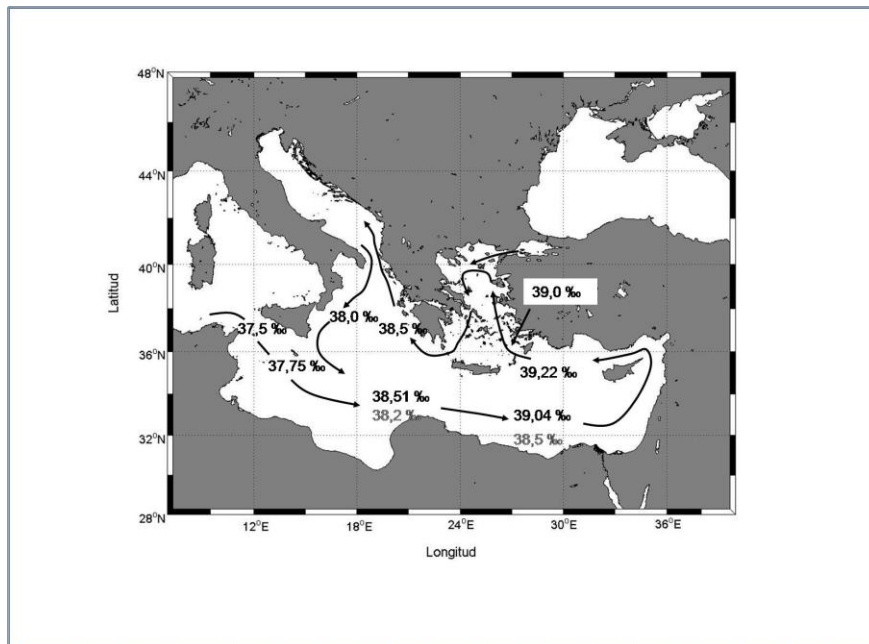


Figura 1.3. Propuesta de circulación de Nielsen (1912) en el Mediterráneo Oriental. En negro valores de salinidad superficial, en gris, mínimo subsuperficial de salinidad.

Ya en el interior del Mar Egeo se observaron diferencias importantes entre la salinidad en la parte oriental y la parte occidental de este mar, siendo más elevadas las primeras. Dado que se conocía la salida de un agua en superficie de muy baja salinidad desde el Mar Negro a través del Estrecho de Dardanelos, se concluyó que el agua situada en superficie y en profundidades intermedias en la cuenca levantina entraría en el Mar Egeo a través del arco de Creta, circulando en sentido antihorario debido a la rotación terrestre. Las aguas poco saladas procedentes del Mar Negro también se pegarían a la costa oriental griega por idéntico motivo del tal forma que quedaría explicado el mencionado gradiente de salinidad del Egeo y los valores de salinidad en torno a 38,5 ‰ para el agua superficial que saldría nuevamente del Egeo a través de la parte occidental del arco de Creta.

Desde aquí, y tal y como se muestra en la figura 1.3 reproduciendo el esquema de circulación propuesto por Nielsen, el agua superficial entraría en el Mar Adriático por la parte oriental del Estrecho de Otranto, mientras que en la parte occidental habría una salida de agua mucho más dulce producida por los aportes de agua de los ríos que desembocan en el Adriático, principalmente el río Po. No obstante hay que

indicar que esta conclusión no se basa sólo en medidas directas realizadas en las expediciones del *Thor*, sino en expediciones previas (Wolf y Luksch, 1881).

### 1.5 Aguas intermedias y profundas y “vuelta” hacia el Mediterráneo Occidental

En las aguas profundas del Mediterráneo Oriental se encontraron valores muy homogéneos de temperatura y salinidad. A partir de los 1000 m de profundidad la salinidad es aproximadamente igual a 38,66‰ y se mantiene prácticamente en este valor hasta el fondo. Aproximadamente a esta misma profundidad, la temperatura alcanza un mínimo que oscila entre los 13,5 °C frente a las costas de Libia a los 13,64 °C frente a Egipto o los 13,68 °C al sur de Rodas. A partir de aquí estos valores aumentan con la profundidad hasta valores que de nuevo oscilan entre 13,7 °C y 13,8 °C (ver Figura 1.4). El propio Nielsen considera que el aumento de temperatura con la profundidad debe ser un efecto de la presión y que una capa de agua profunda en equilibrio indiferente presenta un aumento de temperatura con la profundidad. En efecto, si calculamos la temperatura potencial referida a la superficie para los valores mostrados en la figura 1.4 obtenemos que la temperatura potencial sí desciende en las estaciones más orientales desde 13,45 °C a los 1000m hasta 13,32 °C en el fondo a 3000 m, y en la estación del Mar Jónico desde 13,35 °C hasta 13,19 °C a 3200 m.

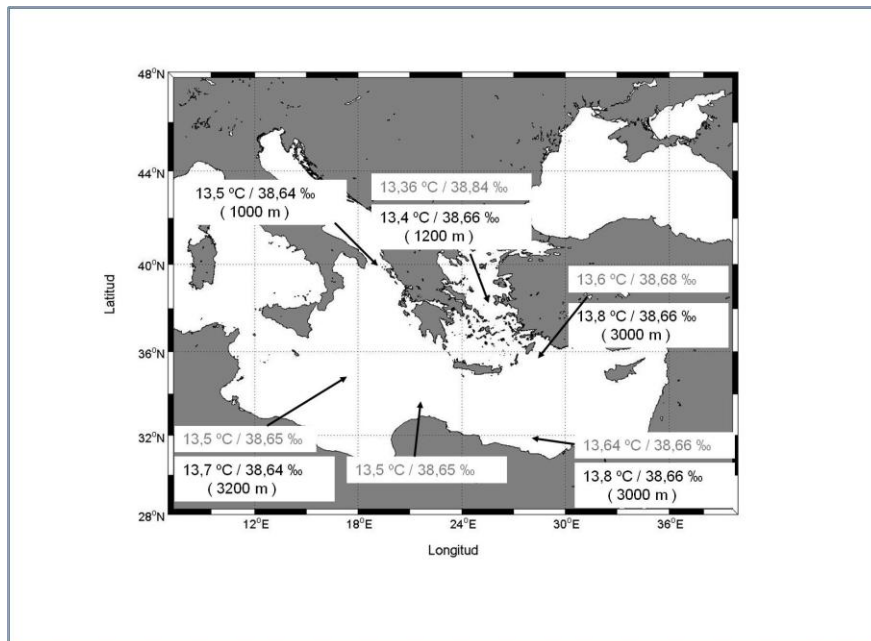


Figura 1.4. Esquema de circulación y valores de Temperatura y Salinidad en aguas intermedias y profundas del Mediterráneo Oriental (Nielsen, 1912). En gris, valores en aguas intermedias, en negro aguas profundas.

Al igual que otros autores como Aimé (1845), Nielsen considera que las propiedades de las aguas del fondo deben ser el resultado de una transferencia desde las aguas superficiales. El mecanismo propuesto es que las aguas más superficiales son las que se enfrían en invierno por pérdida de calor hacia la atmósfera. No obstante, si las capas de agua por debajo son más saladas, entonces, incluso cuando las aguas superficiales sean más frías que las aguas inmediatamente debajo de ellas, aún serán menos densas. En consecuencia seguirán enfriándose hasta alcanzar la densidad de las aguas que hay por debajo. En ese momento se mezclarán de tal forma que se crea una capa homogénea más salada y más cálida que las aguas superficiales que se habían enfriado, pero menos salada y más fría que las aguas sub-superficiales. La profundidad hasta la que llega este proceso de mezcla dependerá de la densidad que lleguen a alcanzar las aguas superficiales. Si estas aguas llegan a alcanzar la densidad de las aguas del fondo, entonces se homogeneizará toda la columna de agua. Esta agua fría fluiría hacia el fondo del mar mientras que las capas superficiales volverían a ser ocupadas por aguas más ligeras. Además de explicar el aporte anual de aguas frías a las capas profundas, este proceso posibilitaría la ventilación de las mismas, permitiendo que en grandes profundidades se mantengan valores elevados de concentración de oxígeno.

Nielsen concluye que es innegable que este proceso ocurre en el Mar Egeo, y aunque él mismo dice que no tiene evidencias directas para el caso del Mar Adriático, considera que es muy probable que este proceso también suceda en dicho mar. A este respecto, Pollak (1951) muestra una sección a través del Estrecho de Kasos (entre las Islas de Kasos y Creta) y muestra que en el lado del Egeo, en sus aguas más profundas los valores de salinidad y temperatura están en torno a los 38,8 ‰ y 14 °C con concentraciones de oxígeno de 4,4 ml/l, superiores a los 38,65 ‰, 13,56 °C y 4 ml/l encontrados a la misma profundidad en el lado de la cuenca levantina. Por ello consideran que la mayor parte de las aguas que ocupan las capas más profundas del Mediterráneo Oriental proceden del Adriático y no del Egeo.

Por encima de las aguas más profundas, Nielsen encontró la existencia de un máximo relativo de salinidad a una profundidad variable entre los 200 y 300 m al sur de la cuenca levantina y en el mar Jónico. Este máximo toma valores cada vez más bajos

según nos movemos hacia el Oeste (figura 1.5), disminuyendo desde 38,9 ‰ a 38,7 ‰. Al norte de la cuenca levantina, al sudeste de Rodas, la salinidad a los 160m de profundidad toma valores parecidos en torno a los 38,9 ‰, pero no presenta un máximo sub-superficial ya que continúa creciendo hasta la superficie.

A partir de estas observaciones Nielsen concluye que en la cuenca levantina los procesos invernales de homogeneización de las aguas no alcanzan hasta el fondo, sino sólo hasta profundidades intermedias, y que estas aguas intermedias fluyen hacia el Oeste para salir a través del fondo del Estrecho de Sicilia con valores de temperatura y salinidad de 13,9 °C y 38,7 ‰. Por el contrario, en el Egeo y Adriático sí serían ventiladas las aguas profundas. Posteriormente estas aguas fluirían hacia el Mediterráneo Oriental y el Jónico ventilando las aguas profundas de estas cuencas.

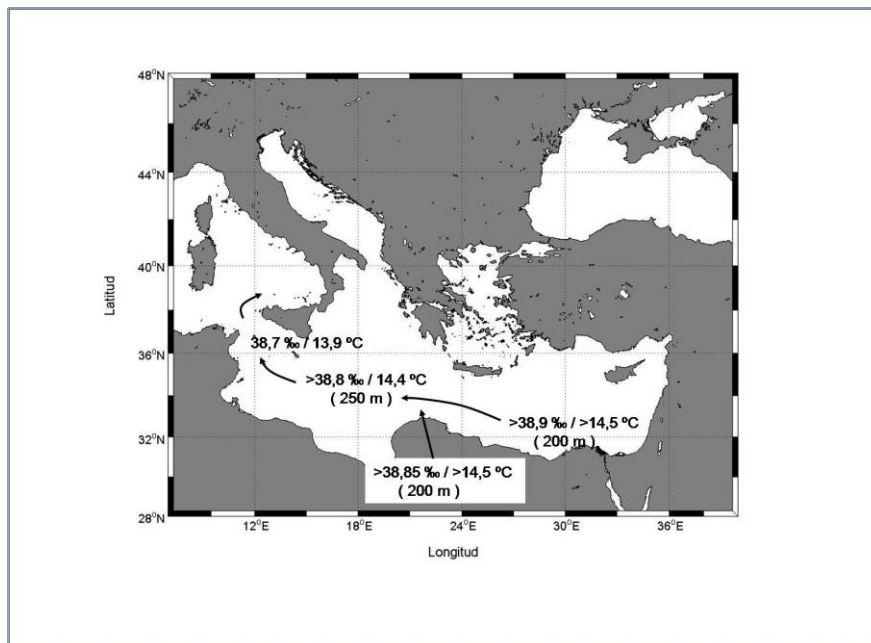


Figura 1.5. Esquema de circulación y valores de Temperatura y Salinidad en aguas intermedias, del Mediterráneo Oriental (Nielsen, 1912)

## 1.6 Aguas intermedias y profundas: hacia el Mediterráneo Occidental

Cuando se analizan los valores de salinidad en la sección que va desde Cabo Bon (Túnez) hasta el extremo sudoccidental de Sicilia, se observa que los valores más altos se producen en la parte norte donde se alcanzan los 38,68 ‰ de salinidad y los 13,87 °C de temperatura. Estos valores sugieren que las aguas de elevada salinidad procedentes del Mediterráneo oriental son forzadas por la topografía del fondo hacia el norte, siendo el Mar Tirreno la primera cuenca occidental en recibirlas. Además, los valores de salinidad entre el norte de Túnez y el Sur de Cerdeña muestran un descenso muy pronunciado que no es coherente con un flujo directo del agua intermedia en dirección Oeste (Figura 1.6). En el interior del Mar Tirreno se aprecia un máximo de salinidad en torno a los 500 m de profundidad con valores de 38,64 ‰ y un máximo de temperatura a 200 m con 13,9 °C. Estos resultados hacen concluir a Nielsen que las aguas intermedias entran en el Tirreno y circulan anti-horariamente, de tal forma que parte de ellas salen de esta cuenca al sur de Cerdeña, pero tras un cierto tiempo de residencia en el Tirreno.

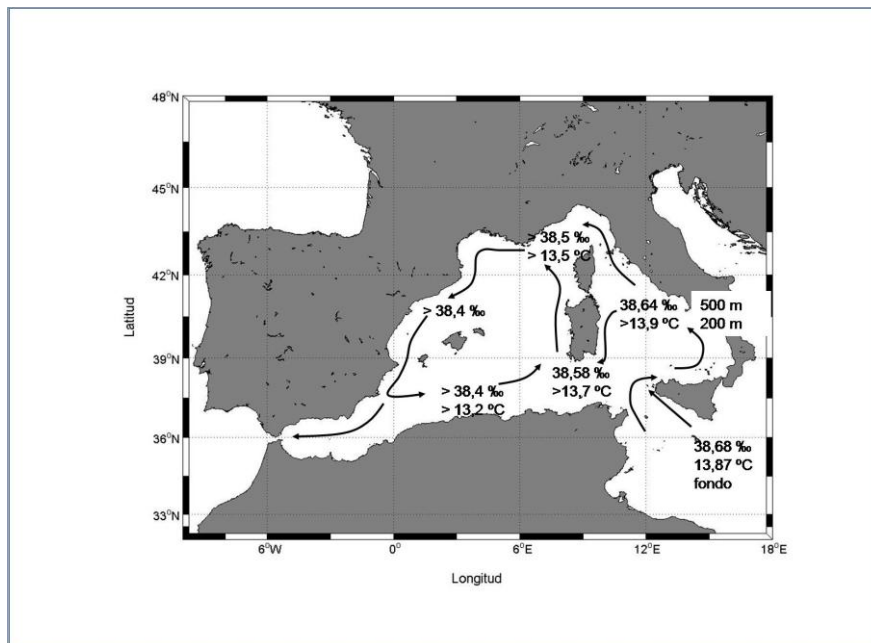


Figura 1.6. Esquema de circulación y valores de Temperatura y Salinidad en aguas intermedias del Mediterráneo Occidental (Nielsen, 1912)

Siguiendo con la evolución de las aguas intermedias, se aprecia que el máximo de salinidad que las caracteriza es mucho más débil ( $>38,4$  ‰,  $>13,2$  °C) a lo largo de la costa argelina que al norte y noroeste de Córcega. Este máximo, aunque muy debilitado, sigue apreciándose frente a las costas de Barcelona. De todas estas observaciones, Nielsen propone un esquema de circulación de las aguas intermedias como el mostrado en la figura 1.6.

En cuanto a las aguas profundas, en el Tirreno éstas presentan un mínimo ligeramente inferior a  $13,2$  °C en torno 1500-2000 m, para luego aumentar hasta el fondo. Como ya hemos explicado antes, esto se debe al efecto de la presión. En el fondo del Tirreno la temperatura es de unos  $13,3$  °C siendo la salinidad algo superior a los  $38,4$  a los 3000 m de profundidad. Estos valores corresponden a una temperatura potencial de  $12,83$  °C. En la cuenca balear, al sudeste de Menorca, el mínimo de temperatura se observa en torno a los 1000 m de profundidad con un valor de  $12,85$  °C aumentando con la profundidad hasta los  $13$  °C a 2000 m de profundidad. Nuevamente hacemos notar que este último valor de temperatura equivale aproximadamente a una temperatura potencial de  $12,7$  °C. Para estas profundidades la salinidad es muy homogénea con valores que varían entre  $38,35$  ‰ y  $38,38$  ‰.

Nielsen considera que estas aguas frías se producen al norte de la cuenca argelino-provenzal por el enfriamiento de las aguas superficiales que, primero alcanzan la densidad de las aguas intermedias. De esta forma se mezclan con ellas aumentando la salinidad de las aguas superficiales. Cuando con el transcurso del invierno continúa su enfriamiento llegan a alcanzar la temperatura y densidad de las aguas profundas homogeneizándose toda la columna de agua.

Para completar estos primeros datos históricos sobre la temperatura y salinidad de las aguas profundas del Mediterráneo (2000 m) podemos considerar los datos ofrecidos por Sverdrup (1942) a partir de las mismas observaciones de las expediciones del *Thor* y la expedición del buque danés *Dana* 1928-1930 (Tabla 1.1):

Tabla 1.1. Temperatura y salinidad de aguas profundas (Sverdrup, 1942)

Cuenca	Temperatura potencial (°C)	Salinidad(‰)
Argelino-provenzal	12,69	38,39
Tirreno	12,79	38,44
Jónico	13,25	38,65
Levantina	13,3	38,66

### 1.7 “The core method” (método del núcleo)

En la segunda mitad del siglo XX los trabajos de Wüst (1961) y Katz (1972) analizaron principalmente la evolución de las aguas intermedias originarias de la cuenca levantina. En dichos trabajos estas aguas ya reciben su denominación actual de Aguas Levantinas Intermedias (ALI). Según Wüst (1961), esta masa de agua se forma alrededor de la isla de Rodas cuando las aguas superficiales con una salinidad muy alta debido a la intensa evaporación (>39,2 ‰) se enfrían en invierno por causa de los fríos vientos continentales. De esta forma se llega a homogeneizar una capa de entre 100 y 200 m de espesor con valores de temperatura y salinidad en torno a 15,5°C y 39,1‰. Wüst recoge los datos de 600 estaciones oceanográficas realizadas en verano y 400 correspondientes a los meses de invierno y a partir de ellas presenta las distribuciones de salinidad y oxígeno a lo largo de una sección vertical que se extiende desde el extremo Este del Mediterráneo hasta el Estrecho de Gibraltar. La idea principal del método aplicado por este autor es que las propiedades de las aguas intermedias se irán diluyendo en la dirección en la que esta masa de agua avanza de forma similar a la representada en la figura 1.7.

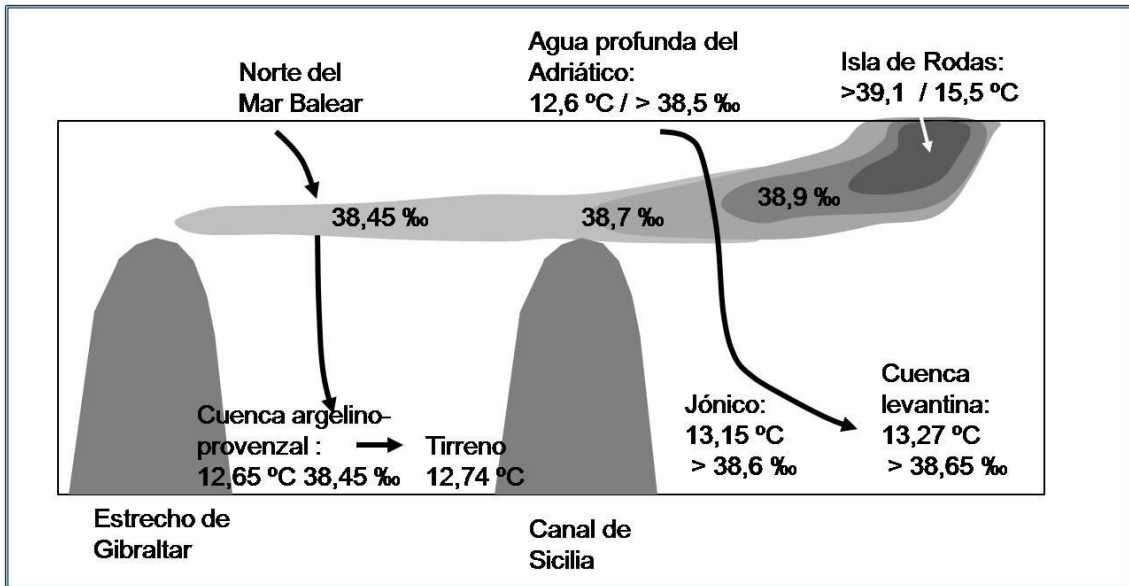


Figura 1.7. Modelo de Wüst (1961): distribución de Temperatura y Salinidad a lo largo de una sección vertical desde el extremo Oriental al Occidental del Mediterráneo.

Según el esquema propuesto por Wüst, el núcleo del ALI se hunde hasta 200 m de profundidad en el Mar Jónico con una salinidad de 38,9 ‰ y posteriormente atraviesa el Canal de Sicilia a una profundidad de 250 m y una salinidad de 38,7 ‰. Contrariamente a lo propuesto por Nielsen (1912), la mayor parte de esta masa de agua formaría una corriente a lo largo del talud continental de la costa norteafricana en dirección al Mar de Alborán. Wüst denomina a esta corriente “*Levantine Intermediate Current*” (corriente levantina intermedia). En el Mar de Alborán el núcleo del ALI tendría valores inferiores a 38,4 ‰.

En cuanto a las aguas profundas, en el sur del Mar Adriático se forma una masa de agua muy fría con valores de 12,6 °C de temperatura potencial y una salinidad algo mayor a 38,5 ‰. Esta agua fluye por el Estrecho de Otranto (en torno a 800m de profundidad máxima) y debido a su elevada densidad se hunde hasta el fondo del Mar Jónico. A medida que se hunde sufre una intensa mezcla con las aguas intermedias, lo que le confiere sus propiedades finales en el fondo del Mediterráneo oriental: 13,15 °C de temperatura potencial y más de 38,6 ‰ en el fondo del Mar Jónico y 13,27 °C de temperatura potencial y 38,65 ‰ de salinidad en la cuenca levantina.



Katz (1972) analiza una sección de estaciones oceanográficas que se extiende desde el Sudoeste de Sicilia hasta el Mar de Alborán aplicando el método del núcleo de forma similar a la de Wüst (1961). Katz muestra también como el ALI va diluyéndose progresivamente en su tránsito hacia el Estrecho de Gibraltar. Sin embargo consideran que este tipo de secciones oceanográficas no pueden esclarecer si el ALI tras superar la Isla de Sicilia entra en el Mar Tirreno o si prosigue directamente por el sur de Cerdeña para adentrarse en la cuenca argelino-provenzal. Más interesante es señalar que Katz identifica un mínimo de temperatura por encima del ALI. Esta capa que ya había sido citada por Nielsen (1912) tiene según Katz una profundidad entre 160 y 325 m, temperaturas en torno a los 12,65 °C y salinidades entre 38,1 ‰ y 38,3 ‰. Esta masa de agua es lo que posteriormente se conocerá como Agua Occidental Intermedia (AOI).

### 1.8 Resumiendo hasta principios de los años 1970

Lacombe y Tchernia (1972a) resumen la información disponible hasta ese momento, alguna de la cual ha sido referida ya en este capítulo, así como los trabajos de Tixeront (1970) sobre el Mar Negro y el balance hídrico de dicho mar y del Mediterráneo en su conjunto.

El agua atlántica que entra por el Estrecho de Gibraltar con una salinidad en torno a los 36,1 ‰ aumenta dicha salinidad en el Mar de Alborán hasta los 36,5 ‰. En esta época ya es conocido que, aunque la tendencia general de la circulación de las distintas masas de agua es ciclónica (antihoraria) debido a la rotación terrestre, existen algunas excepciones como un circuito de circulación anticiclónica en la parte occidental del Mar de Alborán con una contracorriente de agua atlántica dirigida hacia el Oeste a lo largo de la costa marroquí (Figura 1.8). Más tarde se sabría que en la parte oriental del Mar de Alborán suele producirse otra celda de circulación anticiclónica similar a ésta.



como a niveles intermedios entraría en el Mar Adriático a través de la parte más oriental del Estrecho de Otranto. La parte más septentrional de este mar recibe los aportes del río Po en Italia y de otros ríos que serían los responsables de una salida de agua superficial en la parte occidental del citado estrecho con valores de salinidad entorno a los 38 ‰.

En cuanto a la temperatura superficial que varía dependiendo de las diferentes zonas y la influencia de los vientos, en verano oscilaría entre los 22 °C y 26 °C. En invierno, los fríos y secos vientos continentales hacen descender la temperatura especialmente alrededor de la Isla de Rodas, donde se llega a homogeneizar una capa de entre 100 y 150 m de profundidad con temperatura potencial y salinidad de 15,7 °C y 39,1 ‰ (Agua Levantina Intermedia, ALI). Esta masa de agua fluye hacia el Oeste al mismo tiempo que se hunde hasta profundidades que van aumentando hacia el Oeste. En el norte del Mar Egeo la homogeneización de la columna de agua alcanza el fondo del mar (toda la columna de agua) siendo las propiedades de esta masa de agua de 12,55°C, 38,8 ‰. Igualmente en el sur del Mar Adriático se produce una mezcla invernal de toda la columna de agua formándose lo que se denomina Agua Profunda del Adriático (APA), con valores de 12,95 °C, 38,6 ‰. En estos primeros trabajos se puso de manifiesto que, aunque ocasionalmente el agua profunda del Egeo podría superar los umbrales existentes entre las islas al sur de este mar, la principal fuente del agua que ocupa las aguas profundas de la cuenca oriental era el APA. Esta masa de agua, tras fluir a través del umbral del Estrecho de Otranto, se mezclaría con el ALI alcanzando sus valores definitivos en torno a 13,3 °C de temperatura potencial y 38,65 ‰ de salinidad.

En cuanto a la circulación del ALI, Lacombe y Tchernia (1972), a partir de los trabajos de Wüst (1961), consideran que esta masa de agua, tras pasar al sur de Cerdeña, se bifurca. Una rama fluiría hacia el norte para unirse con la corriente que sale del Tirreno al norte de Córcega. Otra rama continuaría hacia el Oeste de forma más directa sobre el talud continental de Argelia (Figura 1.9).

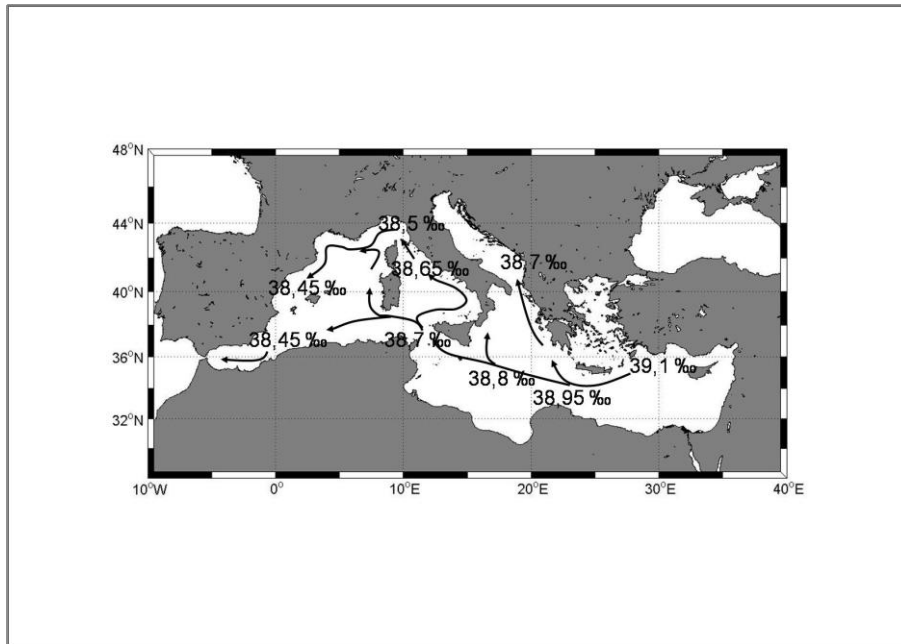


Figura 1.9. Esquema de circulación del Agua Levantina Intermedia (ALI) propuesto por Lacombe y Tchernia (1972)

Lacombe y Tchernia, al igual que los trabajos anteriores, establecen que el déficit hídrico del Mar Mediterráneo es el origen de esta circulación de aguas procedentes del Atlántico hacia el interior del Mediterráneo, su transformación en aguas de diferente salinidad, temperatura y densidad, y su posterior circulación hacia el Oeste hasta salir de nuevo a través del Estrecho de Gibraltar.

Ya vimos anteriormente, que si aceptamos que el volumen del Mediterráneo y su cantidad de sal permanecen constantes fruto de un estado de equilibrio, podemos calcular los volúmenes de agua intercambiado como:

$$V_a = \frac{S_m}{S_m - S_a} E_N \quad V_m = \frac{S_a}{S_m - S_a} E_N \quad [1.3] [1.4]$$

Como estos autores sí toman en consideración el intercambio neto de agua con el Mar Negro, a partir de los datos de Tixeront (1970):

$$E_N = E - G = E - V_{MN} - P - R \quad [1.6]$$

Donde  $V_{MN}$  representa el aporte neto desde el Mar Negro y  $G$  agrupa todos los términos que suponen ganancia de volumen de agua, es decir, el flujo neto desde el Mar Negro ( $V_{MN}$ ), más las lluvias ( $P$ ) y los aportes de ríos ( $R$ ). De esta forma, si conocemos el forzamiento que supone la climatología del Mediterráneo, así como la salinidad de las aguas entrantes y salientes a través de Gibraltar, podríamos determinar los volúmenes de agua intercambiados entre el Atlántico y el Mediterráneo. Como ya hemos mencionado, Lacombe y Tchernia toman los valores propuestos por Tixeront (1970). Tixeront estima los aportes de los ríos a partir de los datos de estaciones hidrométricas situadas cerca de las desembocaduras de dichos ríos. En los casos en que esta información no estaba disponible, estimaban el agua aportada por los ríos a partir de datos de precipitación en las cuencas de dichos ríos así como datos de evapotranspiración. Los aportes por lluvia sobre el mar se estimaban a partir de cartas pluviométricas realizadas a partir de datos de estaciones meteorológicas situadas en la costa o en islas y de observaciones directas realizadas por distintos navegantes. La evaporación fue estimada a partir de medidas realizadas en Túnez, considerándose este valor como un valor medio entre zonas con evaporación más y menos elevada. La figura 1.10 muestra, en  $\text{km}^3$  por año los valores propuestos en el citado trabajo.

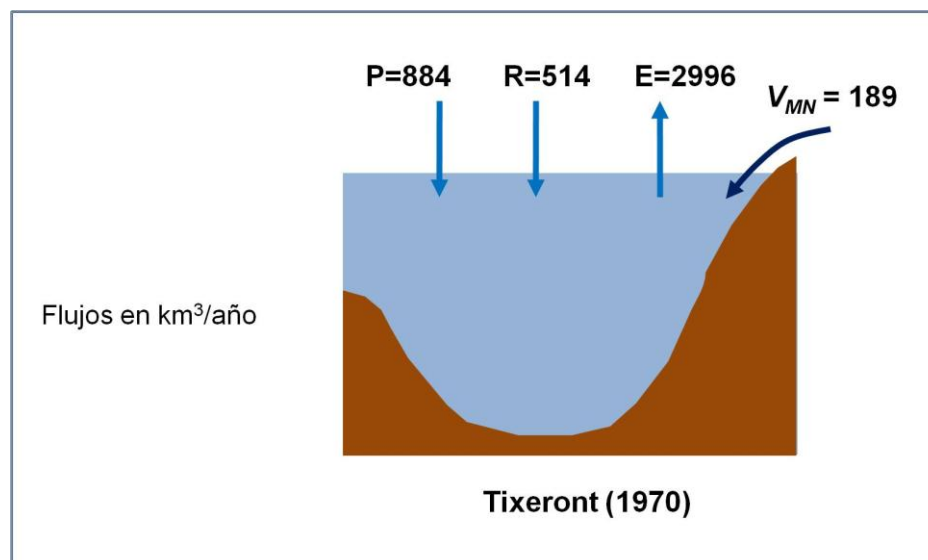


Figura 1.10. Valores de Precipitación (P), Evaporación (E), Aportes de ríos (R) y aporte del Mar Negro ( $V_{MN}$ ) propuestos por Tixeront (1970)

Sin embargo, Lacombe y Tchernia (1972b) consideran que los valores de evaporación son poco fiables. Asumiendo que se mantiene el equilibrio en el Mediterráneo, estos autores optan por medir el flujo de agua saliente mediante medidas directas de corriente en la parte occidental del Estrecho de Gibraltar (Lacombe et al., 1964). A partir de aquí, y de las medidas de salinidad del agua atlántica entrante y la mediterránea saliente, dejan como incógnita la evaporación en el Mediterráneo y el flujo de agua atlántica entrante.

Es sencillo demostrar a partir de las ecuaciones [1.3] [1.4] y [1.5] que:

$$V_a = V_m + \Delta V \quad [1.7]$$

$$\Delta V = E_N = E - V_{MN} - P - R \quad [1.8]$$

$$\Delta V = E_N = V_m \frac{S_m - S_a}{S_a} \quad [1.9]$$

Lacombe et al. (1964) consideran que la salinidad del agua atlántica es 36,15 ‰, y la del agua mediterránea 37,9 ‰. Sus medidas de corriente les permitieron estimar el flujo saliente como  $1,15 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  ( $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  es 1 Sverdrup, Sv), lo que representa  $36260 \text{ km}^3/\text{año}$ . Usando los valores representados en la figura 1.10 para el resto de variables, Lacombe y Tchernia (1972a) estiman que  $V_a = 38000 \text{ km}^3/\text{año}$ , y la evaporación sobre el Mediterráneo es de  $3327 \text{ km}^3/\text{año}$  (Figura 1.11).

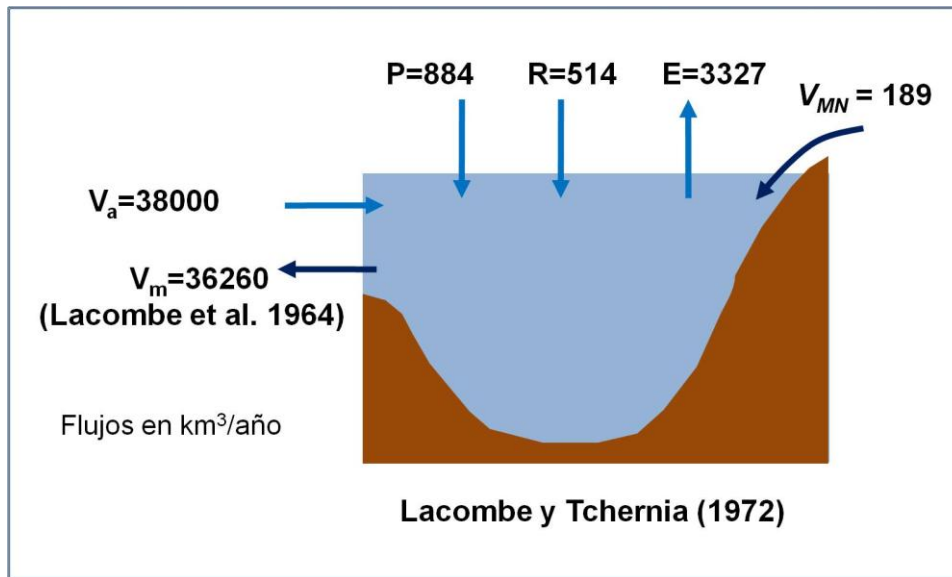


Figura 1.11. Valores de Precipitación (P), Evaporación (E), Aportes de ríos (R) y aporte del Mar Negro ( $V_{MN}$ ) propuestos por Lacombe y Tchernia (1972)

### 1.9 La circulación del Mediterráneo Occidental y la formación de aguas profundas a partir de los 70

Durante las décadas de los 60, 70 y 80 los objetivos principales de la investigación oceanográfica en el Mediterráneo eran conocer mejor los procesos que daban lugar a la formación de las distintas masas de agua del Mediterráneo, saber cuáles eran sus propiedades (temperatura, salinidad y densidad) y describir con mayor detalle su circulación. Con este propósito se desarrollaron numerosas campañas y proyectos científicos, como la campaña MEDOC-69, el Western Mediterranean Circulation Experiment (WMCE, desde Noviembre de 1985 a Marzo de 1987) en el Mediterráneo Occidental, o el Physical Oceanography of the Eastern Mediterranean (POEM) en el Mediterráneo Oriental. Estos proyectos supusieron un gran avance en nuestra comprensión de los procesos que gobiernan las masas de agua y su circulación en el Mar Mediterráneo y aportaron una gran cantidad de información. Sin embargo, en la época en la que se desarrollaron no se suponía que el Mediterráneo estuviera

sufriendo ningún tipo de cambio a largo plazo y por tanto, la recogida de datos no estaba orientada a la detección de tales cambios.

A partir de una campaña oceanográfica realizada a bordo del buque oceanográfico *Origny* en el invierno de 1963, Lacombe y Tchernia (1972b) identificaron la zona de la costa de la Riviera Francesa como la zona de formación de aguas profundas. Estos autores describen diferentes procesos que podrían originar masas de agua con propiedades distintas y que posteriormente ocuparían distintos niveles de profundidad.

En primer lugar, sobre la plataforma continental, debido a los fríos y secos vientos de origen continental que soplan en invierno en esta zona (Mistral y Tramontana), la temperatura superficial de las aguas descendería mucho, claramente por debajo de los 13 °C. Debido a que en la plataforma continental no se siente la influencia de las aguas intermedias (ALI), su salinidad sólo puede aumentar por el efecto de la intensa evaporación, pero no pueden producirse mezclas entre el agua superficial de origen atlántico y el ALI. De esta forma el agua de la plataforma se enfría por debajo de los 13 °C y adquiere una salinidad de entre 38 ‰ y 38,3 ‰, aumentando su densidad, lo que hace que esta agua fluya a lo largo de plataforma continental para hundirse hacia mar abierto. Sin embargo, debido a la baja salinidad de esta agua (si se compara con el ALI), su densidad no es suficiente como para que llegue a hundirse y mezclarse con el ALI, permaneciendo por encima de esta última. Esta masa de agua es denominada por Lacombe y Tchernia (1972b) como "agua de invierno de la Riviera" y a este proceso le llaman un "proceso de plataforma" (Figura 1.12). Posteriormente esta masa de agua recibirá el nombre de Agua Occidental Intermedia (AOI, Salat y Font, 1987; López-Jurado, 1990; López-Jurado et al., 1995; Pinot y Ganachaud, 1999; Vargas-Yáñez et al., 2012a).

Estos autores señalan que la zona de mar abierto al sur de la Riviera francesa se caracteriza por una circulación ciclónica, con la consiguiente elevación de las isopícnas en el centro de esta zona y la disminución de la estratificación de la columna de agua. Las aguas por encima del ALI de la capa intermedia, aún estando en mar abierto, podrían sufrir un proceso similar al de las aguas de plataforma, disminuyendo su temperatura y aumentando su salinidad por la acción del Mistral y la Tramontana,



pero sin llegar a alcanzar la densidad del ALI situada por debajo de ella. En tal caso ambas masas de agua no se mezclarían y el agua de invierno de la Riviera se deslizaría sobre el ALI para hundirse hasta su profundidad de equilibrio de forma similar a lo que hacía a lo largo de la plataforma continental. Estos autores denominan a este proceso de "plataforma virtual" (figura 1.12). Tanto en este proceso de plataforma virtual como el propio proceso de formación de aguas en plataforma, cuando el agua no llega a adquirir la densidad necesaria para mezclarse con el ALI, se forma un nuevo tipo de masa de agua que recibe el nombre de Agua Occidental Intermedia (AOI)

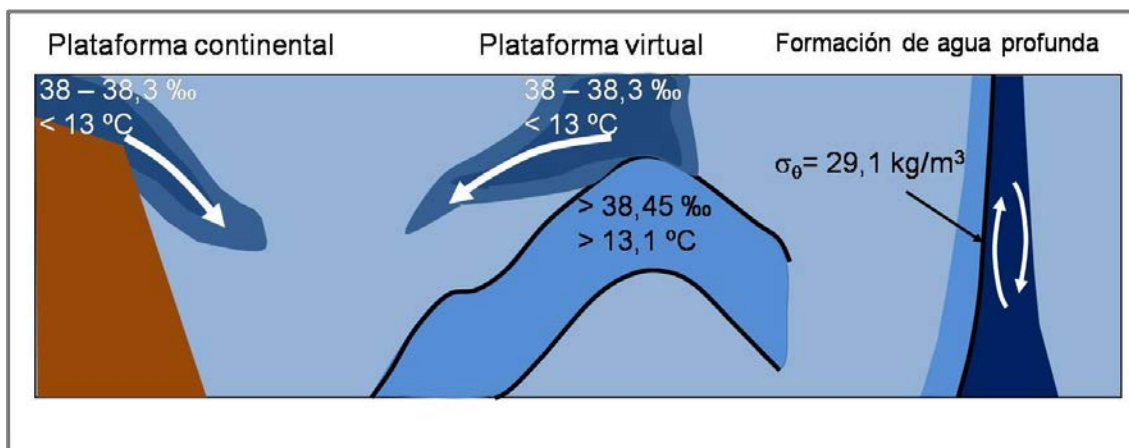


Figura 1.12. Proceso de plataforma virtual descrito por Lacombe y Tchernia, 1972

Finalmente, la formación de aguas profundas se produciría en mar abierto, a lo largo de la zona de circulación ciclónica que ocupa esta región del Mediterráneo, pero, principalmente, en los alrededores del centro de esta celda de circulación ciclónica, en torno a los  $42 \text{ ° N}$ ,  $5 \text{ ° E}$  (Figura 1.13). Al estudio de este proceso se dedicó una campaña durante el invierno de 1969 con el esfuerzo de numerosos grupos de investigación y cuatro buques oceanográficos: Campaña MEDOC. Los trabajos realizados por el también llamado grupo MEDOC incluyeron tanto trabajos descriptivos (Anati y Stommel, 1970; Stommel, 1972) como modelos sobre la formación de aguas profundas (Anati, 1971) a partir de los trabajos de Kraus y Turner (1967) sobre el desarrollo de la capa de mezcla.

Los trabajos del grupo MEDOC (MEDOC Group, 1970; Voorhis y Webb, 1970; Anati, 1971; Anati y Stommel, 1970; Stommel, 1972) mostraron que la formación de

aguas profundas en el Mediterráneo Occidental podía considerarse compuesta de tres fases: *Fase de acondicionamiento*, *fase de mezcla violenta*, y *fase de expansión* (*preconditioning phase*, *violent mixing*, *spreading phase* en la bibliografía inglesa).

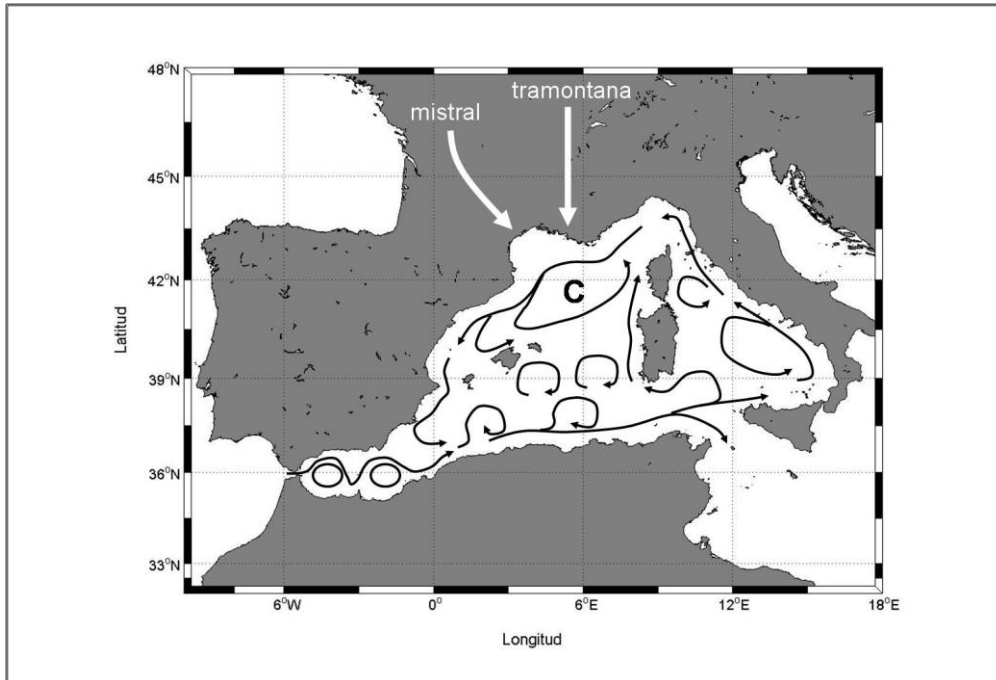


Figura 1.13. Zona de circulación ciclónica (C) donde se produce la formación de aguas profundas

Durante la primera fase, los fríos y secos vientos continentales reducirían la temperatura de las capas superficiales de agua atlántica, al mismo tiempo que aumentaría su salinidad por efecto de la intensa evaporación y por la mezcla de las capas más superficiales con las aguas situadas por debajo de la superficie. Estas mezclas están también favorecidas por la baja estratificación asociada a la parte central de la celda de circulación ciclónica. Las temperaturas pueden estar en un rango de 12,4 °C a 12,77 °C y las salinidades entre 38,25 ‰ y 38,36 ‰. La densidad potencial alcanza valores de 29,05 y 29,07 kg/m<sup>3</sup>. Al alcanzar esta densidad, propia del ALL, se produce una mezcla de entre 500 y 600 m de espesor. Ésta sería la primera fase o *fase de acondicionamiento*. Durante esta fase, debido a este proceso de mezcla, desaparece la capa de agua intermedia, caracterizada por el máximo de salinidad entre 200 y 400m de profundidad. Al mismo tiempo la temperatura de la capa superficial aumenta, ya que toma calor del agua intermedia. Con el transcurso del

invierno y la irrupción de sucesivas tormentas, esta agua sigue enfriándose hasta alcanzar la densidad potencial de las aguas profundas  $29,1 \text{ kg/m}^3$ . En tal caso se produce una homogeneización de toda la columna de agua, con valores típicos de  $12,7 \text{ }^\circ\text{C}$  de temperatura potencial y salinidad de  $38,415 \text{ ‰}$ . Esta fase se denomina de *mezcla violenta* y en ella se producen velocidades verticales ascendentes y descendentes que producen la citada mezcla (Voorhis y Webb, 1970).

En cuanto a la circulación general del Mediterráneo, estas décadas mostraron que la corriente de agua atlántica tenía una estructura más compleja de lo que se había supuesto a partir de los trabajos realizados a finales del siglo XIX y durante la primera mitad del siglo XX. En el Mar de Alborán, no sólo la parte occidental estaba ocupada frecuentemente por una celda de circulación anticiclónica. Este fenómeno era igualmente frecuente en la parte oriental de Alborán, entre el Cabo Tres Forcas, en la costa marroquí, y Orán, en la costa argelina. El uso de imágenes térmicas tomadas mediante radiómetros desde satélites permitió comprobar que estas estructuras tenían una alta variabilidad temporal, pudiendo aparecer y desaparecer, o ser sustituidas por celdas de circulación ciclónica (Heburn y La Violette, 1990; Vargas-Yáñez et al., 2002).

La corriente argelina, formada por el agua atlántica en su progresión hacia el Este a lo largo del talud continental argelino se reveló como una estructura inestable. Giros anticiclónicos y ciclónicos se desarrollan a lo largo de la corriente, siendo capaces de aportar aguas de baja salinidad al interior de la cuenca argelino-provenzal (Millot, 1987; Millot, 1999). Parte de esta corriente, como ya era conocido, entra en el Mediterráneo Oriental a través del Estrecho de Sicilia, mientras que otra rama entra en el Mar Tirreno. En este mar la circulación también es más compleja de lo que se consideraba en los primeros estudios (Astraldi y Gasparini, 1994). Una parte de la corriente atlántica que entra en el Tirreno recircula saliendo por la costa sur de Cerdeña para luego seguir hacia el norte a lo largo de las costas occidentales de Cerdeña y Córcega. En el interior del Tirreno se alternan distintas áreas de circulación ciclónica (en la parte central) y junto al Estrecho de Bonifacio, entre Cerdeña y Córcega. Finalmente parte de esta agua atlántica sale a través del Canal de Córcega. No obstante, Astraldi y Gasparini (1994) señalan que esta circulación presenta una cierta variabilidad estacional, de tal forma que la corriente que pasa al norte entre Córcega e Italia se intensifica en invierno, siendo casi inexistente en verano.

En el caso del Mediterráneo Oriental el proyecto POEM (Physical Oceanography of the Eastern Mediterranean) supuso un importante avance en la comprensión de la circulación y los procesos de formación de masas de agua en este área geográfica (Figura 1.14). Diversos trabajos muestran que, al igual que ocurría en el Mediterráneo Occidental, la circulación es más compleja de lo que se suponía.

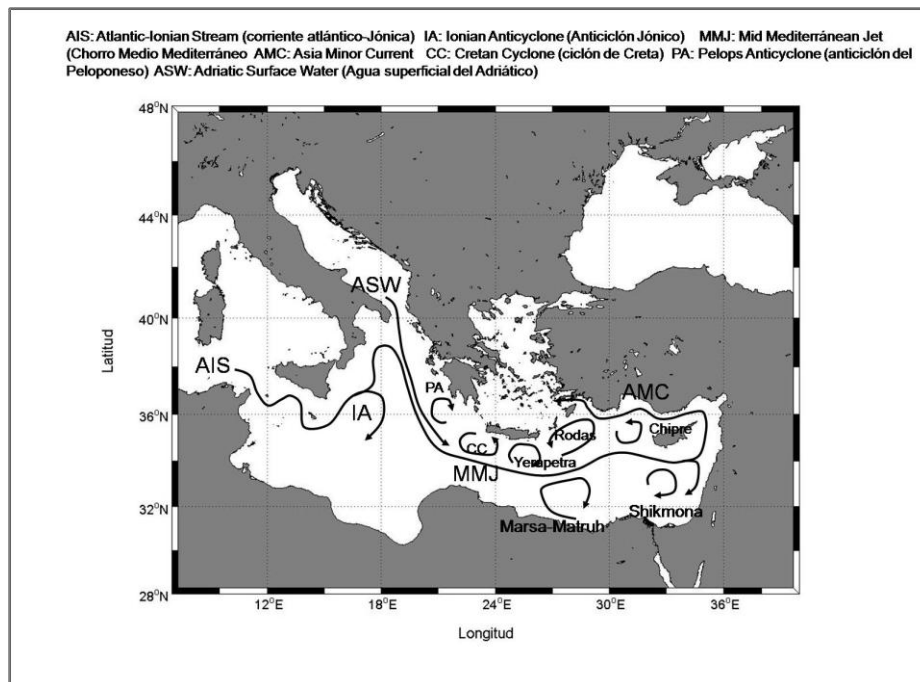


Figura 1.14. Esquema de la circulación y masas de agua en el Mediterráneo Oriental

La corriente de agua atlántica que entra en el Mediterráneo Oriental a través del canal de Sicilia describe un giro anticiclónico en el Mar Jónico para luego continuar hacia el Este formando el Chorro Central Mediterráneo (Mid Mediterranean Jet, MMJ, en la literatura inglesa). Esta corriente completa un circuito ciclónico debido a la rotación terrestre, tal y como ya habían apuntado los autores de principios del siglo XX. La continuación de esta corriente a lo largo de la costa turca recibe el nombre de corriente de Asia Menor. Tanto el chorro central mediterráneo como la corriente de Asia Menor describen continuos giros ciclónicos y anticiclónicos como son los de Marsa-Matruh, Shikmona, Chipre, Rodas, Yeropetra, Creta o del Peloponeso.

### 1.10 Tasas de formación de aguas intermedias y profundas

Aunque cada año puede ser distinto, en promedio cada año sale una cierta cantidad de agua intermedia y profunda de la cuenca oriental hacia la occidental, e igualmente sale una cierta cantidad de agua intermedia y profunda desde el Mediterráneo Occidental hacia el Atlántico a través del Estrecho de Gibraltar. Si aceptamos que las propiedades de temperatura de cada masa de agua y los volúmenes ocupados por las mismas permanece, en promedio, estables con el paso de los años (veremos más adelante que no es así), debe existir un equilibrio entre los flujos de estas masas de agua a través de los canales de Sicilia y Gibraltar y los volúmenes de esas masas de agua que se forman anualmente, es decir, los volúmenes de agua que cada año adquieren las propiedades de temperatura y salinidad que las caracterizan.

Sin embargo la estimación directa de las tasas de formación de las distintas masas de agua es algo muy difícil, por no decir imposible. Los diferentes estudios dedicados a la observación de estos procesos de formación durante los meses de invierno (MEDOC Group, 1970, Anati y Stommel, 1970, Lacombe y Tchernia, 1972b; Sankey, 1973; POEM Group, 1992) muestran que el proceso de mezcla violenta en el que se homogeniza toda la columna de agua, se produce sobre "chimeneas" de apenas 1 km de diámetro y profundidad variable dependiendo de la severidad del invierno. La estimación del volumen formado es por tanto difícil, más si tenemos en cuenta que parte de esta columna de agua homogénea que posteriormente se hunde y extiende siendo cubierta por nuevas aguas superficiales cálidas, está formada por aguas profundas ya existentes (no de nueva formación). En algunos trabajos los volúmenes de agua formados se han estimado comparando los volúmenes de aguas de determinada densidad antes y después del invierno (Artegiani et al., 1997), o a partir de flujos de distintas masas de agua a través del Estrecho de Otranto (Gačić et al., 1996). En otros casos se han utilizado modelos numéricos (Anati, 1971; Lascaratos et al., 1993; Lascaratos et al., 1999; Mantziafou et al., 2008), y en otros, trazadores tales como fluoroclorocarbonos y tritio (Roether y Schlitzer, 1991).

De acuerdo con estos trabajos podemos estimar que el volumen de Agua Profunda del Mediterráneo Occidental (APMOc) que se forma cada año es en promedio de 0,3 Sv ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ ), lo que supone unos 9461 km<sup>3</sup>/año. La tasa de formación de Agua Profunda del Adriático (APA) estaría igualmente en torno a los 0,3 Sv, mientras que la formación de Agua Levantina Intermedia (ALI) estaría en torno a 1 Sv (31536 km<sup>3</sup>/año).

### 1.11 El forzamiento climático

Con todo lo expuesto hasta este momento, queda claro que la circulación del Mediterráneo, así como sus características de temperatura, salinidad, densidad y concentraciones de oxígeno (entre otras) están determinadas por las condiciones climatológicas, entendiéndose como tales: los aportes de los ríos, el agua dulce intercambiada por medio de las precipitaciones y la evaporación y los flujos de calor intercambiados entre la atmósfera y el mar a través de la superficie de éste. Todos estos factores determinan el déficit hídrico del Mediterráneo, y en consecuencia el volumen de agua neto que el flujo a través de Gibraltar debe aportar al Mediterráneo para mantener un estado de equilibrio. Por otra parte los flujos de calor y la evaporación neta determinan la densidad del agua mediterránea. Estos factores, junto con la geometría del Estrecho de Gibraltar deben, en principio, determinar los volúmenes de agua intercambiados entre el Mediterráneo y el Atlántico, y por tanto, la intensidad de la circulación termohalina del Mediterráneo.

#### a) Aportes de ríos

Una de las primeras estimaciones es la de Nielsen, quien basándose en datos de estaciones hidrométricas sobre los principales ríos que desembocan en el Mediterráneo, estimó que el aporte era de 900 km<sup>3</sup>/año. Sverdrup (1942) cita los trabajos de Schott (1915) para considerar un valor de 230 km<sup>3</sup>/año. Tixeront (1970) utiliza datos de estaciones hidrométricas cuando es posible, y en los casos en que no existen tales estaciones estima el aporte de los ríos a partir de las lluvias sobre la cuenca de dicho río y el uso de una ecuación que considera el efecto de la evaporación sobre la cuenca. De esta forma estima un aporte de 16000 m<sup>3</sup>/s para el

Mediterráneo, equivalente a  $505 \text{ km}^3/\text{año}$ , y para el Mar Negro  $12657 \text{ m}^3/\text{s}$ , es decir,  $399 \text{ km}^3/\text{año}$ .

Tixeront no ofrece valores separados para el Mediterráneo Occidental y Oriental, pero sí para las diferentes cuencas hidrográficas (ver tabla en la página 232 del citado trabajo). A partir de esta tabla podemos calcular que el aporte de agua dulce debida a los ríos es de  $3694 \text{ m}^3/\text{s}$  en el Mediterráneo Occidental, y de  $12573 \text{ m}^3/\text{s}$  en el Oriental ( $116,5 \text{ km}^3/\text{año}$  y  $396,5 \text{ km}^3/\text{año}$  respectivamente).

Datos más recientes son presentados por Boukthir y Barnier (2000) quienes obtienen una climatología para el ciclo anual de las descargas de los ríos en el Mediterráneo. El valor medio anual para todo el Mediterráneo es de  $11 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$  ( $347 \text{ km}^3/\text{año}$ ). Estos resultados están basados en estaciones hidrométricas sobre 144 ríos entre 1974 y 1994, si bien estos autores advierten de que los datos correspondientes a cada río pueden ser de distintos periodos. Tampoco se ofrece en este trabajo una separación entre las cuencas occidental y oriental.

Struglia et al. (2004) analizan datos de 67 ríos (usando siempre la estación más próxima a la desembocadura) y estiman para todo el Mediterráneo un aporte de  $8.1 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ , aunque dicen que, debido a la escasez de datos en algunas zonas esta cifra podría ascender hasta  $10,4 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ . Los ríos que más contribuyen a este flujo de agua dulce son el Ródano, Po y Nilo con 1700, 1500 y 1200  $\text{m}^3/\text{s}$ . En consecuencia, basándonos en este trabajo podríamos establecer el aporte anual de agua dulce por los ríos entre  $255$  y  $328 \text{ km}^3/\text{año}$ . Estos autores aportan datos para algunas cuencas concretas, como el Golfo de León, el Egeo y el Adriático, pero no para la cuenca occidental y oriental por separado. También hay que señalar que los datos usados tanto por Struglia et al. (2004) como por Boutkir y Barnier (2000) son posteriores al represamiento del Nilo. Según Bethoux (1984) los aportes de este río al Mediterráneo se redujeron en un 42 % tras el cierre de la gran presa de Asuán en 1964.

Tal vez uno de los análisis más completos acerca del aporte de los ríos en el Mediterráneo sea el realizado por Ludwig et al. (2009). En su análisis basado en la recopilación de numerosas fuentes de datos, estiman que las descargas al

Mediterráneo Occidental en el periodo 1960-1969 fueron de 131 km<sup>3</sup>/año, y de 256 km<sup>3</sup>/año para el Mediterráneo Oriental, con un total de 387 km<sup>3</sup>/año para todo el Mediterráneo. Para el periodo 1991-2000 los valores para la cuenca occidental, oriental y todo el Mediterráneo son: 112, 217 y 329 km<sup>3</sup>/año. Estos autores realizan una exhaustiva revisión bibliográfica (ver tabla 2 en Ludwig et al., 2009). Los valores para el Mediterráneo Occidental oscilan entre 146 y 188 km<sup>3</sup>/año, y en el Mediterráneo Oriental entre 291 y 593 km<sup>3</sup>/año. Para el Mediterráneo en su conjunto los valores mínimos y máximos según los diferentes trabajos analizados son 440 y 737 km<sup>3</sup>/año.

De esta revisión bibliográfica se desprende que los valores disponibles para los aportes de agua dulce para las dos cuencas mediterráneas (occidental y oriental) y para este mar en su conjunto, son muy dispares. Si consideramos en cada caso el valor más bajo y el más alto aparecidos en la literatura científica, podríamos decir que los aportes de los ríos que desembocan en la cuenca occidental están entre 112 km<sup>3</sup>/año y 188 km<sup>3</sup>/año. Los aportes a la cuenca oriental entre 217 km<sup>3</sup>/año y 593 km<sup>3</sup>/año. Y los aportes al Mediterráneo en su conjunto entre 230 km<sup>3</sup>/año y 900 km<sup>3</sup>/año. La figura 1.15 esquematiza estos rangos y la incertidumbre en la que nos movemos e indica los principales ríos del Mediterráneo.

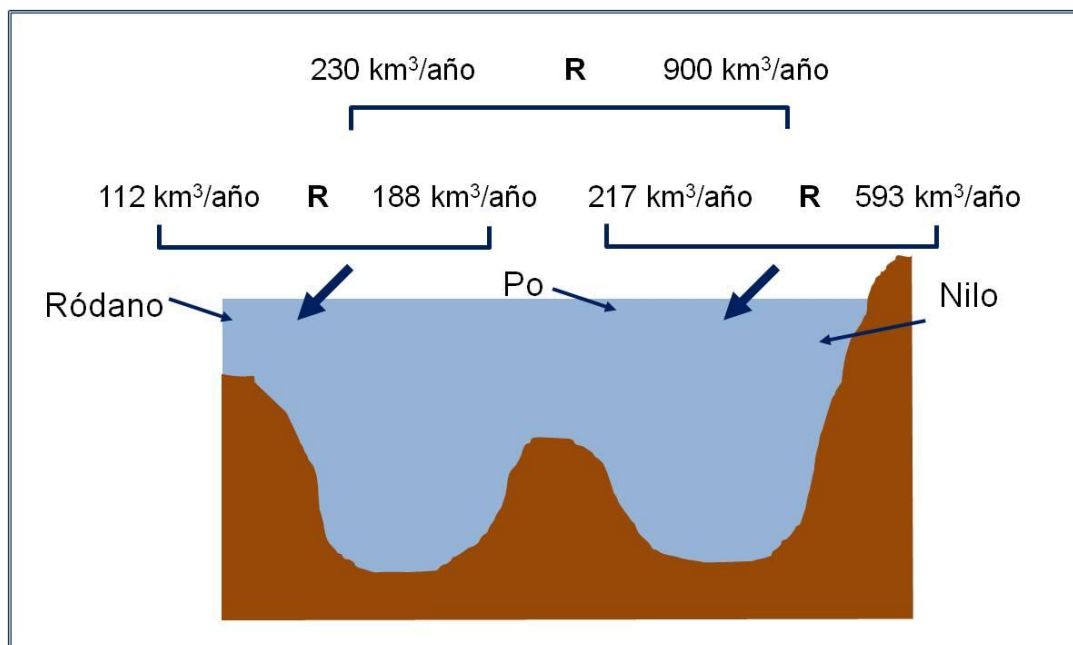


Figura 1.15. Rangos de variación de aportes de los ríos en las cuencas occidental y oriental (Km<sup>3</sup>/año)



## b) Evaporación y precipitación

Los primeros datos sobre estas variables se obtuvieron a partir de valores de pluviosidad y evaporación sobre estaciones costeras. De esta forma Nielsen (1912) considera valores de evaporación y precipitación de 5194 km<sup>3</sup>/año y 1335 km<sup>3</sup>/año. Los valores que aporta Sverdrup (1942) son los obtenidos por Schott (1915): 3639 km<sup>3</sup>/año y 997 km<sup>3</sup>/año.

Bethoux (1979) no hace medidas o estimaciones directas de la evaporación o las precipitaciones sobre el Mediterráneo, sino que realiza cálculos a partir de los flujos de agua intercambiados entre el Mediterráneo y el océano Atlántico y entre las cuencas occidental y oriental del propio Mediterráneo. De forma resumida, lo que hace Bethoux es estimar los flujos intercambiados a partir de las ecuaciones de conservación del calor, sal y volumen, y estimando los flujos de aguas profundas a partir de una fórmula propuesta por Kullenberg (1953) que considera estos flujos proporcionales a la diferencia de densidad entre las aguas mediterráneas y atlánticas. De esta forma Bethoux estima que la evaporación neta en el Mediterráneo Occidental ( $E - P - R$ ) debe ser de 0,84 m/año. Si se considera que el Mediterráneo Occidental tiene una superficie de  $0,85 \times 10^{12}$  m<sup>2</sup>, esto supone una evaporación neta de 714 km<sup>3</sup>/año. En el caso del Mediterráneo Oriental, los valores obtenidos por el mismo procedimiento son:  $E - P - R = 1,08$  m/año, es decir, 1782 km<sup>3</sup>/año (tomando su superficie como  $1,65 \times 10^{12}$  m<sup>2</sup>). Para todo el Mediterráneo, con una superficie de  $2,5 \times 10^{12}$  m<sup>2</sup>, la evaporación neta es de 2496 km<sup>3</sup>/año, prácticamente 1 m/año. Bethoux (1980) muestra valores de  $E - P$  para diferentes cuencas del Mediterráneo, pero los valores para el Mediterráneo Oriental, Occidental y todo el conjunto son los mismos que los ofrecidos en su trabajo de 1979.

Boukthir y Barnier (2000) usan datos de reanálisis del European Centre for Medium Weather Forecast para un periodo de 15 años (1979-1993). Estos datos incluyen predicciones de modelos numéricos combinados con observaciones. Los resultados de estos autores muestran una evaporación para todo el Mediterráneo de 920 mm/año, y una precipitación de 330 mm/año. Nuevamente, si consideramos una

superficie del Mediterráneo de  $2,5 \times 10^{12} \text{ m}^2$ , suponen  $2300 \text{ km}^3/\text{año}$  y  $825 \text{ km}^3/\text{año}$ . Por tanto,  $E - P$  sería de  $0,59 \text{ m/año}$  ó  $1475 \text{ km}^3/\text{año}$ .

Criado-Aldeanueva et al. (2012) analizan datos de calor y flujos de agua dulce en el Mediterráneo a partir de los datos del proyecto de reanálisis del "National Center for Environmental Prediction- National Centre for Atmospheric Research" desde 1948 a 2009 (NCEP/NCAR). También analizan los datos de precipitaciones del "Climate Prediction Centre Merged Analysis Project" desde 1979 a 2009 (CMAP). Estos autores obtienen un valor medio anual para la evaporación sobre todo el Mediterráneo de  $1186 \text{ mm/año}$ , es decir,  $2965 \text{ km}^3/\text{año}$ . Para el Mediterráneo Occidental y Oriental los valores obtenidos son:  $1011 \text{ mm/año}$  y  $1296 \text{ mm/año}$ . Si tomamos como superficies de ambas cuencas  $0,85 \times 10^{12}$  y  $1,65 \times 10^{12} \text{ m}^2$ , el volumen evaporado cada año es de  $859 \text{ km}^3/\text{año}$  y  $2138 \text{ km}^3/\text{año}$ . Según se usen los datos del NCEP o del CMAP los valores anuales de precipitación varían según estos autores para todo el Mediterráneo entre  $506$  y  $469 \text{ mm/año}$  ( $1265 - 1173 \text{ km}^3/\text{año}$ ). Para la cuenca occidental variaría entre  $517$  y  $527 \text{ mm/año}$  ( $440 - 448 \text{ km}^3/\text{año}$ ) y para la oriental entre  $442$  y  $491 \text{ mm/año}$  ( $729 - 810 \text{ km}^3/\text{año}$ ). Nuevamente esquematizamos en la figura 1.16 el rango de valores que pueden encontrarse en la literatura para estas dos variable: Evaporación anual media (E) y precipitación anual media (P).

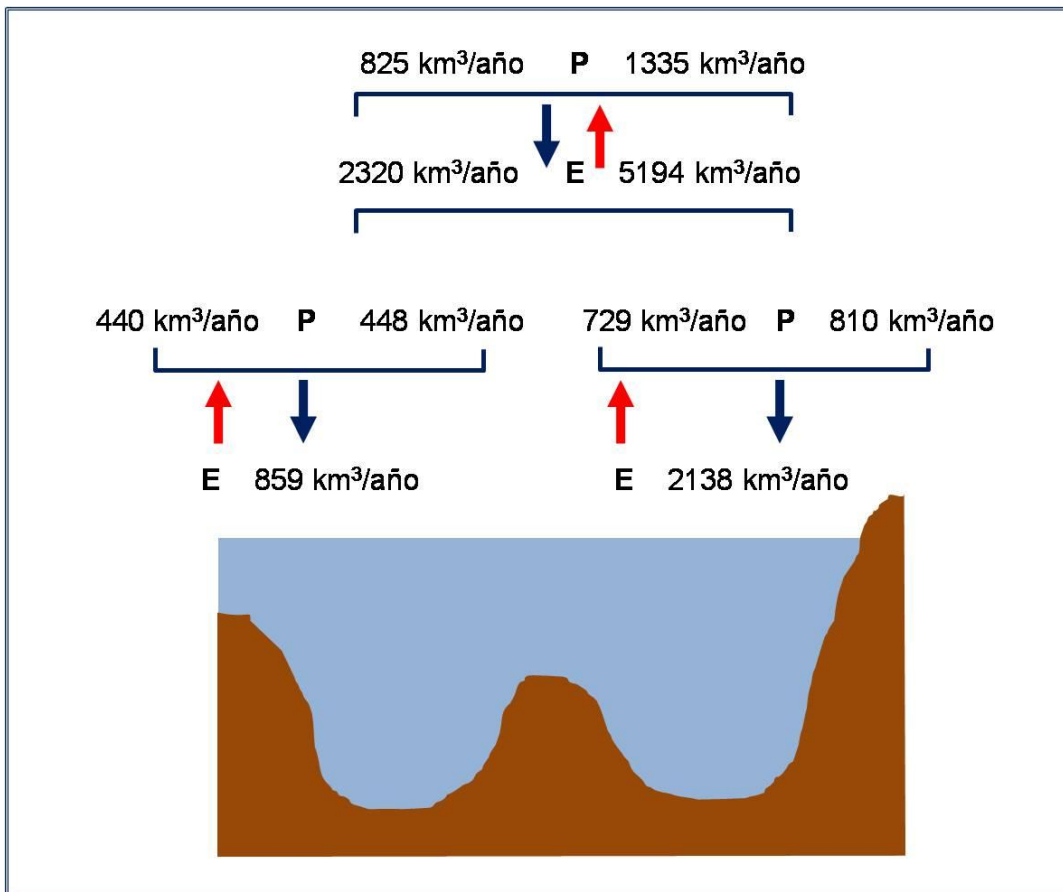


Figura 1.16. Rangos de variación de aportes de Evaporación anual media (E) y Precipitación anual media (P) en las cuencas occidental y oriental (Km³/año)

Para cerrar el balance de volumen del Mediterráneo debemos considerar el intercambio de agua con el Mar Negro a través del Estrecho de Dardanelos. Defant (1961) en la página 517 de su primer volumen cita un trabajo de 1928 de Möller, al cual no hemos podido tener acceso. Según este autor, el agua que fluye en superficie hacia el Mediterráneo procedente del Mar Negro tiene un caudal de 591 km³/año, mientras que el agua que entra en profundidad en el Mar Negro tiene un caudal de 386 km³/año. En consecuencia el flujo neto sería de 205 km³/año. Tixeront (1970) tras realizar un balance completo para el Mar Negro, incluyendo los aportes de ríos, la lluvia, evaporación y el intercambio con el Mediterráneo a través del Estrecho de Dardanelos, estima el flujo neto en 6000 m³/s, es decir, 190 km³/año. Lacombe et al. (1981) estiman el flujo de entrada en el Mediterráneo en 400 km³/año, y el de salida del Mediterráneo hacia el Mar Negro en 200 km³/año, siendo por tanto el flujo neto de

200 km<sup>3</sup>/año. Finalmente, Ozsoy y Ünlüata (1997) estiman los flujos superficiales y profundos en 1180 km<sup>3</sup>/año y 880 km<sup>3</sup>/año, siendo el flujo neto de 300 km<sup>3</sup>/año.

### c) Flujos de calor

El último de los elementos que determinan el clima del Mar Mediterráneo son los flujos de calor intercambiados entre la superficie del mar y la atmósfera. Estos flujos de calor junto con los flujos de agua dulce y los aportes de ríos, así como las restricciones que impone el Estrecho de Gibraltar, determinan el intercambio de agua, sal y calor entre el Atlántico y el Mediterráneo. Finalmente, los flujos de calor y agua tanto a través de la superficie del mar como a través del Estrecho de Gibraltar proporcionan el balance global de este mar. Si los términos que suponen ganancia de calor, sal y agua igualan a largo plazo los términos que suponen pérdidas, el Mediterráneo se mantendrá en un estado estacionario. De lo contrario se producirán cambios los cuales se traducirán en variaciones en la temperatura y salinidad del mismo, así como en los caudales intercambiados a través del Estrecho de Gibraltar.

Desde los primeros trabajos oceanográficos realizados en el Mediterráneo (Nielsen, 1912; Sverdrup, 1942) se ha considerado que, aunque existe una variabilidad interanual en el forzamiento meteorológico y en la respuesta a éste por parte del Mediterráneo, a largo plazo se mantenía un equilibrio. De esta forma los primeros estudios encaminados a estudiar los flujos de calor en el Mediterráneo tomaban como premisa que el calor intercambiado en el Mediterráneo a través de su superficie debido a la radiación de onda corta recibida del sol, la radiación emitida de onda larga y los calores latentes (evaporación) y sensible (conducción), deberían arrojar un balance negativo igual al calor recibido por advección a través del Estrecho de Gibraltar. Si llamamos  $Q_N$  al calor neto absorbido por el Mediterráneo,  $Q_a$  al flujo neto de calor a través de Gibraltar,  $Q_s$  la radiación solar de onda corta,  $Q_r$  radiación de onda larga emitida por el mar,  $Q_e$  calor latente de evaporación y  $Q_c$  al calor sensible transferido por conducción, el balance neto puede escribirse como:

$$Q_N = Q_s + Q_r + Q_e + Q_c + Q_a = 0 \quad [1.10]$$

El criterio de signos seguido en todo este trabajo será considerar como positivo el calor absorbido y negativo el calor cedido.

Bethoux (1979) considera este equilibrio para los flujos de calor y toma la advección de calor (a través del Estrecho más el calor aportado por el agua de lluvia, ríos y el agua evaporada) como

$$Q_a = \rho c_p [V_e T_e - V_s T_s] \quad [1.11]$$

$V_e$ ,  $T_e$  y  $V_s$ ,  $T_s$  son los volúmenes y temperatura del agua de entrada y de salida respectivamente.  $\rho$  es la densidad del agua del mar y  $c_p$  el calor específico. Si expresamos estos volúmenes en  $\text{m}^3/\text{s}$  tendremos flujos de calor en Julios (J) por segundo. Si los expresamos como metros cúbicos por año tendremos el calor absorbido en J/año. Bethoux (1979) también considera un equilibrio para el volumen del Mediterráneo así como para la cantidad total de sal. Dichas condiciones de equilibrio se expresan mediante las expresiones

$$V_e + P + R = V_s + E \quad [1.12]$$

$$V_e S_e = V_s S_s \quad [1.13]$$

$S_e$ ,  $S_s$  son las salinidades del agua de entrada y salida.

Bethoux sigue el modelo de Kullenberg (1953) que toma el flujo de agua de salida como proporcional a la diferencia de densidad entre el agua entrante y saliente:

$$V_s^2 = k[\sigma_{t,s} - \sigma_{t,e}] \quad [1.14]$$

Siendo  $k$  una constante que depende de la geometría del Estrecho de Gibraltar y que Bethoux toma como  $1.4 \times 10^{12} \text{ m}^6/\text{s}$ .

Estas cinco ecuaciones más una ecuación de estado del agua de mar que relacione los valores de  $\sigma$ - $t$  del agua de entrada y salida con sus respectivos valores de temperatura y salinidad nos proporciona un conjunto de seis ecuaciones con las incógnitas  $Q_a$ ,  $V_e$ ,  $V_s$ ,  $T_e$ ,  $T_s$ ,  $S_e$ ,  $S_s$ , E-P-R. Estas ecuaciones nos ofrecen dos posibilidades. Una es medir el forzamiento atmosférico, es decir, los flujos de calor intercambiados a través de la superficie del mar, lo que nos proporciona a través de la ecuación (1.10) el término  $Q_a$ , así como la evaporación neta (E-P-R). Igualmente debemos medir las condiciones de contorno, o sea,  $T_e$ ,  $S_e$ . Esto nos permitiría obtener los volúmenes de agua intercambiados así como las propiedades del agua saliente, es decir, del agua mediterránea ( $T_s$ ,  $S_s$ ). La otra posibilidad, que es la que sigue Bethoux en su trabajo, es medir tanto las propiedades del agua entrante como saliente, y a partir de ahí obtener los valores de  $Q_a$ ,  $V_e$ ,  $V_s$ , E-P-R. Concretamente Bethoux toma los valores  $S_e = 36.2 \text{ ‰}$ ,  $T_e = 15.4 \text{ °C}$ ,  $S_s = 37.9 \text{ ‰}$ ,  $T_s = 13 \text{ °C}$  y obtiene  $V_e = 1,69 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ ,  $V_s = 1,61 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  y un valor de  $Q_a = 67 \times 10^{19} \text{ J/año}$ , lo que sería equivalente a un flujo a través de la superficie del Mediterráneo de  $8,5 \text{ W/m}^2$ . Bethoux aplica el mismo conjunto de ecuaciones al intercambio entre las cuencas occidental y oriental de Mediterráneo. Tomando como temperatura del agua entrante (Agua Atlántica)  $T_e = 16.2 \text{ °C}$  y agua saliente  $T_s = 14.1 \text{ °C}$  (Agua Levantina Intermedia), obtienen un flujo de entrada de  $1,27 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ , de salida  $V_s = 1,21 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  y una advección de calor  $Q_a = 43 \times 10^{19} \text{ J/año}$ , equivalente a una pérdida a través de la superficie de  $8,2 \text{ W/m}^2$ . De aquí se deduce que el calor cedido por el Mediterráneo Occidental a la atmósfera es de  $(67-43) \times 10^{19} \text{ J/año} = 24 \times 10^{19} \text{ J/año}$ , equivalente a  $8,95 \text{ W/m}^2$ .

Al imponer la restricción de que el balance neto debe ser cero, estos trabajos asumían que no se producían cambios a largo plazo en el contenido calorífico o en la cantidad de sal del Mediterráneo. Por esta razón, algunos trabajos consideraban esta condición de equilibrio para comprobar la bondad y, en su caso mejorar, las diferentes fórmulas existentes para parametrizar los distintos términos del intercambio calorífico entre el mar y la atmósfera. De esta forma Bunker et al. (1982) al usar las bases de datos disponibles y diferentes fórmulas para la parametrización de los flujos de calor,

obtienen que en promedio el Mediterráneo absorbe una media de  $36 \text{ W/m}^2$  en un caso y  $20 \text{ W/m}^2$  en otro, en clara contradicción con la idea de que el Mediterráneo debe perder calor a través de su superficie para compensar la advección de calor a través de Gibraltar. Una revisión del término de calor latente de evaporación les lleva a obtener una pérdida media a lo largo del año de  $-7 \text{ W/m}^2$  que consideran en concordancia con el transporte de calor a través del Estrecho de Gibraltar y por tanto, con este nuevo valor consideran el balance cerrado. En la misma línea Garrett et al. (1993) obtienen un flujo de calor a través de la superficie del mar positivo (absorción) de  $29 \text{ W/m}^2$ . Estos autores consideran que este resultado es debido a una sobreestimación de la radiación de onda corta. Tras diversas correcciones obtienen un flujo negativo de  $-7 \text{ W/m}^2$  en concordancia con los valores comúnmente aceptados del flujo de calor a través de Gibraltar. Gilman y Garrett (1994) consideran que la absorción de  $29 \text{ W/m}^2$  que obtienen inicialmente está afectada por una mala parametrización del efecto de los aerosoles en la absorción de radiación de onda corta. Estos términos son corregidos por estos autores para obtener finalmente una pérdida de calor a través de la superficie de  $-6 \text{ W/m}^2$  en concordancia con el valor de  $5.2 \pm 1.3 \text{ W/m}^2$  calculado para los flujos de calor a través de Gibraltar por MacDonald et al. (1994).

Ruíz et al. (2008) analizan datos de flujos de calor de diferentes bases de datos así como de resultados de reanálisis (NCEP/NCAR) y su posterior reducción de escala ("downscaling" en la literatura inglesa). En estos casos se analizan los datos sin imponer ningún tipo de restricción. Los resultados obtenidos por estos autores muestran prácticamente un balance entre los flujos de calor absorbidos por el mar y los cedidos durante el periodo 1958-2001. Concretamente el balance es una pérdida de  $-1 \text{ W/m}^2$ . Considerando separadamente las dos cuencas, estos autores estiman para este periodo una absorción de calor de  $5 \text{ W/m}^2$  para el Mediterráneo Occidental y una pérdida de  $-4 \text{ W/m}^2$  para el Oriental (nótese que el Mediterráneo Oriental tiene una superficie mayor). Un resultado similar se encuentra en Criado-Aldeanueva et al. (2012) con un flujo neto a través de la superficie prácticamente equilibrado. En su tabla I estos autores muestran un flujo neto a través de la superficie del Mediterráneo Occidental de  $11,7 \text{ W/m}^2$  y para el Mediterráneo Oriental de  $-6,4 \text{ W/m}^2$ . En esta misma tabla se recoge un valor medio para todo el Mediterráneo de  $0,73 \text{ W/m}^2$ . Los flujos de calor intercambiados por las distintas cuencas y su rango de incertidumbre según los diferentes valores encontrados en la literatura se esquematizan en la figura 1.17.

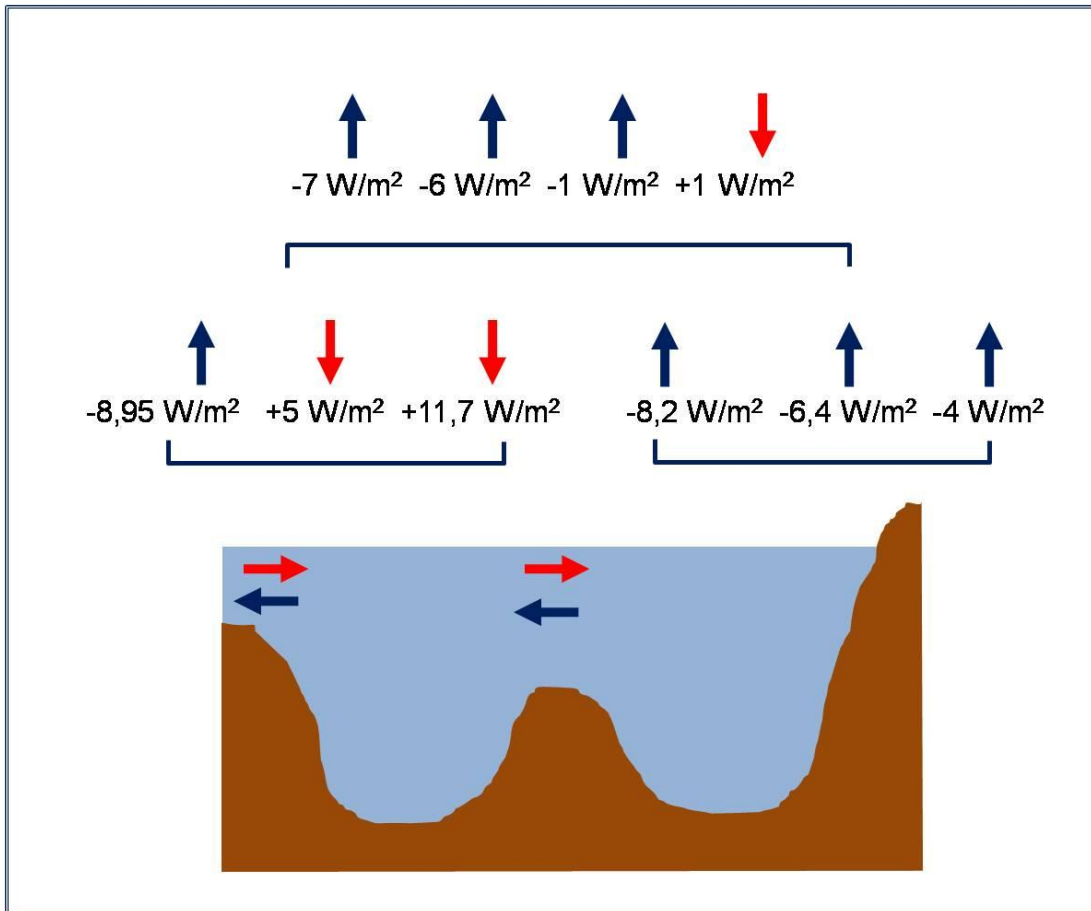


Figura 1.17. Flujos netos de calor ( $Q$ ) intercambiados en las cuencas Occidental y Oriental del Mar Mediterráneo según literatura





**CAPÍTULO 2. CAMBIOS EN LAS CARACTERÍSTICAS  
TERMOHALINAS EN EL MEDITERRÁNEO  
DURANTE EL SIGLO XX**



Como ya se ha explicado en el capítulo 1, las diferentes campañas oceanográficas realizadas desde finales del siglo XIX y hasta bien avanzado el siglo XX, no iban encaminadas a detectar ningún tipo de cambio a largo plazo en las propiedades termohalinas del Mediterráneo. El objetivo principal era simplemente el de conocer cuáles eran dichas características y cuál era la circulación de este mar. Algunas de las cuestiones planteadas por los oceanógrafos del siglo XIX y principios del XX eran tan sencillas (desde el conocimiento actual) como saber cuál era la temperatura y la salinidad de las capas profundas del mar, o en qué rango variaban las temperaturas y la salinidad con el transcurso de las estaciones, o bien conocer hasta qué profundidad alcanzaban estas variaciones estacionales o incluso las diurnas con el ciclo del día y la noche.

Pronto se comprobó que las aguas intermedias, aquellas que se sitúan por debajo de la capa afectada por la variabilidad estacional y que alcanzan hasta unos 600 m en el Mediterráneo, y las aguas profundas que se extienden por debajo de las aguas intermedias y llegan hasta el fondo, eran muy homogéneas. Se observó que estas aguas adquirirían sus propiedades en invierno en procesos que se han denominado como *formación de aguas profundas e intermedias*. Gran parte de los esfuerzos realizados durante la segunda mitad del siglo XX tenían como objetivo determinar los lugares en los que se producen dichos procesos y entender los mismos con el mayor grado de detalle posible.

Aunque desde muy pronto se observó que cada año no era igual al anterior, y que la temperatura y salinidad de las distintas masas de agua pueden sufrir variaciones de un año a otro, siempre se consideró en estos primeros trabajos que los

promedios de estas propiedades se mantenían inalterables al encontrarse el Mediterráneo en un estado de equilibrio. Este estado de equilibrio se basa en considerar que, a largo plazo, es decir, al realizar un promedio durante un periodo suficientemente largo de tiempo, el volumen de agua que entra en el Mediterráneo a través de los Estrechos de Gibraltar y Dardanelos, de los ríos y de las lluvias es igual al que sale por los mismos Estrechos más el agua perdida por evaporación. De forma similar, se considera que la cantidad de sal que entra es igual a la que sale y que el transporte neto de calor a través de Gibraltar es igual al flujo neto de calor que fluye hacia la atmósfera a través de la superficie del mar.

## 2.1. Cambios a largo plazo y posibles causas

Uno de los primeros trabajos que sugieren la posibilidad de que las propiedades termohalinas del Mediterráneo no se encuentren en un estado estacionario es el de Lacombe et al. (1985). Estos autores revisan los trabajos de Nielsen (1912), Sverdrup (1942), así como una serie de campañas llevadas a cabo a bordo de los buques *Elie Monier*, *Chain*, *Atlantis*, *Origny*, *Gostan*, *J. Charcot*, *Noroit* y *Borha II* desde principios de los años 1950 hasta finales de los 1970. Comprueban que la temperatura potencial y la salinidad de las aguas profundas del Mediterráneo Occidental ha ido variando lentamente desde los valores 12,66 °C/38,38 ‰ hasta 12,712 °C/38,406 ‰.

Bethoux et al. (1990) cuantificaron el aumento de la temperatura potencial de las aguas profundas (>2000 m) en el Mediterráneo Occidental en 0,004 °C/año desde 1959 a 1989. En este mismo periodo la salinidad aumentó en 0,03 ups (unidades prácticas de salinidad, equivalente a ‰) de tal manera que la densidad se mantuvo constante en el valor 1029,1 kg/m<sup>3</sup>. Si dividimos por la longitud del intervalo temporal obtenemos una variación media de 0,0008 ups/año. Según Bethoux et al., este calentamiento de las aguas profundas se debe al calentamiento por efecto invernadero que se está produciendo de forma global sobre el planeta.

Leaman y Schott (1991) estudiaron el proceso de formación de aguas profundas en el Mediterráneo Occidental. Además compararon los valores de temperatura potencial y salinidad de las aguas profundas en el periodo 1969-1977, por

una parte, y 1977-1989 por otra. Esta comparación muestra un aumento de la temperatura potencial de  $0,027\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{d}\acute{\text{e}}\text{c}\text{a}\text{d}\text{a}$ , o lo que es lo mismo,  $0,0027\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{a}\acute{\text{ñ}}\text{o}$ . En el caso de la salinidad la variación es de  $0,019\text{ }‰/\text{d}\acute{\text{e}}\text{c}\text{a}\text{d}\text{a}$  ( $0,0019\text{ }‰/\text{a}\acute{\text{ñ}}\text{o}$ ). Al igual que ocurría en el trabajo de Bethoux et al. (1990), el aumento de salinidad compensaba al de temperatura de tal forma que la densidad potencial se mantenía constante alrededor del valor  $1029,11\text{ kg}/\text{m}^3$ . Estos autores sugieren que el aumento de temperatura podría estar ligado a un aumento de salinidad del Agua Levantina Intermedia (ALI) que toma parte en la formación del Agua Profunda del Mediterráneo Occidental (APMOc). Al tratarse de aguas más saladas, no necesitarían alcanzar temperaturas tan bajas para hundirse hasta las profundidades ocupadas por el APMOc. Hay que señalar que estos autores no consideran ninguna hipótesis concreta acerca del origen del aumento de salinidad del ALI y advierten de que la escasez de datos hace que se requieran más estudios para esclarecer la validez de esta hipótesis.

Rohling y Bryden (1992) analizan la temperatura potencial de las aguas situadas a 2000 m de profundidad en un cuadrado que se extiende desde la costa africana hasta los  $42\text{ }^{\circ}\text{N}$  de latitud y desde  $0\text{ }^{\circ}\text{E}$  a los  $10\text{ }^{\circ}\text{E}$  de longitud. En este trabajo se muestra una variación de la temperatura potencial y la salinidad del APMOc desde 1909 a 1989 de  $0,00083\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{a}\acute{\text{ñ}}\text{o}$  y  $0,00069\text{ ups}/\text{a}\acute{\text{ñ}}\text{o}$  respectivamente. En este trabajo sí se observa una variación a largo plazo de la densidad ( $0,00037\text{ kg}/\text{m}^3/\text{a}\acute{\text{ñ}}\text{o}$ ), contrariamente a los resultados presentados por Bethoux et al. (1990) y por Leamann y Schott (1991). Estas tendencias se aceleran si se considera el periodo 1955-1989. Concretamente, el incremento de temperatura para el periodo 1955-1989 es de  $0,07\text{ }^{\circ}\text{C}$ , lo que equivale a un ritmo medio de  $0,0021\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{a}\acute{\text{ñ}}\text{o}$ . Para analizar los cambios del ALI, Rohling y Bryden (1992) analizaron los valores de salinidad y temperatura correspondientes al máximo sub-superficial de salinidad en un área comprendida entre los  $41\text{ }^{\circ}\text{N}$  y  $42\text{ }^{\circ}\text{N}$  de latitud y los  $5\text{ }^{\circ}\text{E}$  y  $7,5\text{ }^{\circ}\text{E}$  de longitud. En este caso era la salinidad la única variable que experimentaba una variación de  $0,00092\text{ ups}/\text{a}\acute{\text{ñ}}\text{o}$  desde 1909 a 1989 con una aceleración del ritmo de crecimiento para el periodo 1955-1989 ( $0,0025\text{ ups}/\text{a}\acute{\text{ñ}}\text{o}$ ). Igualmente, la salinidad del ALI aumentó en la cuenca oriental, concretamente en el Mar Jónico y en la cuenca levantina (ver fig. 3 en Rohling y Bryden, 1992).

El aumento de la temperatura y la salinidad en las aguas profundas del Mediterráneo Occidental vuelve a mostrarse en el trabajo de Krahnmann y Schott (1998), y de nuevo se alude al aumento de salinidad de las aguas como factor

desencadenante del calentamiento de las aguas profundas. Pero en este trabajo, a diferencia del trabajo de Rohling y Bryden (1992), se considera que es el Agua Atlántica (AA) y no el ALI la responsable de este proceso. Krahmman y Schott (1998) detectan una tendencia positiva para la temperatura y la salinidad de las aguas profundas en la región del Mar Balear y norte de la cuenca Argelino-Provenzal desde 1960 a 1995 de  $0,0016 \pm 0,0005$  °C/año y  $0,0008 \pm 0,0001$  ups/año. Además de esta región, también analizan datos al sur de la cuenca Argelino-Provenzal, así como para el Tirreno y Canal de Sicilia. Contrariamente a los resultados de Leaman y Schott (1991) y Rohling y Bryden (1992), estos autores consideran que la causa no puede ser un aumento de la salinidad del ALI, ya que no encuentran tendencias significativas para la salinidad del ALI en ninguna de las tres regiones estudiadas. En el caso de los 70 m superiores de la columna de agua, ocupada por AA, Krahmman y Schott (1998) encuentran un aumento de salinidad de  $0,13 \pm 0,03$  ups desde 1960 a 1990. Según estos autores este aumento de salinidad es debido a dos factores. Primero, una reducción del caudal del Ebro que pasó de 618 m<sup>3</sup>/s en el periodo 1960-1965 a 245 m<sup>3</sup>/s en el periodo 1990-1995 (Ibañez et al., 1996). Segundo, un descenso de las lluvias desde 1960 a 1994 ligado a una fase positiva del índice NAO (North Atlantic Oscillation, ver figura 2a en el citado trabajo). Sin embargo, según Krahmman y Schott (1998) la temperatura de la capa superficial de agua no había variado. Este dato también está en contradicción con Pascual et al. (1995) quienes muestran una serie semanal de temperatura desde 1973 a 1994 frente a las costas catalanas y desde la superficie del mar hasta los 80 m de profundidad. Durante el periodo analizado la temperatura aumentó entre 0,4 °C y 0,7 °C, dependiendo de la profundidad considerada, lo que supone unas tendencias de entre 0,02 °C/año y 0,03 °C/año. Hay que señalar que los resultados de Pascual y colaboradores parecen ser robustos y no depender del periodo de tiempo escogido. Salat y Pascual (2006) confirman estas tendencias al extender las series temporales analizadas al periodo 1974-2005. Sobre este periodo de 32 años encuentran que la superficie del mar aumentó su temperatura a un ritmo medio de 0,034 °C/año, mientras que a 80 m de profundidad la tendencia media fue de 0,022 °C/año, coincidiendo esta evolución del agua del mar con un incremento de la temperatura del aire de 0,06 °C/año.

Otra diferencia importante puede apreciarse en los trabajos de Bethoux et al. (1998) que además de mostrar las ya conocidas tendencias de temperatura y salinidad para las aguas profundas del Mediterráneo Occidental (0,0035 °C/año, 0,0011 ups/año) muestran, a diferencia de Krahmman y Schott (1998), un aumento de la salinidad del ALI (entre 0,0018 ups/año y 0,0019 ups/año), y a diferencia de

Krahmann y Schott (1998), y de Rohling y Bryden (1992), un aumento de la temperatura de esta masa de agua (entre 0,0068 °C/año y 0,0091 °C/año).

Sparnocchia et al. (1994) analizan datos oceanográficos desde 1950 a 1987 y obtienen un aumento de la temperatura del ALI en el Mediterráneo Occidental a lo largo de este periodo de tiempo de entre 0,2 °C y 0,4 °C (entre 0,005 °C/año y 0,01 °C/año). De las 11 regiones en las que Sparnocchia et al. (1994) dividen el Mediterráneo Occidental, encuentran un aumento de la salinidad del ALI en casi todas, con las excepciones de Alborán y Golfo de León. Este aumento de salinidad oscilaba entre 0,04 y 0,08 ups (entre 0,001 ups/año y 0,002 ups/año). En cuanto al AA, Sparnocchia et al. (1994) no apreciaban cambios ni de temperatura ni de salinidad a lo largo de los 38 años analizados, tan solo variabilidad interanual.

Tsimplis y Baker (2000) analizan series de datos de temperatura del Mediterráneo Occidental y Oriental desde 1912 hasta 1997. En el caso del Mediterráneo Occidental encontraron que la temperatura potencial y la salinidad a 2000 m de profundidad aumentaba durante el periodo 1960-1997 a un ritmo de  $0,0025 \pm 0,0002$  °C/año y  $0,0011 \pm 0,0001$  ups/año. Estos autores coinciden con Rohling y Bryden (1992) y discrepan con los trabajos de Bethoux et al. (1990, 1998) al estimar un aumento de la densidad del agua profunda del Mediterráneo Occidental. Este aumento es de  $0,00034 \pm 0,00008$  kg m<sup>-3</sup>/año. Cuando las series temporales analizadas se extienden hacia atrás en el tiempo, es decir, hasta 1912, la magnitud de las tendencias disminuye, por lo que estos autores asocian este proceso de calentamiento y aumento de salinidad de las aguas profundas con la segunda mitad del siglo XX. Según Tsimplis y Baker (2000) la fase creciente del índice NAO a partir de principios de los años 1960s y hasta mediados de los 1990s habría producido un descenso de las precipitaciones sobre el Mediterráneo y un aumento de los vientos continentales de componente norte que habrían aumentado la evaporación, y consecuentemente, la salinidad del Mediterráneo. Este factor sería el desencadenante del calentamiento de las aguas profundas. Estos autores también analizan el comportamiento de las aguas del Mediterráneo Oriental dividiéndolo en dos partes. Por un lado el Mar Jónico, y por otro la Cuenca Levantina. En ambos casos encuentran una tendencia positiva de temperatura potencial a 3000 m de profundidad para el periodo 1960-1991. Los valores para ambas cuencas son  $0,0021 \pm 0,0004$  °C/año y  $0,0012 \pm 0,0008$  °C/año, respectivamente. La variación de salinidad durante este periodo de tiempo y para estas dos cuencas no era significativa. Sin embargo, Tsimplis y Baker (2000) sugieren



que el efecto de la fase creciente de la NAO podría producir un efecto similar al observado en la cuenca occidental y que el aumento de salinidad sería un fenómeno que afectaría de forma similar a todo el Mediterráneo. Según estos autores la falta de significancia estadística para las tendencias de salinidad en el Mediterráneo Oriental se debería a la escasez de datos.

Supic et al. (2004) analizan la temperatura y salinidad del mar, así como flujos de calor y agua en una estación costera sobre la costa croata del Adriático. Aunque, tal y como ocurre con los trabajos de Pascual et al. (1995) y Salat y Pascual (2006), se trata de un trabajo muy local, hay que reseñar que las series temporales analizadas se extienden sobre un periodo muy largo de tiempo, concretamente desde 1921 hasta 1995. En este estudio, los autores concluyen que no existen tendencias ni de temperatura ni de salinidad en la columna de agua (0 a 30m de profundidad).

Tal vez la recopilación más completa de datos oceanográficos del Mediterráneo correspondientes al siglo XX sea la de la base de datos MEDAR (MEDAR Group, 2002). Usando estos datos, Rixen et al. (2005) construyen series anuales de temperatura y salinidad desde 1950 al año 2000 para el Mediterráneo Occidental, para el Mediterráneo Oriental, y promediadas para todo el Mediterráneo. La capa superior de Agua Atlántica es tomada por Rixen et al. (2005) como aquella que se extiende desde la superficie hasta los 150 m de profundidad. En el caso del Mediterráneo Occidental, esta capa disminuye su temperatura desde 1950 hasta mediados de los años 1980s, para luego aumentar hasta el final de la serie en el año 2000. Considerando en su conjunto todo el periodo analizado, y de acuerdo con la figura 1 del citado trabajo, la temperatura del AA en el Mediterráneo Occidental aumenta a lo largo de la segunda mitad del siglo XX. En el Mediterráneo Oriental no se aprecia un calentamiento claro de las aguas superficiales y tan sólo se puede hablar de oscilaciones decadales. Igual ocurre con la temperatura de las aguas intermedias que estos autores consideran como aquellas que se extienden desde los 150 a los 600m de profundidad. En el caso de la salinidad, la capa superior muestra oscilaciones mientras que la salinidad de la capa intermedia aumenta en ambas cuencas, aunque lo hace de forma más pronunciada en la parte Occidental que en la Oriental. Tal y como ocurría en otros trabajos, las aguas profundas de ambas cuencas aumentan su temperatura y salinidad desde 1950 al año 2000. El aumento de salinidad de la capa intermedia del Mediterráneo Oriental es también mostrado por Theocharis et al. (2002).

Aunque estos autores no aportan cifras concretas, sí dicen que dicho aumento es más evidente en el Mar de Creta y en el Jónico que en la cuenca levantina.

Es interesante señalar algunas coincidencias y discrepancias entre el trabajo de Rixen et al. (2005) y los anteriores que ya se han comentado en este capítulo. En la capa superficial del Mediterráneo Occidental se produce un aumento de temperatura, no siendo tan claro el de salinidad, que de acuerdo con la figura 2 de Rixen et al. (2005) podría interpretarse como simple variabilidad decadal. Contrariamente Krahnmann y Schott (1998) consideran que es la salinidad de la capa superior del Mediterráneo Occidental la que aumenta, manteniéndose constante su temperatura. Si comparamos con los resultados de Pascual et al. (1995) y Salat y Pascual (2006) también encontramos algunas diferencias, ya que el aumento de temperatura detectado por Rixen et al. comienza a mediados de los años 1980, mientras que en estos otros trabajos se observa un aumento casi monótono desde mediados de los años 1970. Como ya hemos comentado, la salinidad de la capa intermedia aumenta tanto en la cuenca occidental como en la oriental, pero de forma más intensa en la cuenca occidental. Según los trabajos de Rohling y Bryden (1992) el aumento de salinidad de la cuenca occidental sería importado desde el Mediterráneo Oriental donde se debería a un descenso de los aportes de agua dulce relacionados con las presas del Nilo y de los ríos que desembocan en el Mar Negro. También hay que destacar que la salinidad de las aguas superficiales del Mediterráneo Oriental no aumenta según Rixen et al. (2005), algo que parece estar en contradicción con el descenso de los aportes de agua dulce a esta cuenca. Finalmente, Rixen et al. (2005) sí muestran aumentos de salinidad en las aguas profundas en todo el Mediterráneo, mientras que Tsimplis y Baker (2000) no encuentran cambios estadísticamente significativos. No obstante hay que decir que Tsimplis y Baker consideraban que la salinidad de las aguas profundas debía estar cambiando en las dos cuencas y que la falta de significancia estadística era debida a la escasez de datos.

Si consideramos el trabajo de Painter y Tsimplis (2003) las discrepancias entre diferentes análisis de las mismas masas de agua se acentúan. Por ejemplo, así como Rixen et al. (2005) no encuentran tendencias de temperatura en las capas superiores (0 a 150m), Painter y Tsimplis (2003) observan un enfriamiento de los 200m superiores de la columna de agua en la cuenca oriental en otoño, invierno y primavera, y desde los 50 a los 200m de profundidad en el Mar Balear. Cuando analizan las propiedades del

máximo sub-superficial de salinidad que caracteriza el Agua Levantina Intermedia, observan que su salinidad decrece en la cuenca levantina en invierno y primavera y crece en verano y otoño, pero al hacer un cómputo anual el resultado es un descenso a un ritmo de  $-0,0007 \pm 0,0009$  ups/año. El mismo análisis realizado en el Canal de Sicilia revela un aumento de la salinidad anual del ALI de  $0,0011 \pm 0,0007$  ups/año, mientras que la temperatura asociada al máximo de salinidad en el Canal de Sicilia disminuyó. Estos autores consideran que la hipótesis de que el aumento de la temperatura y salinidad de la cuenca occidental es importado desde la cuenca oriental no es sostenida por estos resultados. Para ahondar en estas discrepancias, Painter y Tsimplis analizan la temperatura y salinidad del ALI en las mismas zonas geográficas estudiadas por Rohling y Bryden (1992). Tras hacer cambios en el análisis de los datos, como exclusión de algunos "outliers", concluyen que las tendencias de salinidad del ALI son inconsistentes.

Abundando en estas discrepancias entre diferentes autores, Millot et al. (2006) encuentran un aumento de la salinidad de las aguas mediterráneas que fluyen a través del Estrecho de Gibraltar hacia el Atlántico. Estos autores concluyen que este aumento de salinidad se debe a una mayor presencia de las aguas originarias del Mediterráneo Oriental, las cuales al fluir hacia el Mediterráneo Occidental forman el agua profunda del Tirreno (APT), siendo ésta última la masa de agua que estaría fluyendo a través de Gibraltar. El motivo, según estos autores, es que el aumento de salinidad observado no puede deberse al aumento de salinidad del APMOc, ya que es insuficiente para explicar las observaciones en Gibraltar, y tampoco puede deberse al aumento de salinidad del ALI, ya que, apoyándose en los trabajos de Krahnmann y Schott, 1998, este aumento no se observa en los datos de ALI. Contrariamente, Skliris et al. (2007) muestran en un experimento numérico que una reducción de los aportes de agua dulce del Nilo y del Mar Negro produce necesariamente una tendencia positiva de la salinidad del ALI.

Borghini et al. (2014) muestran un claro aumento tanto de la temperatura como de la salinidad de las aguas intermedias y profundas en el Mediterráneo Occidental. Las figuras 2 de este trabajo muestran estas variaciones en una serie de perfiles de temperatura y salinidad, así como diagramas TS en un punto al Este del Mar de Alborán. El periodo temporal analizado por estos autores abarca desde 1961 a 2008. Cuando se promedia la temperatura, salinidad y densidad de la columna de agua desde los 200 m de profundidad hasta el fondo se encuentra que estas variables han

aumentado a un ritmo de 0,004 °C/año y 0,0015 ups/año. La densidad potencial referida a 2000 dbar aumentó ligeramente con un incremento  $\Delta\sigma$  de 0,009 kg/m<sup>3</sup> en el periodo 1961-2008.

Trabajos más recientes han mostrado mediante el uso de datos de temperatura superficial del mar, medidos mediante radiómetros operados desde satélite, que al menos desde los años 1980, la temperatura superficial del Mar Mediterráneo sí está subiendo. Nikjaer (2009) analiza el periodo 1985-2006 mediante imágenes térmicas del AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) operados desde los satélites de la NOAA (National Oceanographic and Atmospheric Agency) y muestran un aumento de la temperatura superficial a un ritmo de  $0,03 \pm 0,008$  °C/año para el Mediterráneo Occidental y de  $0,05 \pm 0,009$  °C/año para el Oriental. Skliris et al. (2012) analizan datos de temperatura superficial medida desde satélite para el periodo 1985-2008, pero además analizan datos de temperatura superficial medida *in situ* del NOCS. Los resultados correspondientes a las medidas de satélite son similares a los de Nikjaer, con tendencias de 0,026 °C/año y 0,042 °C/año para las cuencas occidental y oriental respectivamente. Para el mismo periodo los datos *in situ* arrojan tendencias de 0,017 °C/año y 0,031 °C/año. El uso de los datos del NOCS permite extender la serie temporal al periodo 1973-2008. En este caso las variaciones a largo plazo para el Mediterráneo Occidental y Oriental son de 0,022 °C/año y 0,026 °C/año. López García (2015) también estima tendencias de temperatura superficial en el Mar Balear de 0,026 °C/año para el periodo 1985-2010. En este trabajo también se analizan datos de temperatura del aire en diversas estaciones meteorológicas de la costa peninsular y de las islas. Dicha temperatura aumentó a un ritmo de 0,039 °C/año desde 1960 hasta 2010. Estos resultados parecen apoyar la idea de un calentamiento de la superficie del mar relacionado con cambios en los flujos de calor a través de la superficie de la misma. Otro factor a tener en cuenta es señalado por Skliris et al. (2014) quienes mencionan el aumento de la temperatura superficial del agua entrante a través del Estrecho de Gibraltar.

Finalmente, hay que señalar que los cambios asociados a las transiciones tanto del Mediterráneo Occidental como Oriental se superponen a las tendencias y variaciones que se observan desde principios del siglo XX (Rohling y Bryden 1992; Vargas-Yáñez et al., 2009, 2010a, 2010b).

La diferencia de resultados, las discrepancias entre unos trabajos y otros han sido analizadas por Vargas-Yáñez et al. (2009). Estos autores encuentran que pequeñas variaciones en el periodo analizado, o diferentes tratamientos de los “outliers” o del procesado de datos pueden producir cambios significativos en la detección de tendencias a largo plazo en las propiedades termohalinas de las masas de agua. Otro de los factores que puede influir en las estimaciones de tendencias es la inclusión o no de datos de batitermógrafos (Vargas-Yáñez et al., 2010a) o el uso de datos interpolados o de datos brutos simplemente promediados sobre ciertas regiones (Vargas-Yáñez et al., 2012b). Vargas-Yáñez et al. (2010a) consideran que sólo pueden considerarse robustas aquellas tendencias que no se vean afectadas por ligeros cambios en la instrumentación utilizada para la obtención de los datos o en la metodología para su posterior tratamiento. De esta forma estos autores consideran como resultados robustos para el Mediterráneo Occidental el calentamiento y aumento de salinidad de las Aguas Profundas del Mediterráneo Occidental ( $0,002 \pm 0,001$  °C/año;  $0,00092 \pm 0,00041$  ups/año), y el aumento de la salinidad del Agua Levantina Intermedia ( $0,0013 \pm 0,0004$  ups/año). En el caso de la capa superior de agua, ocupada por el Agua Atlántica, estos autores observan tendencias positivas de temperatura, pero su significancia estadística varía según se incluyan o no, entre los datos analizados, aquellos procedentes de batitermógrafos.

## 2.2. Otros cambios: “The Eastern Mediterranean Transient” (EMT) (la transición del Mediterráneo Oriental)

Uno de los objetivos de este trabajo es el de analizar cambios a largo plazo de temperatura, salinidad y densidad, lo que habitualmente se trata en el análisis de las series temporales como tendencias. Aunque las causas de estos cambios, e incluso el alcance de los propios cambios, está aún por esclarecerse, partimos de la hipótesis de que unos cambios que se producen de forma continuada y más o menos monótona en el tiempo, como son el aumento de temperatura y salinidad de las aguas profundas del Mediterráneo, debe tener una causa también sostenida en el tiempo. Estos cambios se describen habitualmente desde un punto de vista matemático como una recta ajustada a la serie de datos de la variable considerada (temperatura, salinidad, densidad,...) y la pendiente de dicha recta se suele considerar como el ritmo medio al que cambia dicha variable.

Sin embargo, existen otros cambios que pueden producir alteraciones en las propiedades termohalinas del mar durante un cierto número de años. Posteriormente, tras cesar la causa que originó la alteración del sistema, éste volvería a su situación inicial de forma más o menos rápida, dependiendo de las tasas de renovación de las masas de agua. Aunque este segundo tipo de variaciones temporales no son el objetivo principal de este trabajo, no podemos dejar de mencionar, por su relevancia, los fenómenos que se han denominado "Eastern Mediterranean Transient" (EMT), que podríamos traducir como transición del Mediterráneo Oriental y "Western Mediterranean Transition" (WMT), transición del Mediterráneo Occidental.

El EMT básicamente consiste en el cambio en las propiedades y volumen de producción de Agua Profunda del Mediterráneo Oriental (APMOr). Tradicionalmente en el Mar Adriático se formaba el Agua Profunda del Adriático (APA), la cual, al fluir a través del umbral del Estrecho de Otranto hacia el Mar Jónico, sufría procesos de mezcla con el ALI formándose finalmente el Agua Profunda del Mediterráneo Oriental que se extendía por las capas profundas del Jónico y de la cuenca levantina. Estas aguas se caracterizaban por un continuo descenso de la temperatura potencial y salinidad hasta valores en el fondo entre 13,2 y 13,3 °C y entre 38,65 -38,7 ups. La tasa de formación de esta masa de agua se había estimado en torno a 0,3 Sv (Roether and Schlitzer, 1991). Sin embargo, al comparar dos campañas realizadas en 1987 y 1995, Roether et al. (1996) observaron que las capas profundas del Mediterráneo Oriental habían sido sustituidas, al menos en un 20 % de su volumen, por una masa de agua más cálida y mucho más salada, consecuentemente más densa, cuyo origen estaba en el Mar Egeo: el Agua Profunda del Mar de Creta (APC, en inglés sería Cretan Deep Water, CDW). Esta APC se habría producido entre 1987 y 1995 a un ritmo de unos 1,3 Sv, superior al ritmo habitual de formación del APMOr, fluyendo a través de los estrechos que conectan el Egeo con la cuenca levantina y el Mar Jónico. La marca de este proceso en los diagramas TS resulta muy clara, ya que la salinidad y temperatura no decrece continuamente con la profundidad, sino que por debajo de la "antigua" APMOr aparece un aumento de temperatura potencial y salinidad hasta valores  $> 13,75$  °C y  $> 38,85$  ups (Roether et al., 2007). Además de este efecto de calentamiento y aumento de la salinidad de las capas más profundas, se produjo un aumento de la formación de aguas intermedias en el Mar de Creta, más salada y cálida que la tradicional ALI. También se produjo una elevación de la profundidad ocupada por la antigua APMOr, al situarse por debajo de ella la nueva agua profunda procedente del Egeo.

Para esclarecer el origen de este cambio en el comportamiento del Mediterráneo Oriental, Lascaratos et al. (1999) utilizan un modelo numérico que muestra que el origen de esta transición está en las anómalas condiciones meteorológicas durante una serie de años a partir de 1987, con una sucesión de años fríos, secos y nuevamente muy fríos. Además, estos autores consideran como una de las causas un cambio de la distribución de sal en la cuenca oriental del Mediterráneo debido a variaciones en su circulación. Esta hipótesis es también apoyada por Josey (2003). Otras transiciones parecidas podrían haberse producido con anterioridad entre finales de los años 1960 y principios de los años 1970 (Theocharis et al., 2002; Skliris y Lascaratos, 2004). Skliris et al. (2007) muestran mediante el uso de modelos numéricos que las presas del Nilo y de los ríos rusos que desembocan en el Mar Negro produjeron a partir de los años 1960 un aumento de la salinidad superficial de la cuenca levantina que fue transmitida también a las aguas intermedias y profundas. Este aumento de salinidad constituye un pre-condicionamiento para que posteriormente una serie de inviernos muy fríos llevaran a una gran producción de aguas profundas en el Mar Egeo. Estos fenómenos coincidirían con cambios en la cizalla del viento que alterarían la circulación de las capas superficiales e intermedias en la Cuenca Levantina y el Egeo, incrementando la salinidad de estos mares. La tasa de producción de esta nueva masa de agua habría sido superior a 1 Sv produciéndose su salida a través de los estrechos del Arco de Creta.

Aunque el EMT es un proceso ocurrido en la cuenca oriental, sus efectos se han dejado sentir también en el Mediterráneo Occidental. Gasparini et al. (2005) muestran como las distintas fases del EMT tienen su reflejo en el Estrecho de Sicilia y en el Mar Tirreno. Así, entre 1991 y 1992 un agua intermedia muy salada y fría llega al Estrecho. Posteriormente, al ser ocupada la capa profunda del Mediterráneo Oriental por el agua profunda formada en el Egeo, se produce una elevación del APMOr, más fría y menos salada que el ALL, y esto se traduce en un descenso de la salinidad y la temperatura en el Estrecho de Sicilia en los años posteriores a 1992.

López-Jurado et al. (2005) observaron mediante perfiles de CTD realizados en el Mar Catalano-Balear que durante el invierno excepcionalmente frío de 2004/05, se produjo formación de aguas profundas en una zona mucho más amplia de lo habitual. Además, por debajo del APMOc apareció un agua mucho más cálida y salada por debajo de la cual, y pegada al fondo, había un agua profunda más fría. Font et al. (2007) confirman la presencia de estas nuevas masas de agua profunda.

Además, datos de corrientes tomados en el cañón de Palamós muestran en febrero de 2005 la irrupción de una corriente muy intensa en el fondo del cañón de aguas más saladas y cálidas que la habitual APMOc. Según estos autores esta corriente es el resultado de la convección y formación de aguas profundas producidas en mar abierto con la participación de un ALI más cálida y salada de lo habitual. Tras este episodio, estos mismos autores informan sobre una corriente de fondo de agua más densa que la anterior pero menos salada y más fría. Este sería el resultado de la formación de aguas profundas en la plataforma continental y su posterior hundimiento a través de los cañones submarinos del Golfo de León. Schroeder et al. (2006; 2010; 2016), Zunino et al. (2012), Smith et al. (2008) consideran que esta transición del Mediterráneo Occidental refleja los efectos del EMT. La llegada de aguas intermedias más cálidas y saladas asociadas al aumento de producción de Aguas Intermedias en el Mar de Creta (AIC) y al aumento de salinidad del ALI habrían permitido la formación de un agua profunda más salada y más cálida.

### **2.3. Resumen sobre los cambios observados y sus causas**

De los diferentes trabajos que se han mencionado en los apartados anteriores se desprende que los resultados sobre cambios a largo plazo en las propiedades termohalinas de las masas de agua del Mediterráneo no son siempre coincidentes. Igualmente se observa que las hipótesis acerca del origen de dichos cambios son, en ocasiones, contradictorias.

De forma muy resumida se puede afirmar que de los cambios o tendencias a largo plazo que han sido observados, los resultados más robustos son aquellos concernientes a las aguas profundas, las cuales habrían aumentado su temperatura y salinidad a lo largo del siglo XX con una aceleración de las tendencias a partir de la segunda mitad del siglo XX. Las aguas profundas se producen en el Mediterráneo Occidental frente al Golfo de León, en el Mar Lígur o incluso en el Mar Catalano-Balear. En el proceso de formación intervienen el Agua Atlántica y el Agua Levantina Intermedia. Inicialmente se propuso que la causa de estos cambios era un aumento de salinidad del ALI debida a las presas construidas en el Nilo y en los ríos que desembocan en el Mar Negro. Este aumento de salinidad ocasionaría el aumento de salinidad de las aguas profundas y también su calentamiento, ya que aguas más saladas no necesitarían disminuir tanto su temperatura para alcanzar la densidad de



las aguas profundas. Los autores que proponían esta hipótesis la apoyaban en la observación de tendencias positivas de salinidad en el ALI. Sin embargo, otros trabajos concluyen que la salinidad del ALI no ha variado a lo largo del siglo XX y descartan esta hipótesis.

Como alternativa, otros trabajos detectan un aumento de la salinidad del AA que también participa en el proceso de formación de aguas profundas. Este aumento estaría ligado a una reducción de los aportes de agua dulce por parte del río Ebro y a una reducción de las precipitaciones y aumento de la evaporación desde principios de los años 1960 hasta mediados de los 1990 ligadas a una fase positiva del índice NAO. Los autores que proponen esta nueva hipótesis no detectan cambios en la temperatura de las AA. De nuevo, el aumento de salinidad del AA produce el del agua profunda, e igualmente estas aguas más saladas no necesitarían enfriarse tanto para alcanzar la densidad que provoca la convección profunda. Sin embargo, y nuevamente en contradicción con estos resultados, hay trabajos que muestran un aumento de temperatura del AA mientras que su salinidad no sufre variaciones a lo largo del siglo XX. Otra hipótesis sugiere que el aumento de la salinidad del AA es importado desde el Atlántico.

Finalmente se ha mostrado en la revisión bibliográfica del apartado anterior que algunos trabajos obtienen un aumento de la densidad de las Aguas Profundas del Mediterráneo Occidental, mientras que otros encuentran que estas tendencias son inexistentes, al cancelarse el efecto del aumento de salinidad con el de temperatura. La existencia de posibles cambios en la densidad de las Aguas Mediterráneas es de gran importancia ya que, en principio, puede considerarse que el flujo de salida de Agua Mediterránea a través del Estrecho de Gibraltar es proporcional a la diferencia de densidad entre el Agua Atlántica y la Mediterránea. En consecuencia, un cambio de densidad llevaría aparejado una variación de los flujos intercambiados.

En conclusión, si consideramos el siglo XX, y en especial su segunda mitad, cuando más disponibilidad de datos existe, para las aguas atlánticas que ocupan la capa superficial del Mediterráneo hay trabajos que indican un aumento de temperatura y/o salinidad y otros que no observan dichos cambios. Igualmente hay trabajos en los que se informa de variaciones de temperatura y/o salinidad del Agua Levantina Intermedia y en otros en los que dichas tendencias no son observadas.

Donde sí hay una coincidencia entre los distintos estudios realizados es en que las aguas profundas del Mediterráneo han aumentado su salinidad y temperatura a lo largo del siglo XX con una aceleración a partir de la segunda mitad. En el caso concreto del Mediterráneo Oriental estas tendencias quedan enmascaradas por un cambio más radical consistente en el cambio de la zona de formación de aguas profundas, en el volumen formado y en la salinidad, temperatura y densidad del agua formada entre 1987 y 1995. Este cambio tan drástico se ha denominado en la literatura inglesa Eastern Mediterranean Transient (EMT) y podría estar afectando también al Mediterráneo Occidental durante las primeras décadas del siglo XXI.



# **CAPÍTULO 3. ANÁLISIS DE LOS CAMBIOS EN LAS PROPIEDADES FÍSICAS DEL MEDITERRÁNEO DURANTE EL SIGLO XX: SERIES TEMPORALES**



Es muy sencillo explicar cuál es el objetivo de este capítulo, sin embargo, alcanzar dicho objetivo no es tarea fácil. Las propiedades fundamentales que definen las masas de agua de los océanos son su temperatura, salinidad y densidad. Con este capítulo se pretende simplemente determinar si estas propiedades han variado a lo largo del siglo XX en el Mediterráneo. Como se irá constatando a lo largo del texto, responder esta sencilla pregunta presenta numerosas dificultades de tipo metodológico. Empezaremos, por tanto, por establecer la metodología a emplear.

### **3.1. Metodología**

#### **3.1.1. Obtención de series temporales anuales**

De forma muy simplificada podríamos decir que lo que tratamos de saber es si cada año la temperatura, salinidad y densidad en cada una de las regiones que conforman el Mediterráneo y de cada una de las masas de agua que pueden encontrarse desde su superficie hasta el fondo, son un poco más altas, o más bajas, o si por el contrario permanecen estables. Parece lógico pensar que el primer paso debe ser determinar cuál es el valor correspondiente a cada año para cada región y profundidad del mar y para cada una de estas variables. Por tanto, en primer lugar seleccionamos el área geográfica que deseamos analizar. La figura 3.1 muestra todas las zonas seleccionadas tanto en el Mediterráneo Occidental como Oriental. Estas regiones han sido elegidas por tener, de acuerdo con la exhaustiva revisión realizada en el capítulo 1, ciertas similitudes en cuanto a las características de sus masas de agua y su circulación. No obstante, hay que admitir también un cierto grado de subjetividad, ya que las propiedades entre zonas adyacentes no varían bruscamente y los límites podrían haberse establecido de otra manera, sin que esto afectase a los resultados finales. A continuación debemos obtener todos los datos de temperatura y salinidad medidos en alguna ocasión dentro de los límites de nuestra zona geográfica de interés. Para esta tarea se ha empleado la base de datos MEDAR/MEDATLAS (MEDAR Group, 2002) que recopila toda esta información a lo largo del siglo XX. Las

medidas contenidas en esta base de datos han sido sometidas a un control de calidad y sólo se utilizarán aquellos datos etiquetados como buenos.

Para cada zona se tomaron todos los datos disponibles medidos mediante botellas oceanográficas, sondas CTDs (del inglés conductivity-temperature-depth) y batitermógrafos en los niveles isobáricos 0, 10, 20, 30, 50, 100, 150, 200, 300, 400, 500, 600, 700, 800, 900, 1000, 1200, 1400, 1500, 1750, 2000, 2250, 2500 dbar (en adelante se usará la presión como coordenada vertical, nótese que 1 dbar corresponde aproximadamente a un metro de profundidad) desde el año 1900 a 2000. No obstante hay que señalar que el número de medidas existentes para la primera mitad del siglo XX resultó muy escaso, por lo que la mayor parte de este estudio se centrará en el periodo 1945-2000.

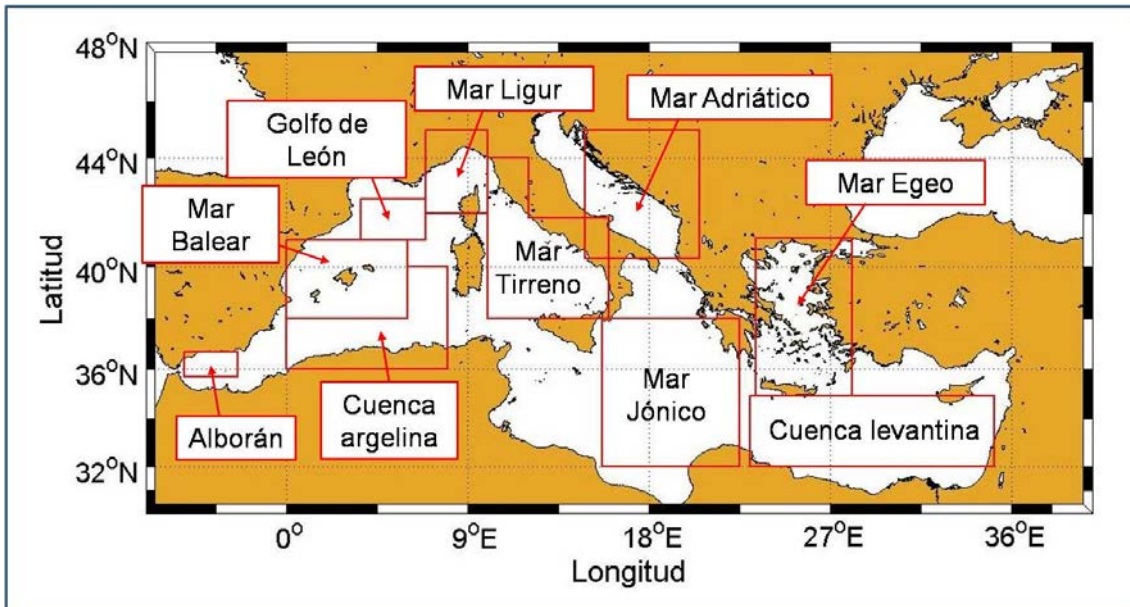


Figura 3.1. Áreas geográficas seleccionadas para la obtención de series temporales.

Una alternativa a este planteamiento sería analizar una serie temporal correspondiente, no a una zona relativamente grande como las mostradas en la figura 3.1, sino a un punto que pudiera considerarse representativo de dicha zona. Es decir, elegir una estación oceanográfica en la que se monitorizaran las propiedades de las masas de agua de dicha región. Desafortunadamente, la mayor parte de los programas de monitorización del Mediterráneo se han puesto en marcha a partir de la década de 1990, por lo que la única opción posible es la de recopilar los datos

oceanográficos recogidos dentro de cada una de las cajas seleccionadas tal y como se muestra en la figura 3.2.

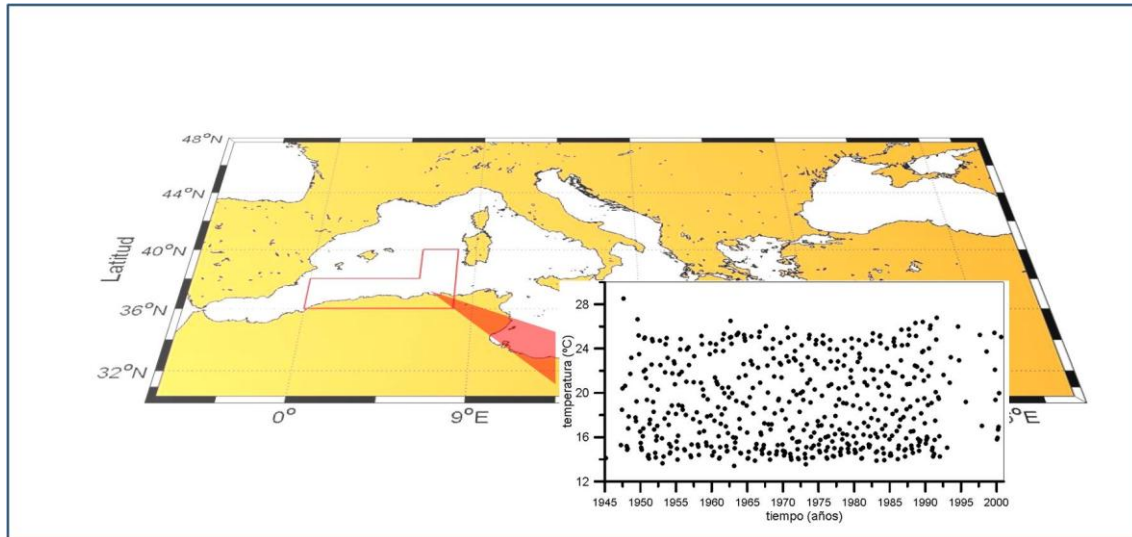


Figura 3.2. Datos de temperatura recopilados en la cuenca argelina

A lo largo de una parte importante de la columna de agua, la temperatura y la salinidad varían a lo largo del año. Estas variaciones que denominamos estacionales, aunque de innegable interés para el estudio de numerosos procesos oceanográficos, no son relevantes cuando el objetivo fundamental es analizar las variaciones a largo plazo. En consecuencia, debemos promediar todos los datos correspondientes a cada zona, cada profundidad y cada año obteniendo así series temporales anuales (un dato por año). Sin embargo, si siguiésemos este procedimiento tan directo y sencillo al mismo tiempo, cometeríamos importantes errores. En el caso de que en un año dispusiésemos de un número mayor de medidas correspondientes a los meses de invierno que a los meses de verano, obtendríamos un valor anual de temperatura erróneamente bajo, y la situación inversa se produciría si el número de medidas correspondientes a los meses de verano fuesen superiores a las medidas invernales. En este caso, lo correcto sería hacer promedios para cada mes del año, y posteriormente promediar los doce valores obtenidos para calcular así el valor anual. Tal y como se mostrará más adelante, uno de los mayores problemas (si no el mayor) que presenta este estudio es la escasez de datos. Conseguir años en los que se dispusiesen de medidas correspondientes a los doce meses del año resultó prácticamente imposible. Por este motivo se optó por realizar promedios estacionales. Es decir, en primer lugar obtenemos un valor medio para cada estación del año, y posteriormente



promediamos los cuatro valores estacionales correspondientes al mismo año. Se consideró el invierno como los meses de enero, febrero y marzo, la primavera como abril, mayo y junio, verano como julio, agosto y septiembre, y otoño como octubre, noviembre y diciembre.

A pesar de utilizar series estacionales en lugar de series mensuales para obtener los valores anuales, la escasez de datos siguió siendo un importante problema. La figura 3.3 muestra un detalle de la serie estacional de temperaturas en superficie en la Cuenca Argelina, concretamente desde 1992 al año 2000. En esta figura puede apreciarse que en ninguno de los años representados se dispone de los cuatro valores estacionales, incluso en algún año no se dispone de ningún valor.

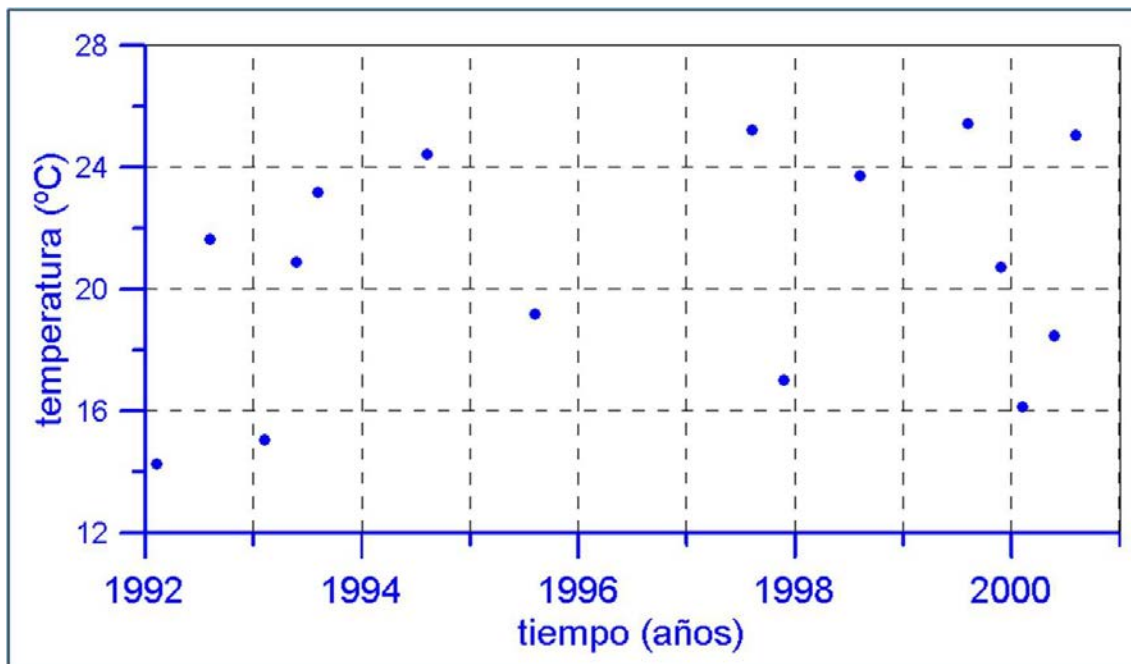
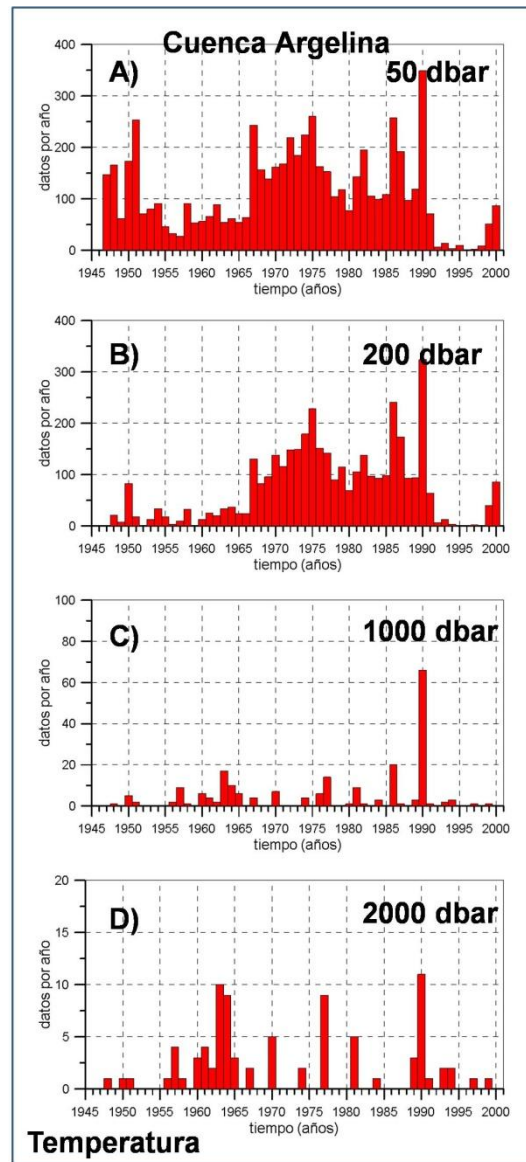
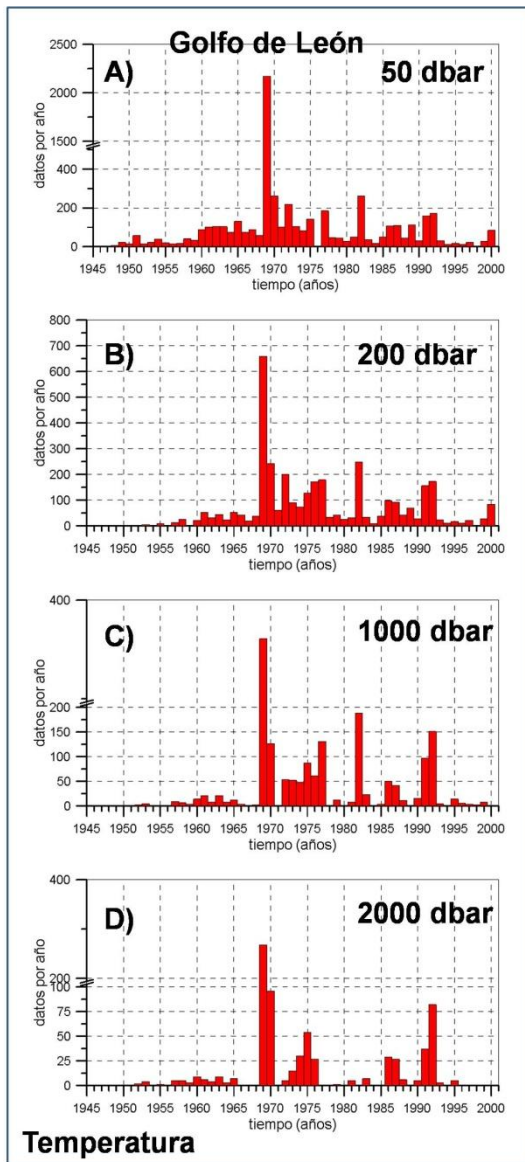


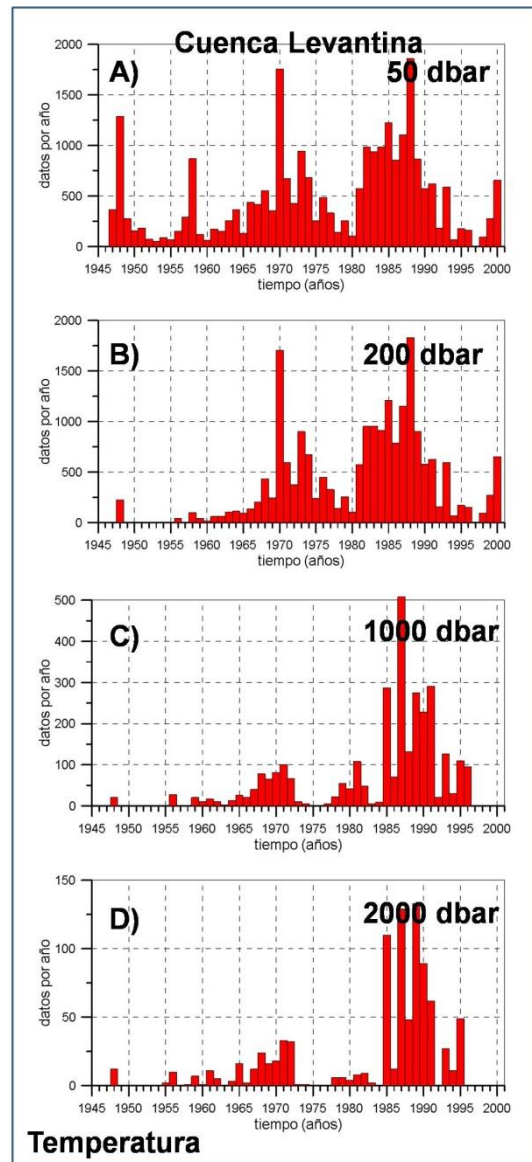
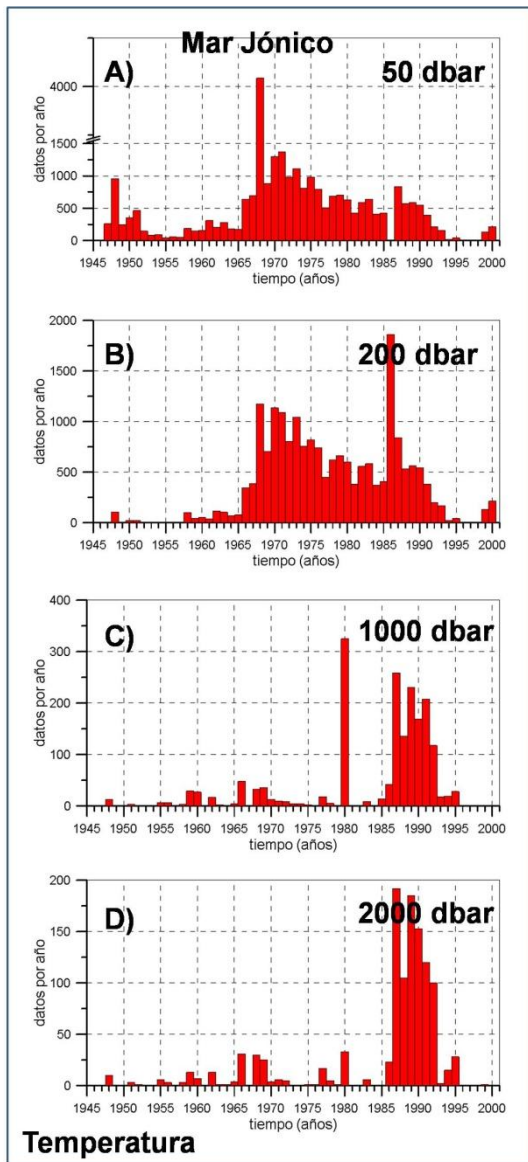
Figura 3.3. Serie estacional de temperatura de la cuenca argelina (1992-2000)

Nuevamente, si en un determinado año sólo disponemos de valores correspondientes a las estaciones cálidas, el valor anual resultará artificialmente alto, mientras que si solo tenemos datos de invierno, el valor anual será más bajo de lo que realmente fue. Esta situación se repite en todas las áreas geográficas analizadas aumentando la escasez de datos y agravándose este problema a medida que consideramos niveles más profundos de la columna de agua. Las figuras 3.4, 3.5, 3.6 y

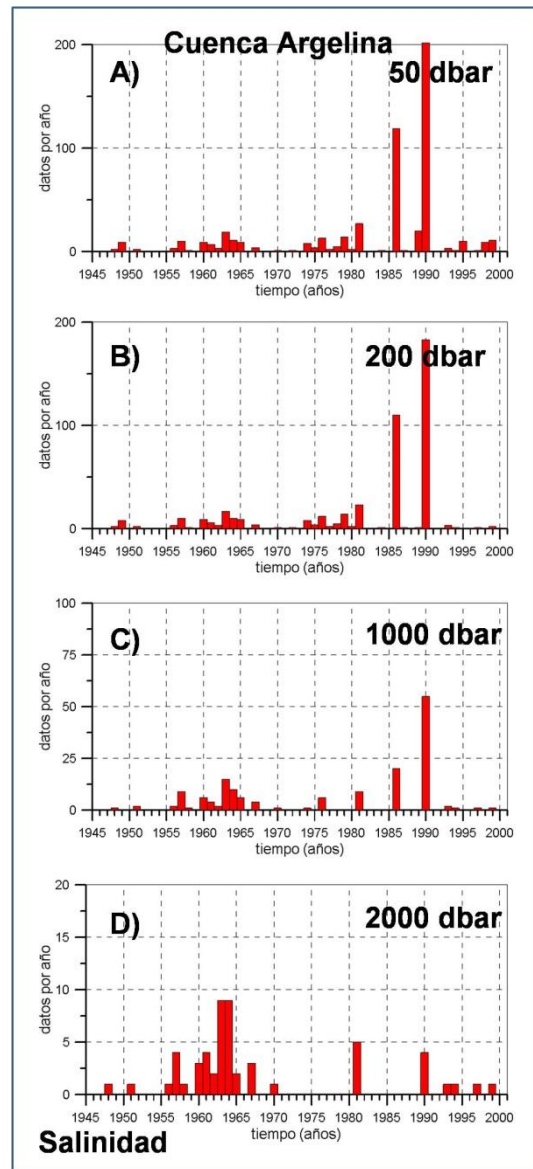
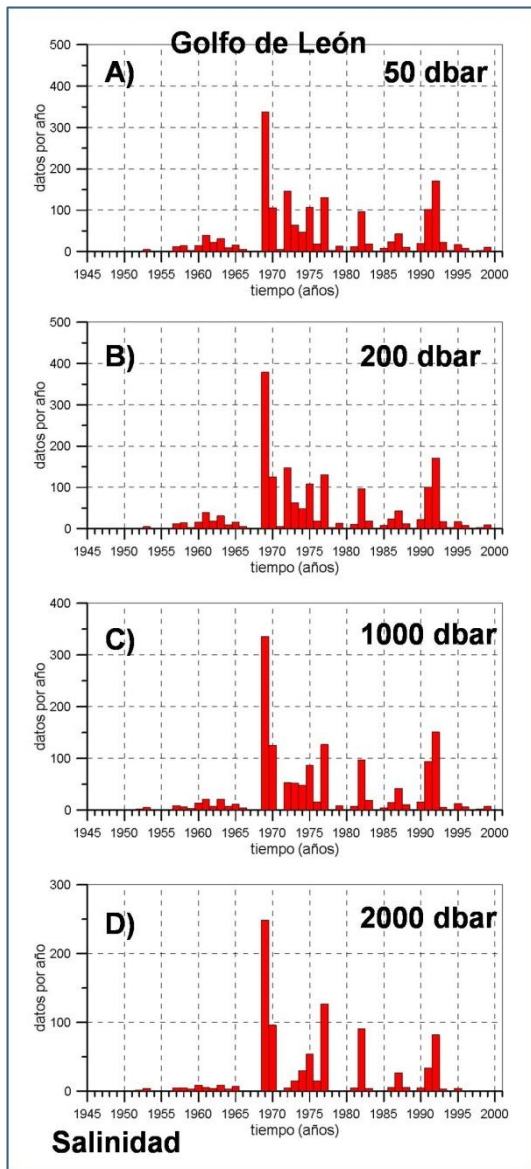
3.7 muestran a modo de ejemplo el número de medidas de temperatura disponibles cada año en los niveles de 50 dbar, 200 dbar, 1000 dbar y 2000 dbar para varias regiones tanto del Mediterráneo Occidental como Oriental. Las medidas en el nivel de 50 dbar representan la disponibilidad de datos en la capa superficial de origen atlántico, el nivel de 200 dbar es representativo de la capa intermedia, preferentemente ocupada por el Agua Levantina Intermedia (ALI, ocasionalmente en el Mediterráneo Occidental estará ocupada por el Agua Occidental Intermedia, AOI) y los niveles de 1000 y 2000 dbar representan la disponibilidad de datos de las aguas profundas (Agua Profunda del Mediterráneo Occidental, APMOc y Agua Profunda del Mediterráneo Oriental, APMOr). Las figuras 3.8, 3.9, 3.10 y 3.11 muestran de igual manera el número de medidas de salinidad disponibles cada año para las mismas regiones y niveles de profundidad.



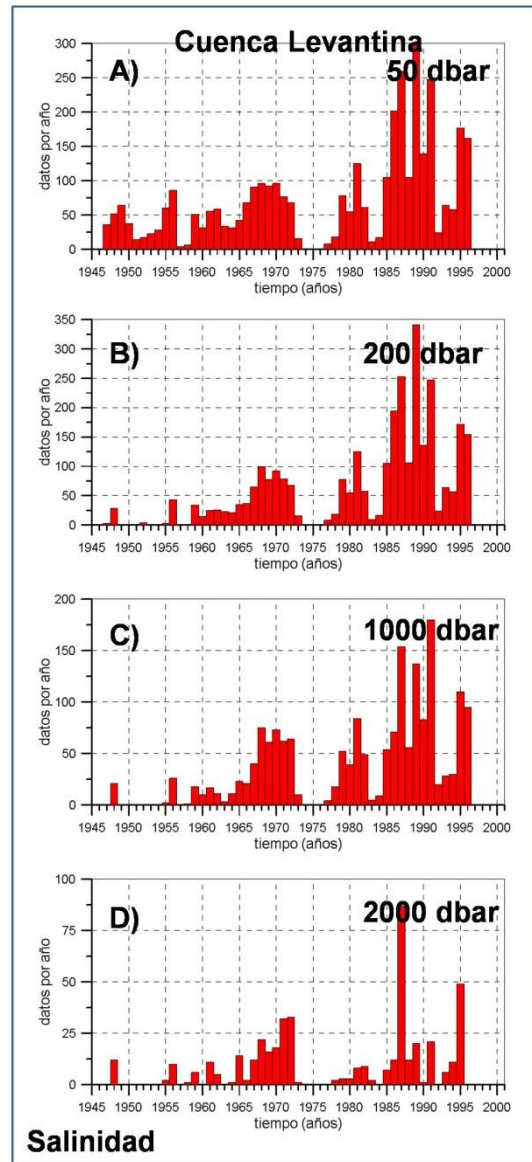
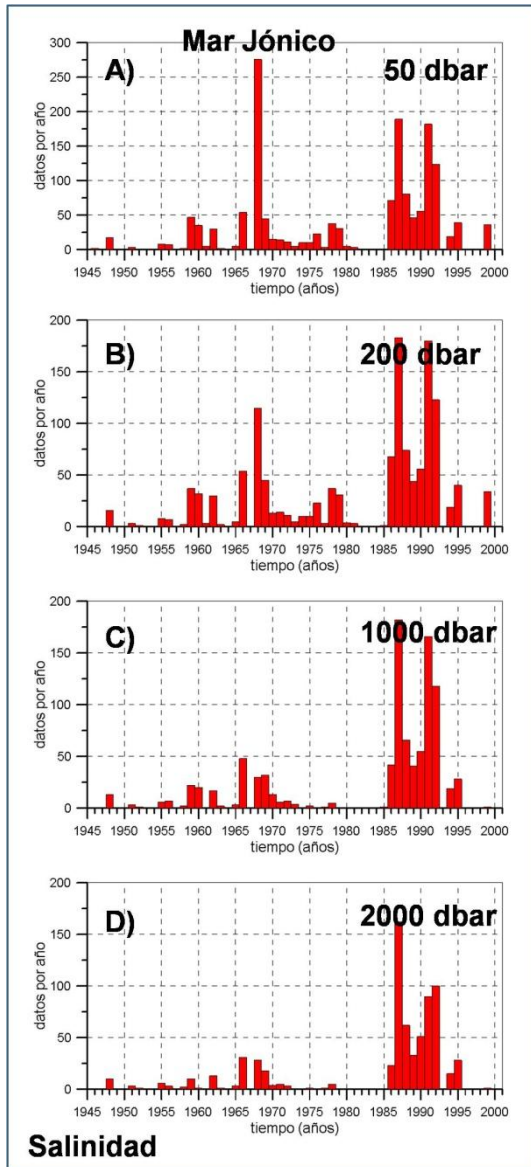
Figuras 3.4 y 3.5. Número de datos por año de temperatura en el Golfo de León y en la Cuenca Argelina a distintos niveles de presión



Figuras 3.6 y 3.7. Número de datos por año de temperatura en el Mar Jónico y en la Cuenca Levantina a distintos niveles de presión



Figuras 3.8 y 3.9. Número de datos por año de salinidad en el Golfo de León y en la Cuenca Argelina a distintos niveles de presión



Figuras 3.10 y 3.11. Número de datos de salinidad por año en el Mar Jónico y en la Cuenca Levantina a distintos niveles de presión

Las figuras 3.4 a 3.11 ponen de manifiesto cómo, a medida que aumenta la profundidad, el número de medidas obtenidas en algunos años es muy bajo. De hecho son muy frecuentes los años en los que no se dispone de ninguna medida, a pesar de que estamos considerando áreas geográficas relativamente grandes. Además, estas gráficas explican de forma clara lo que ya se había puesto de manifiesto anteriormente: las distintas zonas y profundidades del Mediterráneo que vamos a estudiar no están bien muestreadas. De esta forma volvemos al problema inicial de generar series temporales de valores anuales de temperatura, salinidad y, a partir de estas dos variables, de densidad. El problema fundamental es, como hemos visto, que son muy frecuentes los años en los que no disponemos de un valor para cada estación del año, lo que podría introducir un error en el cálculo anual.

Se consideraron varias posibilidades para tratar este problema. En primer lugar calculamos perfiles climatológicos de temperatura potencial y salinidad (en adelante, aunque por brevedad se use el término temperatura, siempre nos referiremos a temperatura potencial). Estos perfiles climatológicos son el resultado de promediar todos los datos disponibles para el periodo completo de estudio. De esta forma tendremos un perfil para cada una de las estaciones del año y para todas las zonas mostradas en la figura 3.1. La figura 3.12 ilustra dichos perfiles mostrando aquellos correspondientes al Mar de Alborán y al Mar Jónico. El color azul corresponde al invierno, el verde a la primavera, el rojo al verano y el marrón al otoño.

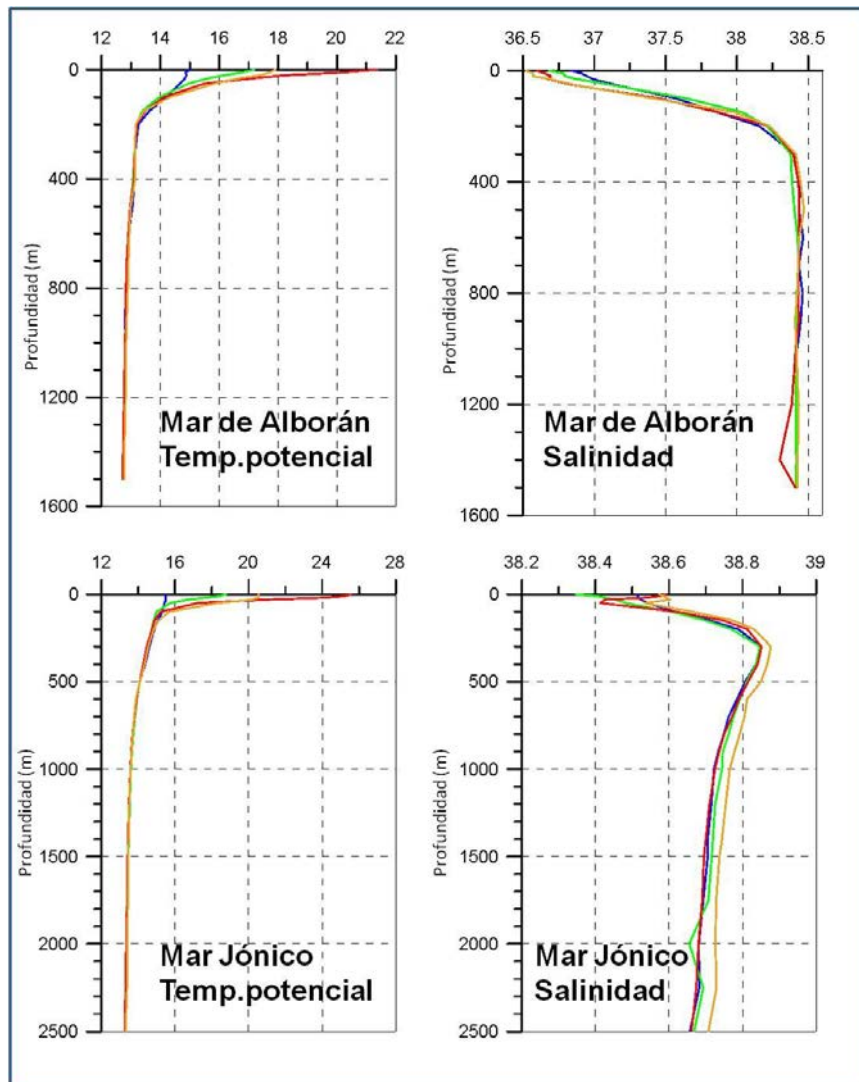


Figura 3.12. Perfiles climatológicos estacionales de temperatura y salinidad en el Mar de Alborán y Mar Jónico. El color azul corresponde al invierno, el verde a la primavera, el rojo al verano y el marrón al otoño

Gregory et al. (2004) trataron los huecos en las series temporales oceanográficas de dos formas. En una primera, a cada medida le sustrajo el correspondiente valor climatológico. De esta forma se transforman las medidas de temperatura y salinidad en anomalías o desviaciones respecto del valor climatológico. A continuación suponemos que las anomalías correspondientes a las estaciones del año que han sido muestreadas son representativas de todo el año y son promediadas obteniéndose así un valor anual de la anomalía de temperatura y salinidad. Finalmente sumamos a esta anomalía anual un valor climatológico anual para obtener un valor de temperatura y otro de salinidad. Dicho de forma muy sencilla, si disponemos de medidas solo en invierno y primavera, y estas dos estaciones han sido



más frías, o más saladas de lo normal, asumimos que todo el año fue más frío y salado de normal, siendo la anomalía o desviación anual la media de las anomalías disponibles. Este método lo denominaremos “anomalías representativas” siguiendo la terminología empleada por Gregory et al. (2004): “*Representative Anomalies*”.

La segunda posibilidad considerada por estos autores es la de rellenar los huecos en las series temporales trimestrales con los valores climatológicos. Es decir, si no disponemos de información acerca de una estación del año para un año concreto, asumimos que el valor ausente es igual al valor climatológico. De esta forma obtenemos series estacionales (cuatro datos/año) sin huecos. A partir de ellas es sencillo obtener series anuales de cualquier variable. La figura 3.13 ilustra estos dos primeros procedimientos. En adelante nos referiremos a este segundo método como anomalías Cero, siguiendo igualmente la terminología de Gregory et al. (2004): “*Zero Anomalies*”.

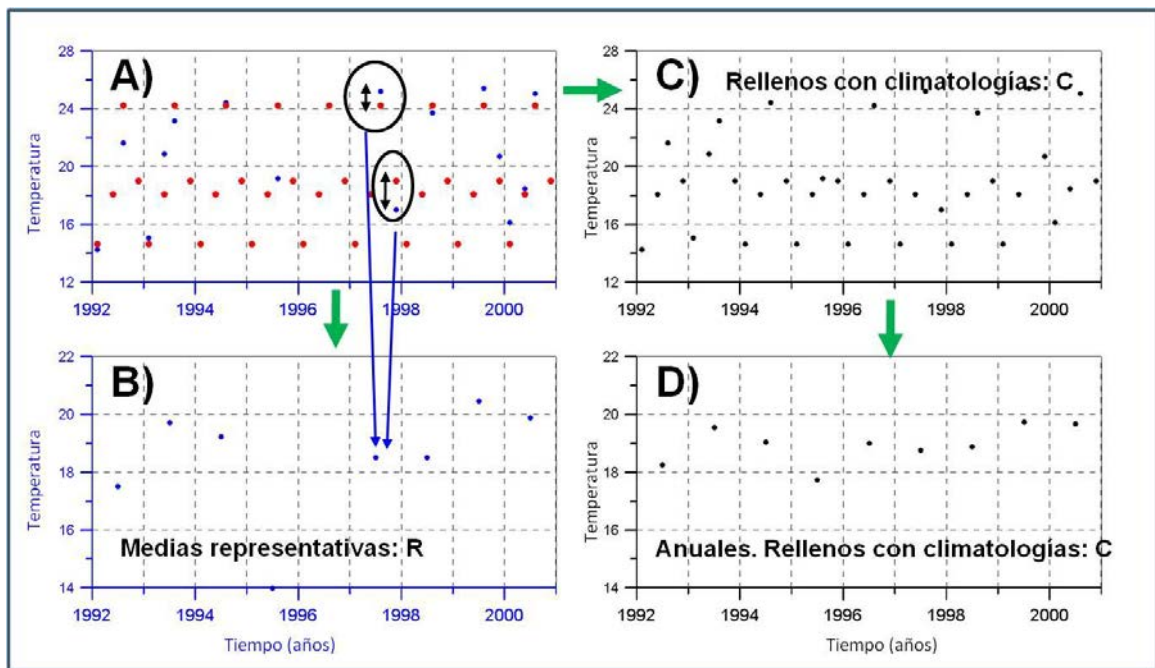


Figura 3.13. A) Serie de temperatura superficial en la Cuenca Argelina. B) Serie rellenada con medias representativas: R C) Serie rellenada con valores climatológicos y D) promedios anuales a partir de series rellenadas con valores climatológicos. Los puntos azules corresponden a los valores trimestrales obtenidos a partir de la base de datos y los puntos rojos indican los cuatro valores climatológicos correspondientes a las estaciones del año para esa zona.

La figura 3.13 muestra un detalle de la serie total de temperatura superficial en la Cuenca Argelina. En la figura 3.13A los puntos azules muestran los valores trimestrales de temperatura obtenidos a partir de la base de datos MEDAR/MEDATLAS. Los puntos rojos muestran los valores climatológicos correspondientes a las cuatro estaciones del año para la superficie del mar y para esa región del Mediterráneo. A modo de ejemplo, solo hay dos medidas trimestrales de temperatura para el año 1997. La figura muestra las anomalías o desviaciones respecto de los valores climatológicos. Promediando esas dos anomalías obtenemos una anomalía que asumimos como representativa del comportamiento del año 1997 (Figura 3.13B). Tras sumarle a esa anomalía anual un valor medio calculado para toda la serie obtenemos el valor anual de temperatura. En lo sucesivo este método se abreviará con la letra "R", indicando anomalías Representativas. En la alternativa mostrada en la figura 3.13C se han rellenado los huecos con los valores climatológicos. Esto es equivalente a decir que las estaciones no muestreadas no presentan anomalías o desviaciones respecto de la climatología. Finalmente la figura 3.13D muestra los promedios anuales obtenidos a partir de estas series rellenadas con valores climatológicos. En adelante usaremos la letra C para referirnos a esta metodología de anomalías Cero.

La sustitución de los huecos por valores climatológicos tiende a suavizar las series temporales y a disminuir cualquier variación a largo plazo. Por este motivo se usó una tercera metodología que se describe a continuación. Para todos los valores de cada serie temporal correspondientes a una misma estación del año, no sólo se calculó el valor medio o climatológico, sino que se estimaron posibles tendencias:

$$y_i = a + b(t_i - \bar{t}) \quad [3.1]$$

Donde  $y_i$  es el valor de la variable  $y$  (temperatura, salinidad o densidad) correspondiente al tiempo  $t_i$ ,  $a$  es el valor medio de la serie y  $\bar{t}$  el valor medio del tiempo.  $b$  es la pendiente de la recta de mejor ajuste obtenida por mínimos cuadrados (ver apartado 3.1.6, Draper y Smith, 1981) y representa la velocidad de cambio por unidad de tiempo de la variable  $y$ . De la misma forma que antes rellenábamos los huecos con los valores medios correspondientes a la estación en la que se producía el hueco, ahora rellenamos los huecos con el valor predicho por el ajuste, es decir, tenemos en cuenta tanto el valor medio o climatológico de la variable como la

posible tendencia o deriva que presente la variable analizada. Como usamos la Tendencia, nos referiremos abreviadamente a este método con la letra T.

Aún podríamos proceder a la obtención de series temporales anuales de dos formas más. La primera de ellas se ilustra en las figuras 3.14A y 3.14B. Simplemente descartamos todos aquellos años de los que no dispongamos de cuatro valores estacionales, evitando así años que podríamos considerar malos por incluir sesgos, positivos en unos casos cuando falten las estaciones frías, o negativos en otros cuando los huecos correspondan a las estaciones cálidas. La figura 3.14B muestra cómo en este caso concreto de la temperatura superficial de la Cuenca Argelina, la última década del siglo XX queda prácticamente sin datos anuales de temperatura. En general, este tipo de análisis tuvo como resultado series temporales con un número excesivo de huecos que no permitían obtener resultados fiables, por lo que finalmente se descartó su uso. La otra posibilidad ilustrada en la figura 3.14C consistiría en no aplicar ningún filtro que diferencie años buenos y años malos y simplemente promediar los datos disponibles cada año, sean los que sean. De esta forma la serie final solo presentará huecos los años en los que no se disponga de ninguna medida. Este método se abreviará con las letras SF (Sin Filtro).

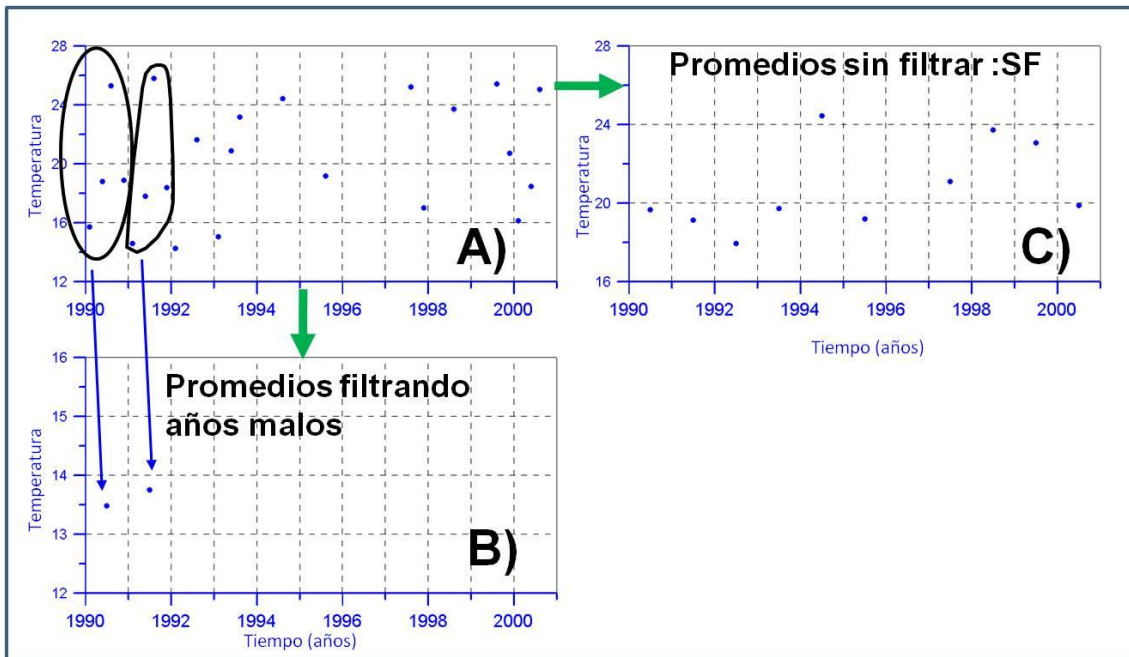


Figura 3.14. A) Serie de temperatura superficial en la Cuenca Argelina. B) Serie obtenida a partir de A eliminando los años de los que no se disponga de 4 datos y C) Serie obtenida a partir de A promediando los datos disponibles, sin aplicar filtros (SF)

Es importante señalar algunas diferencias entre la obtención de series anuales mediante medias representativas y este último método. Cuando se aplican las medias representativas, el valor anual resultante no tiene por qué ser más alto en el caso de que solo tengamos valores estacionales de verano, de igual forma que no tiene por qué ser más bajo si solo tenemos valores estacionales invernales.

Supongamos que solo tenemos medidas de primavera y verano. Al usar anomalías, puede suceder que esas anomalías sean negativas, es decir, que la primavera y el verano de ese año concreto fuesen más fríos que la primavera y verano climatológicos. La media de estas anomalías negativas nos dará una anomalía anual negativa que al ser sumada a la media anual de toda la serie nos proporcionará un valor más bajo que la media. Sin embargo, este procedimiento conlleva un error.

Podría ocurrir que el otoño y el invierno de ese año hubiesen sido más cálidos de lo normal, en cuyo caso la anomalía anual no tendría por qué ser negativa, o incluso podría ser positiva. Sin embargo, como no disponemos de esa información, en este caso los meses de otoño e invierno, debemos suponer que las anomalías que hemos calculado para las estaciones cálidas son representativas de lo que ha sucedido todo el año, con el consiguiente riesgo de introducir un error en el valor anual. De esta forma, la ausencia de datos está aumentando la varianza de la serie temporal anual que finalmente obtendremos.

En el caso de que simplemente promediásemos los valores disponibles, sin calcular sus anomalías o desviaciones respecto de la climatología, es evidente que los valores anuales están sesgados cuando no se disponen de los cuatro valores estacionales de cada año. En unos casos las medias anuales son más altas que el valor real de ese año, y en otro caso serán más bajas. Nuevamente el valor anual obtenido será el valor real (que desconocemos) más un error derivado de la falta de datos, y nuevamente estamos incrementando artificialmente la varianza de la serie temporal anual, si bien no estamos haciendo ningún tipo de asunción acerca de las estaciones no muestreadas.

Tal y como se verá en la sección 3.1.8, el aumento de la varianza de las series dificulta la detección de tendencias a largo plazo. En el primero de los casos, medias

representativas, figura 3.13B, el error introducido es aleatorio y no debe, a priori, introducir ningún sesgo en la estimación de las tendencias. En el caso de las medias anuales SF, esto dependerá de cómo se distribuyan los huecos. Si la frecuencia relativa con la que se muestrean las estaciones cálidas y frías a lo largo de toda la serie temporal es la misma, no se introducirá ningún sesgo, es decir, al igual que en el caso de medias representativas, simplemente aumentaremos la varianza dificultando la detección de dichas tendencias. Si, por el contrario, las medidas de invierno son más abundantes durante la primera parte de la serie y las medidas de verano lo son durante la segunda parte, los valores iniciales serán artificialmente bajos mientras que los valores finales serán artificialmente altos introduciéndose en la serie temporal anual una tendencia que es simplemente el resultado de los huecos existentes en la serie temporal y su distribución en el tiempo. En consecuencia, antes de considerar el uso de las series anuales obtenidas por este último método debemos asegurarnos de que la frecuencia con la que se disponen de medidas de invierno, primavera etc. no varía a lo largo de la serie temporal.

Tabla 3.1. Frecuencia de valores estacionales para la temperatura superficial (°C) en algunas zonas del Mediterráneo Occidental: Mar de Alborán, Cuenca Argelina, Mar Ligur y Mar Tirreno.

<i>Alborán</i>	<i>Invierno</i>	<i>Primavera</i>	<i>Verano</i>	<i>Otoño</i>	<i>Total</i>	$\chi^2$
<b>1945-1972</b>	26 (25,3)	27 (25,8)	25 (25,3)	23 (24,8)	101	0,04
<b>1973-2000</b>	24 (24,8)	24 (25,3)	25 (24,8)	26 (24,3)	99	
<b>1945-2000</b>	50	51	50	49	200	0,42

<i>C. Argelina</i>	<i>Invierno</i>	<i>Primavera</i>	<i>Verano</i>	<i>Otoño</i>	<i>Total</i>	$\chi^2$
<b>1945-1972</b>	25 (24,8)	26 (24,8)	26 (28,0)	25 (24,3)	102	0,64
<b>1973-2000</b>	22 (22,2)	21 (22,2)	27 (25,0)	21 (21,7)	91	
<b>1945-2000</b>	47	47	53	46	193	0,47

<i>Mar Ligur</i>	<i>Invierno</i>	<i>Primavera</i>	<i>Verano</i>	<i>Otoño</i>	<i>Total</i>	$\chi^2$
<b>1945-1972</b>	24 (24,9)	24 (23,9)	26 (25,9)	26 (25,4)	100	0,17
<b>1973-2000</b>	27 (26,1)	25 (25,1)	27 (27,2)	26 (26,6)	95	
<b>1945-2000</b>	51	49	53	52	205	0,09

<i>Tirreno</i>	<i>Invierno</i>	<i>Primavera</i>	<i>Verano</i>	<i>Otoño</i>	<i>Total</i>	$\chi^2$
<b>1945-1972</b>	26 (26,4)	27 (26,4)	26 (27,4)	26 (24,8)	105	0,25
<b>1973-2000</b>	25 (24,6)	24 (24,6)	27 (25,6)	22 (23,2)	98	
<b>1945-2000</b>	51	51	53	48	203	0,31

Tabla 3.2. Frecuencia de valores estacionales de temperatura superficial (°C) en dos zonas del Mediterráneo Oriental: Cuenca Levantina y Mar Adriático

<i>C. Levantina</i>	<i>Invierno</i>	<i>Primavera</i>	<i>Verano</i>	<i>Otoño</i>	<i>Total</i>	$\chi^2$
<b>1945-1972</b>	24 (24,7)	26 (25,8)	27 (26,3)	26 (26,3)	103	0,12
<b>1973-2000</b>	25 (24,3)	25 (25,3)	25 (25,8)	26 (25,8)	101	
<b>1945-2000</b>	49	51	52	52	204	0,10

<i>Adriático</i>	<i>Invierno</i>	<i>Primavera</i>	<i>Verano</i>	<i>Otoño</i>	<i>Total</i>	$\chi^2$
<b>1945-1972</b>	25 (25,4)	26 (26,4)	26 (25,4)	25 (24,9)	102	0,10
<b>1973-2000</b>	24 (23,6)	25 (24,6)	23 (23,6)	23 (23,2)	95	
<b>1945-2000</b>	49	51	49	48	197	0,06

Las tablas 3.1 y 3.2 muestran con qué frecuencia se dispone de valores de temperatura superficial para cada estación del año en ciertas regiones tanto del Mediterráneo Occidental como Oriental. La línea inferior de la tabla muestra dichas frecuencias para todo el periodo en el que nos centraremos en este capítulo, es decir, 1945-2000. Así, por ejemplo, en el caso del Mar de Alborán, de un total de 200 valores de temperatura obtenidos para este periodo, 50 correspondieron a invierno, 51 a primavera, 50 a verano y 49 a otoño. Prácticamente podríamos concluir que no hay una estación del año que haya sido muestreada con mayor frecuencia que las demás. Para tratar de dar un valor más objetivo que respalde esta afirmación podríamos plantearnos si las probabilidades de que se realicen muestreos en el Mar de Alborán son las mismas en todas las estaciones del año. De ser cierta esta hipótesis (hipótesis nula), la frecuencia relativa asociada a cada estación del año sería 1/4 y, teniendo en cuenta que disponemos de 200 observaciones, la frecuencia teórica para cada estación del año sería 25. Comparando las frecuencias observadas en la última fila de estas tablas con la frecuencia teórica podemos calcular el estadístico  $\chi^2$  de acuerdo con la expresión:

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^4 \frac{(f_i - \hat{f}_i)^2}{\hat{f}_i} \quad [3.2]$$

Donde  $f_i$  son las frecuencias observadas para cada una de las categorías de las cuatro en que se agrupan los datos: invierno, primavera, verano y otoño.  $\hat{f}_i$  es la frecuencia teórica para la categoría  $i$ -ésima, y los grados de libertad son  $4 - 1$  (véase, por ejemplo, Zar, 1984). La última columna de la tabla indica el valor de  $\chi^2$  obtenido, que en este ejemplo es 0,42. Si se compara con el valor crítico para una significancia estadística de 0,05, que es 7,82, no podemos desechar la hipótesis nula y aceptamos que tenemos iguales probabilidades de obtener un valor de temperatura en todas las estaciones del año.

No obstante, esta comprobación no es suficiente, pues esta frecuencia de muestreo podría haber sido distinta a lo largo del periodo cubierto por la serie temporal. Para ello dividimos la serie total en dos mitades, la primera de 1945 a 1972 y la segunda de 1973 a 2000. La pregunta que ahora nos hacemos es si la proporción de medidas correspondientes a cada estación del año ha variado cuando comparamos la primera y la segunda parte de la serie. La hipótesis nula en este caso es que la frecuencia con la que se muestrea cada estación del año (invierno, primavera, verano

u otoño), no depende del periodo considerado. Las tres filas de las tablas 3.1 y 3.2 y las columnas 2 a 6 conforman lo que se denomina una tabla de contingencia. Para explicar este tipo de tablas consideremos la primera de ellas. En el caso del Mar de Alborán se obtuvieron 26 valores estacionales de invierno durante el primer periodo de la serie temporal y 24 durante el segundo. El total de medidas de invierno de todo el periodo es de 50. El número total de valores estacionales para la primera parte de la serie es de 101, mientras que durante la segunda parte fue de 99. Si las probabilidades de que la estación invernal sea muestreada no depende del periodo considerado, su proporción debe ser la misma que la proporción entre el número total de medidas de cada periodo. Dicho de otra manera, la frecuencia teórica para la primera parte debería ser  $50 \frac{101}{200}$  y el número de medidas de invierno correspondientes al segundo

periodo  $50 \frac{99}{200}$ . Los números entre paréntesis muestran estas frecuencias teóricas. En

este caso tenemos 4 categorías en las que se agrupan los datos: invierno, primavera, verano, otoño y una variable: periodo de la serie, que puede tomar dos valores: primera parte o segunda parte. Nuevamente podemos calcular el estadístico  $\chi^2$  como:

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^4 \sum_{j=1}^2 \frac{(f_{ij} - \hat{f}_{ij})^2}{\hat{f}_{ij}} \quad [3.3]$$

En este caso tenemos  $(4-1) \times (2-1) = 3$  grados de libertad. El valor de  $\chi^2$  obtenido se muestra en la última columna. En el ejemplo del Mar de Alborán este valor es 0,04, que si se compara con el valor crítico de la  $\chi^2$  con 3 grados de libertad y una significancia estadística del 0,05 no nos permite descartar la hipótesis nula de que las distintas estaciones son muestreadas con igual frecuencia al principio y al final de la serie. En consecuencia, el último de los métodos utilizado para obtener series anuales de temperatura, salinidad y densidad introduce en cada valor un error cuando el año considerado presente huecos, pero este error se distribuye a lo largo de toda la serie, de tal forma que aumentará la varianza de la misma, pero no es previsible que introduzca ningún sesgo en el cálculo de tendencias.



### 3.1.2. Utilización de datos de temperatura de batitermógrafos

Como se indicó en el apartado anterior, los datos de temperatura y salinidad utilizados fueron todas aquellas medidas disponibles y etiquetadas como buenas tras el correspondiente control de calidad en la base de datos MEDAR/MEDATLAS. Estos datos proceden tanto de botellas oceanográficas como de CTDs y batitermógrafos. Numerosos trabajos han mostrado que las medidas de temperatura obtenidas mediante batitermógrafos presentaban sesgos que en algunos casos llegaban a los 0,5 °C (Gouretski & Koltermann, 2007; Domingues et al., 2008; Ishii & Kimoto, 2009). Estos sesgos estaban producidos por errores en la ecuación que proporcionaba la velocidad de caída de estos dispositivos. La solución a este problema adoptada por los citados autores fue la de corregir dicha ecuación de caída y recalcular los perfiles de temperatura. En el presente estudio no disponemos de la información necesaria para realizar estas correcciones. En consecuencia, la aproximación a este problema fue distinta. Todos los cálculos se realizaron por duplicado, incluyendo datos procedentes de batitermógrafos, y excluyéndolos, es decir, usando tan solo botellas oceanográficas y CTDs. De esta forma podremos detectar si los resultados obtenidos son sensibles a la utilización de estos datos y, en consecuencia, si pueden estar afectados por los errores descritos en la literatura.

### 3.1.3. Series temporales de datos interpolados

Otra posibilidad para poder disponer de series de datos oceanográficos sin huecos es usar datos interpolados temporal y espacialmente. Rixen et al. (2000; 2005) construyeron a partir de los datos oceanográficos recopilados en el Mediterráneo durante la segunda mitad del siglo XX, una serie anual de datos oceanográficos interpolados sobre una rejilla 230 x 81 x 25 que cubre el Mediterráneo desde los 9,3° de longitud Oeste hasta los 36,5 ° de longitud Este, y desde los 30° hasta los 46° de latitud Norte con un espaciado tanto en latitud como en longitud de 0,2°. En la vertical usa 25 niveles isobáricos sobre 0, 5, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 125, 150, 200, 250, 300, 400, 500, 600, 800, 1000, 1200, 1500, 2000, 2500, 3000, 3500, 4000 dbar. El intervalo temporal cubierto por estos datos comprende desde 1945 hasta 2000. Los detalles sobre el método de interpolación pueden consultarse en Rixen et al. (2000) y escapan al objetivo de esta

tesis. Baste decir que los datos son interpolados tanto temporal como espacialmente, como se esquematiza en la figura 3.15.

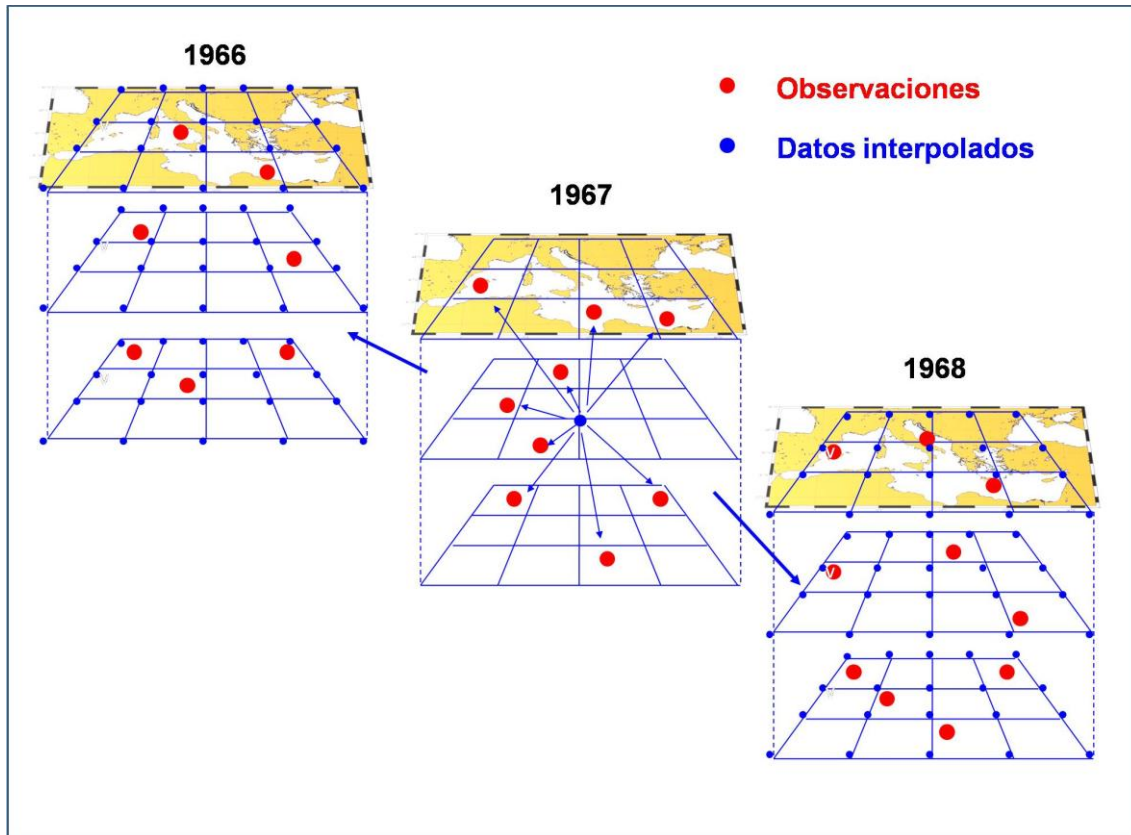


Figura 3.15. Esquema de interpolación temporal y espacial siguiendo el método de Rixen et al. (2005)

El uso de estos datos interpolados nos permite construir series anuales sin ningún tipo de huecos. En este caso, para cada año de la serie temporal, simplemente debemos escoger los puntos de la rejilla que se encuentran dentro de los límites que definen cada zona geográfica y realizar un promedio espacial. Evidentemente, al no existir huecos (que han sido rellenados por el proceso de interpolación) no tiene sentido aplicar ninguno de los métodos descritos anteriormente.

La figura 3.16 resume la metodología empleada hasta el momento para obtener series temporales anuales de temperatura y salinidad para cada una de las regiones en las que se ha dividido el Mediterráneo y para cada una de las profundidades consideradas.

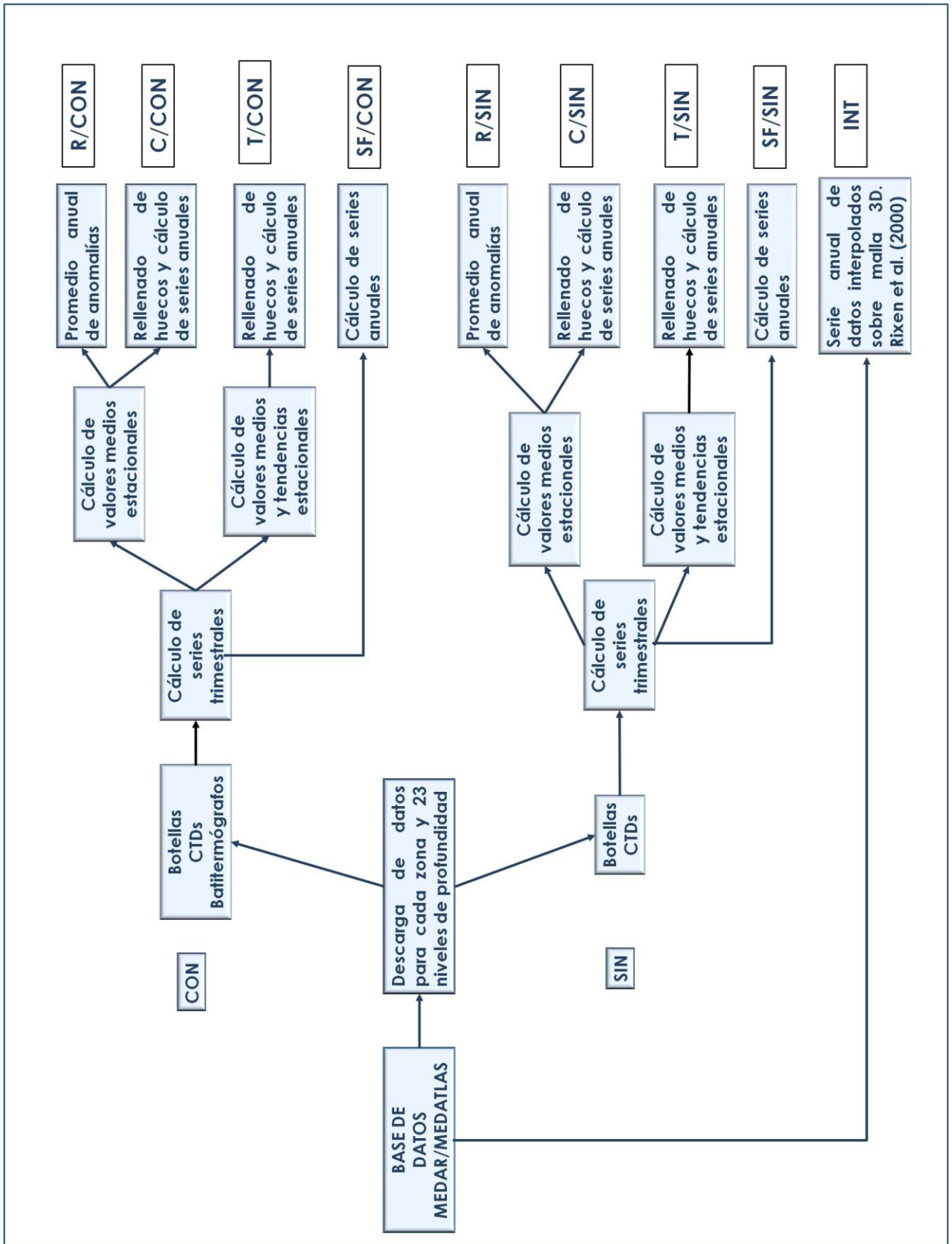


Figura 3.16. Esquema de las distintas metodologías empleadas para la obtención de series temporales de temperatura y salinidad

### 3.1.4. Series temporales de promedios espaciales por cuencas Occidental y Oriental y Mediterráneo en su conjunto

Una vez tenemos series temporales para cada profundidad y para cada una de las regiones en las que hemos dividido el Mediterráneo, interesa obtener valores representativos tanto de la Cuenca Occidental, como de la Oriental, así como de todo el Mediterráneo en su conjunto. Al igual que cuando hicimos los promedios temporales, podríamos haber recopilado todos los valores de temperatura o salinidad correspondientes a un mismo año para todo el Mediterráneo Occidental, por ejemplo, y promediarlos. Sin embargo, igual que ocurría con los promedios temporales para obtener series anuales, si el número de datos correspondientes a una zona más salada (el Mar Tirreno, por ejemplo) fuese muy superior al número de datos correspondientes a otra menos salada (Mar de Alborán), el promedio estaría sesgado. En consecuencia es más correcto obtener para cada año (y para cada profundidad) un valor correspondiente a cada región y luego promediar esos siete valores, en el caso del Mediterráneo Occidental, y esos cuatro valores, en el caso del Mediterráneo Oriental.

Nuevamente el mayor problema con el que nos encontramos es la escasez de datos y la existencia de huecos en las series temporales. En este caso, si un año solo disponemos de valores anuales correspondientes a las zonas más cálidas o saladas de una de las cuencas (Occidental u Oriental), o solo tenemos valores para las zonas más frías y menos saladas, el promedio para la cuenca no representará el verdadero valor de ese año. Para resolver este problema volvemos a utilizar las dos metodologías anteriormente descritas: *Anomalías Cero* y *Anomalías Representativas*. Las figuras 3.17A y 3.17B ilustra ambos procedimientos. Consideramos la capa de agua situada a 50 m de profundidad en el Adriático, Jónico, Egeo y Cuenca Levantina. Los valores en azul muestran las medidas de salinidad obtenidas en 1969 y las cifras en rojo los valores climatológicos anuales correspondientes a las citadas regiones. En el primer caso (figura 3.17A) promediamos los valores observados en el Adriático y Cuenca Levantina y los valores climatológicos con los que se rellenan los huecos existentes en el Egeo y en el Jónico. Los promedios se realizan pesando cada valor con el volumen de cada cuenca en el nivel considerado (50 m en este caso). En el segundo caso se promedian las anomalías o desviaciones respecto de la climatología para las dos regiones en las que disponemos de datos, en este ejemplo la Cuenca Levantina y el Mar Adriático.

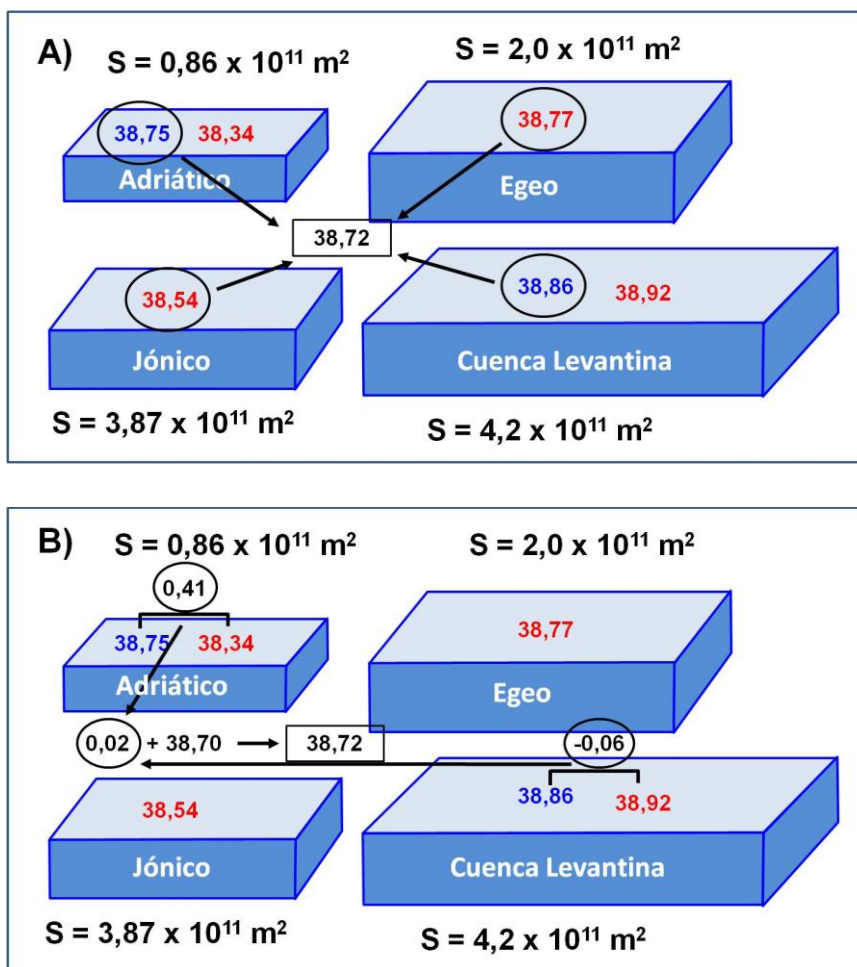


Figura 3.17. Esquema de cálculo de salinidad media en la cuenca oriental por diferentes métodos: A) Anomalías Cero y B) Anomalías Representativas

Para diferenciar entre el rellenado de huecos al hacer promedios anuales en una serie temporal y el rellenado de huecos al hacer promedios espaciales, al rellenado de huecos espaciales mediante el método de Anomalías Cero lo denominaremos método 1, mientras que al rellenado de huecos espaciales mediante Anomalías Representativas lo denominaremos método 2. De esta forma, podríamos usar series con o sin batitermógrafos en las que los promedios temporales se hubiesen realizado mediante cualquiera de los procedimientos R, F, T, SF, y finalmente esas series temporales anuales se hubiesen promediado espacialmente mediante el método 1 ó 2. Igualmente podríamos haber usado las series procedentes de los datos interpolados por Rixen et al. (2000; 2005). En este caso no existen huecos por lo que el promedio espacial no presenta ningún problema. La figura 3.18 muestra un resumen de la metodología explicada hasta el momento y las 17 formas de generar series temporales para cada una de las cuencas del Mediterráneo.

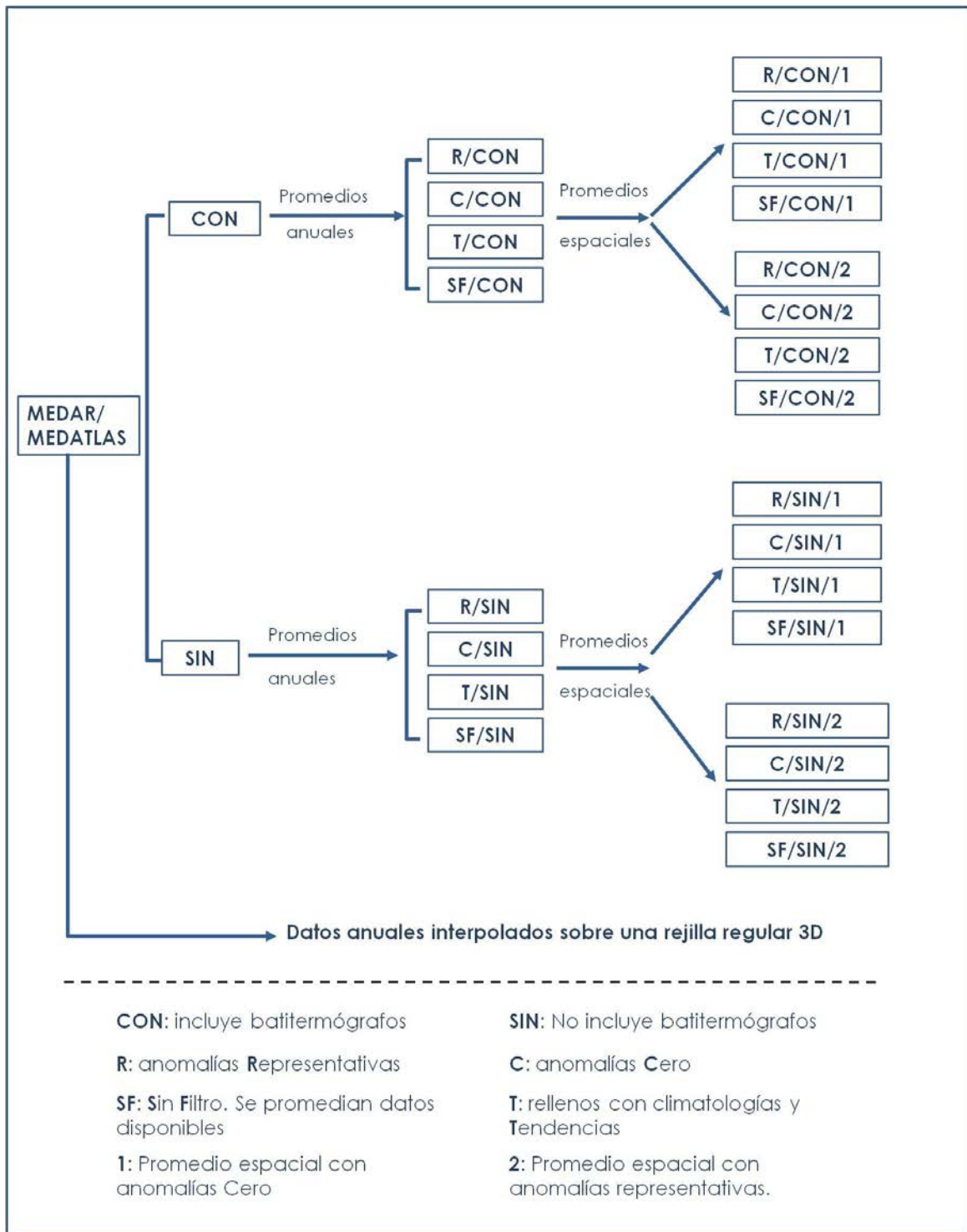


Figura 3.18. Esquema de la metodología empleada para la obtención por distintos métodos de series temporales.

### 3.1.5. Estructura en tres capas en el Mediterráneo

Dentro del Mediterráneo se han considerado habitualmente la existencia de tres grandes capas (aunque el número de masas de agua es muy superior). La primera de ellas, que ocupa la parte más superficial de la columna de agua estaría ocupada por el agua que entra a través del Estrecho de Gibraltar procedente del Atlántico y que se denomina Agua Atlántica (AA). Esta masa de agua es la menos salada de todas las que podemos encontrar en el Mediterráneo, si bien se encontrará más o menos modificada según su tiempo de residencia en el interior del Mediterráneo. Por seguir un criterio similar a trabajos anteriores y poder establecer las correspondientes comparaciones tomaremos esta capa superficial como aquella que se extiende desde la superficie hasta el nivel de 150 dbar. Por debajo de la capa superficial se encuentra la capa intermedia. Esta capa está ocupada por el Agua Levantina Intermedia (ALI) en el Mediterráneo Oriental. El ALI es la más salada del Mediterráneo y se caracteriza por un máximo relativo de salinidad y temperatura en profundidades intermedias que oscilan entre 150 y 400 dbar. En el caso el Mediterráneo Occidental, esta misma masa de agua es la que ocupa normalmente esta capa intermedia, si bien en algunas zonas y épocas del año (principalmente invierno y primavera) podemos encontrar una masa de agua muy fría y menos salada que el ALI que se denomina Agua Occidental Intermedia (AOI). En el presente trabajo consideraremos como capa intermedia aquella que se extiende entre los niveles de 150 y 600 dbar. Finalmente, por debajo de la capa intermedia se encuentran las aguas profundas. Principalmente esta capa está ocupada por el Agua profunda del Mediterráneo Oriental (APMO<sub>r</sub>) y el Agua profunda del Mediterráneo Occidental (APMO<sub>c</sub>), si bien en algunas zonas podemos encontrar masas de agua con propiedades diferentes como pueden ser el Agua profunda del Adriático (APA) o el Agua profunda del Tirreno (APT). En cualquier caso, para el presente análisis de tendencias consideraremos la capa profunda como la que se extiende por debajo de los 600 dbar hasta el fondo o hasta los 2500 dbar según los casos. En el presente trabajo se promedian los valores de temperatura, salinidad y densidad potencial para cada una de estas capas que en adelante denominaremos: aguas superficiales, aguas intermedias y aguas profundas.

### 3.1.6 Series temporales y cálculos de contenido calorífico.

Para calcular la evolución temporal del contenido calorífico de la columna de agua, se obtuvieron perfiles climatológicos de temperatura para cada una de las cuencas del Mediterráneo utilizando el periodo completo (1945-2000):  $T(z)$ . Consideramos  $T_i(z)$  como el perfil de temperatura para el año  $i$ -ésimo. Igualmente consideramos el perfil de densidad  $\rho(z)$  y de calor específico  $c_p(z)$ . Si  $S(z)$  es la superficie de la cuenca para la profundidad o nivel  $z$ , entonces, para el año " $i$ ", el calor absorbido por la columna de agua sería:

$$Q(t_i) = \int_{z=0}^{\text{fondo}} c_p(z) \rho(z) S(z) [T_i(z) - T(z)] dz \quad [3.4]$$

Si en lugar de calcular el calor absorbido por la columna de agua queremos calcular el calor absorbido por una determinada capa de la dicha columna simplemente debemos cambiar los límites de integración:

$$Q(t_i) = \int_{z_1}^{z_2} c_p(z) \rho(z) S(z) [T_i(z) - T(z)] dz \quad [3.5]$$

Siendo  $z_1$  y  $z_2$  los límites de la capa considerada. Estas nuevas series temporales se expresan en Julios (J).



### 3.1.7 ¿Por qué diferentes metodologías?

En este punto del trabajo podríamos preguntarnos, ¿Por qué realizar el análisis de las series temporales de tantas formas distintas? ¿No es simplemente un mero ejercicio matemático que no aporta nada a nuestro conocimiento sobre los cambios de las masas de agua en el Mediterráneo a lo largo del siglo XX?

La respuesta es que el problema de los huecos en las series temporales tiene que ser tratado antes de obtener series definitivas en base a las cuales podamos extraer conclusiones acerca de los cambios que pudiera estar experimentando el Mediterráneo. En principio, todos los métodos presentados parecen razonables y podríamos habernos decantado por uno cualquiera de ellos. El análisis de las tendencias que pudieran presentar estas series temporales no debería depender de la forma en que se han realizado estos promedios. Sin embargo, Vargas-Yáñez et al. (2009; 2010a; 2010b; 2012b) muestran que los resultados obtenidos son, en muchos casos, sensibles a la elección del método de análisis empleado. Si una masa de agua muestra un calentamiento o un aumento de su salinidad cuando obtenemos series temporales aplicando uno de los métodos anteriormente descritos, y no presenta tales tendencias, o incluso presenta cambios de signo opuesto cuando los promedios se realizan de una forma diferente, ¿Qué debemos concluir?, ¿Cuál de los dos resultados debe recibir mayor credibilidad?

La aproximación a este problema seguida en esta Tesis es la siguiente: las series temporales se analizan de todas las formas posibles explicadas a lo largo de este capítulo. De esta forma se realiza un análisis de tendencias en la temperatura, salinidad y densidad de las masas de agua del Mediterráneo, y al mismo tiempo, un estudio de sensibilidad de los resultados obtenidos. Tras comparar los distintos resultados, solo consideraremos robustos y fiables aquellos resultados que no sean sensibles a la metodología empleada.

### 3.1.8. Cálculo de tendencias.

Una vez obtenida una serie temporal anual para cualquiera de las variables consideradas (temperatura, salinidad, densidad potencial o calor absorbido) para cualquiera de las cuencas mediterráneas y para cualquiera de las capas en las que hemos dividido la columna de agua, podemos volver a la pregunta inicial: ¿Están cambiando estas propiedades a lo largo del tiempo?

Para responder a esta pregunta consideramos que cualquiera de las variables puede expresarse según la expresión:

$$y_i = a + b(t_i - \bar{t}) + z_i \quad [3.6]$$

Con  $i = 1, \dots, n$ , siendo  $n$  el número de años que conforman la serie temporal. El periodo temporal cubierto por la serie va desde  $t_1$  hasta  $t_n$ ,  $\bar{t}$  siendo el valor central del periodo de tiempo analizado,  $a$  el valor medio de la serie temporal,  $b$  la variación anual de la variable  $y$ . Finalmente,  $z$  representa la desviación que cada año presenta respecto del comportamiento lineal. Hay que señalar que los valores de  $z_i$  son debidos en primer lugar a las variaciones naturales que todas las variables oceanográficas, al igual que las atmosféricas, presentan con el paso de los años. Es lo que podríamos llamar variabilidad inter-anual. Pero además, ya hemos visto que el cálculo de los valores de temperatura, salinidad y densidad que realizamos para cada año de la serie, está sujeto a errores. En unos casos se tratará de los propios errores que conlleva cualquier medida, y en otros casos de los errores introducidos por el proceso de promediado y la presencia de huecos en las series analizadas.

Nuestro objetivo se reduce a estimar los valores de  $a$  y  $b$ . Una vez estimados estos parámetros, la serie puede descomponerse en una parte lineal y unas anomalías o residuos que representan tanto la variabilidad inter-anual como los propios errores de medida:

$$y_i = \hat{a} + \hat{b}(t_i - \bar{t}) + \hat{z}_i \quad [3.7]$$

Los valores de  $a$ ,  $b$  y  $z_i$  aparecen “con gorro” con lo que denotamos que es la estimación que hemos hecho de esos valores, pero que no coincidirán, en general, con los valores reales de estos parámetros y variables. La forma habitual de estimar estos parámetros es minimizando la suma de los residuos al cuadrado (ver por ejemplo

Draper & Smith, 1981). Es decir, debemos escoger los valores  $a$  y  $b$  con gorro de tal forma que se minimice la expresión:

$$\sum_{i=1}^n \hat{z}_i^2 = \sum_{i=1}^n [y_i - \hat{a} - \hat{b}(t_i - \bar{t})]^2 \quad [3.8]$$

Si derivamos respecto de ellas e igualamos a cero, obtenemos:

$$\hat{a} = \frac{\sum_{i=1}^n y_i}{n} \quad \hat{b} = \frac{\sum_{i=1}^n y_i (t_i - \bar{t})}{\sum_{i=1}^n (t_i - \bar{t})^2} \quad [3.9]$$

Puede demostrarse que nuestros estimadores de  $a$  y  $b$  no tienen sesgo, es decir, el valor esperado de estos estimadores son los valores reales  $a$  y  $b$ . Si los residuos  $z_i$  siguen una distribución normal de media cero y varianza  $\sigma_z^2$  y no están autocorrelacionados, es decir  $\langle z_i z_j \rangle = 0$  para  $i \neq j$ , (los corchetes denotan expectación o valor esperado), entonces la varianza del estimador  $b$  con gorro, puede escribirse como:

$$\sigma_b^2 = \frac{\sigma_z^2}{\sum_{i=1}^n (t_i - \bar{t})^2} \quad [3.10]$$

Como no conocemos la varianza de los residuos, podemos estimarla usando la expresión:

$$s^2 = \frac{\sum_{i=1}^n \hat{z}_i^2}{n-1} \quad [3.11]$$

En este caso, la variable  $\frac{\hat{b} - b}{\frac{s}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (t_i - \bar{t})^2}}}$  está distribuida como una t-student

con n-1 grados de libertad. Esto nos permite estimar intervalos de confianza para los valores estimados con una significancia estadística  $\alpha$  como:

$$\pm t_{n-1}(1-\alpha/2) \frac{s}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (t_i - \bar{t})^2}} \quad [3.12]$$

Siendo  $t_{n-1}(1-\alpha/2)$  el cuantil  $1-\alpha/2$  de una t-student con n-1 grados de libertad.

### 3.1.9. Auto-correlación de las series temporales

La validez de las expresiones anteriores se basa en que los residuos, es decir, las desviaciones respecto del comportamiento lineal, siguen una distribución normal o gaussiana y no están auto-correlacionados. La normalidad de los residuos fue testeada mediante tests de Chi-cuadrado y Smirnov-Kolmogorov. Sin embargo, los residuos sí están auto-correlacionados. Como ya se ha comentado, estos residuos son, en parte, debidos a los errores de medida y a los propios errores introducidos por el procesado de las series temporales. Estos errores cometidos en años consecutivos no tienen por qué estar correlacionados. Sin embargo, parte de estas anomalías son debidas a la propia variabilidad natural de las masas de agua. Las anomalías observadas en años consecutivos sí pueden estar correlacionadas, tanto es así que es posible detectar en algunos casos una variabilidad decadal. Dicho de otra forma, años anómalamente cálidos o salados suelen estar seguidos por años con anomalías similares. El resultado de esta auto-correlación es que los grados de libertad reales de las series temporales son menores que los grados de libertad nominales: n-1. Considerar un número de grados de libertad superior al real implicaría estimar intervalos de confianza artificialmente pequeños y la posibilidad de considerar la existencia de tendencias significativas cuando realmente no existen o, al menos, no pueden detectarse significativamente. Al margen de estas consideraciones, las expresiones deducidas en

el apartado anterior solo son válidas en el caso de residuos normales y estadísticamente independientes.

Una alternativa frecuentemente utilizada es la de mantener el uso de la expresión [3.12] sustituyendo los grados de libertad por unos "grados de libertad efectivos" (Emmery y Thomson, 1998; Chelton, 1983). Los grados efectivos de libertad se calcularían como:

$$n^* = \frac{n\Delta t}{\tau} \quad [3.13]$$

$\Delta t$  es el intervalo temporal (un año en el presente caso) y  $\tau$  la escala temporal integral, la cual se define como:

$$\tau = \int_0^{\infty} \rho(t) dt \quad [3.14]$$

$\rho(t)$  es la correlación entre la serie temporal y la misma serie con un desfase  $t$ . En la práctica, la integral (10) se calcula entre 0 y el primer cero de la función de autocorrelación. Otra posibilidad es la de calcular:

$$\tau(r) = \int_0^r \rho(t) dt \quad [3.15]$$

Como una función del límite de integración. Finalmente se tomaría la escala temporal integral como el primer máximo de esta función (Lenshow y Stankov, 1986). Vargas-Yáñez et al. (2005) probaron ambas posibilidades no encontrando diferencias apreciables. La figura 3.19 muestra un ejemplo de la función de autocorrelación para las series anuales de temperatura en el nivel de 50 dbar para el Mar de Alborán, Mar Tirreno, Mar Jónico y Cuenca Levantina. El primer cruce en el eje de abcisas se produce entre 1,5 y 2,5 años, siendo ésta la escala temporal integral.

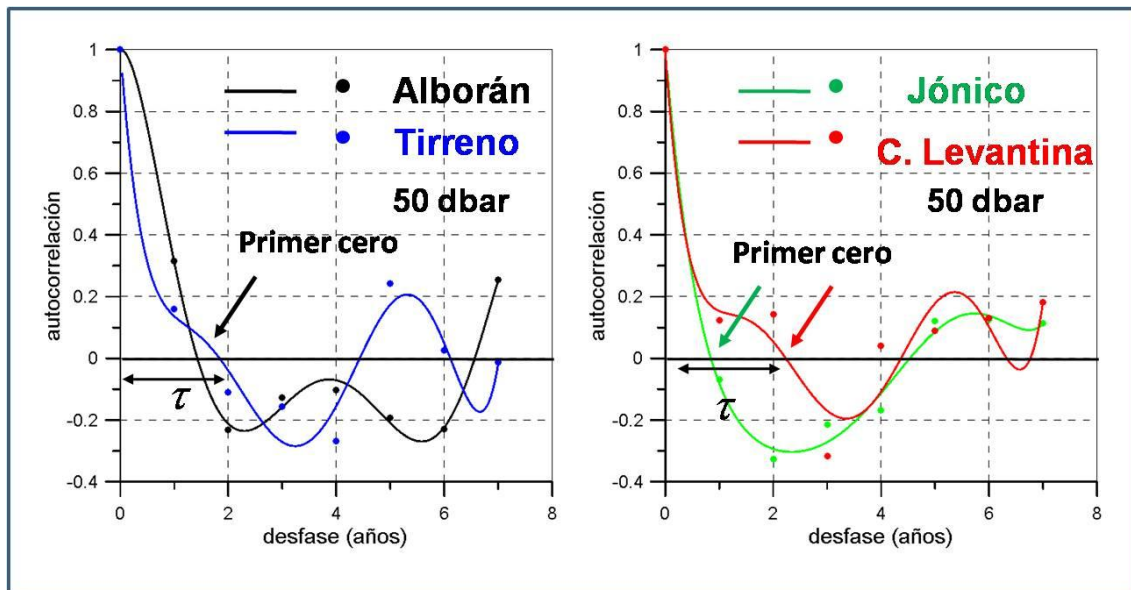


Figura 3.19. Funciones de autocorrelación para las series anuales de temperatura en el nivel de 50db en el mar de Alborán, mar Tirreno, mar Jónico y cuenca Levantina.

### 3.2. Resultados

Las figuras 3.20 y 3.21 muestran la evolución de la temperatura y la salinidad para las series temporales anuales obtenidas a partir de datos de botellas oceanográficas, CTDs y batitermógrafos en el Mediterráneo Occidental y para las tres capas en las que se ha dividido la columna de agua: Capa Atlántica (0-150 dbar), capa intermedia (150-600 dbar) y capa profunda (600 dbar-fondo). En cada una de las gráficas se han incluido las series temporales obtenidas usando las diferentes metodologías. Así, los puntos negros corresponden a series anuales en las que los promedios anuales se han obtenido usando medias representativas y con promedios espaciales calculados usando anomalías cero (R/CON/1). Los puntos azules corresponden a series temporales obtenidas mediante anomalías cero y promedios espaciales también con anomalías cero (C/CON/1). Los puntos rojos corresponden a series temporales rellenadas mediante el uso de climatologías y tendencias y los promedios espaciales calculados mediante anomalías cero (T/CON/1). Los puntos verdes corresponden a series temporales en las que se han promediado los datos disponibles sin ningún tipo de relleno ni de filtro y los promedios espaciales se han calculado usando anomalías cero (SF/CON/1). Con el mismo criterio de colores pero

usando triángulos se han obtenido las series temporales correspondientes a al uso de datos en los que los promedios espaciales se han realizado usando anomalías representativas. De forma resumida, los triángulos negros son para R/CON/2, triángulos azules para C/CON/2, triángulos rojos para T/CON/2 y triángulos verdes para SF/CON/2. Como puede observarse, para cada año concreto el conjunto de valores que puede obtenerse según la metodología empleada tiene una elevada dispersión. Las líneas grises que engloban a estos valores representan la envolvente a este conjunto de series temporales obtenida simplemente como las series formadas por los valores máximos y mínimos encontrados para cada año. Estas series se han suavizado mediante la aplicación de medias móviles de cinco años (lo que explica que existan valores por fuera de dichas envolventes). De esta forma obtenemos un margen de error para las medidas asociadas a cada año.

Como ya hemos comentado, una de las posibles fuentes de error en las tendencias y la variabilidad interanual de las series climáticas es el sesgo introducido por las medidas procedentes de batitermógrafos. Para analizar la sensibilidad de nuestros resultados al uso de estos dispositivos de medida, los cálculos se repitieron excluyendo tales medidas. Las figuras 3.22 y 3.23 muestran la evolución de la temperatura y salinidad para el Mediterráneo Occidental y la capa atlántica, intermedia y profunda sin usar batitermógrafos. Las figuras 3.24, 3.25, 3.26 y 3.27 muestran la evolución de la temperatura y salinidad para el Mediterráneo Oriental incluyendo y excluyendo los datos procedentes de batitermógrafos. Finalmente las figuras 3.28, 3.29, 3.30 y 3.31 son análogas a las anteriores pero en este caso las series de temperatura y salinidad se han promediado para todo el Mediterráneo. Hay que resaltar que en todos los casos los promedios están pesados con los volúmenes de las capas de agua y cuencas utilizadas.

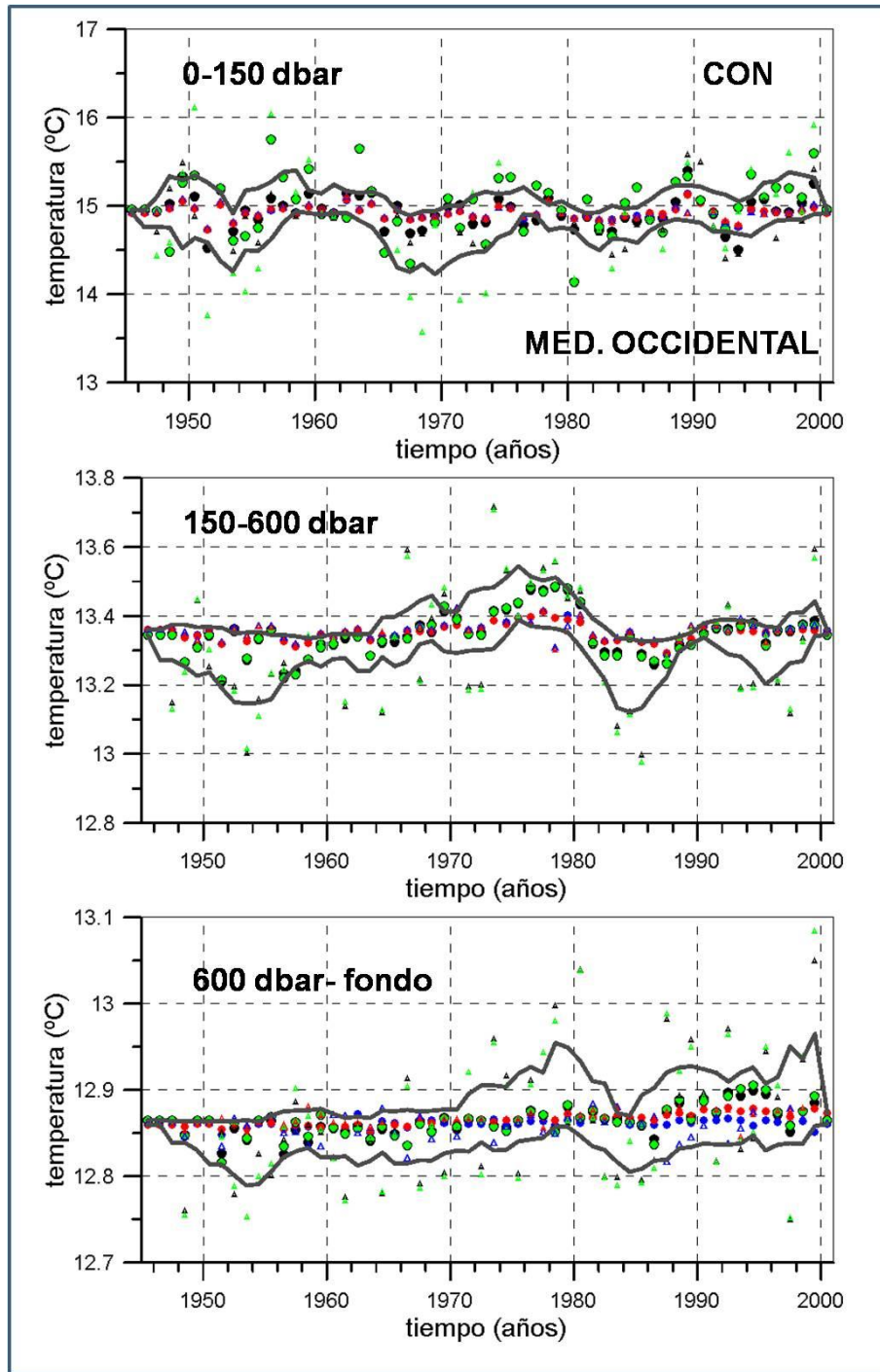


Figura 3.20. Evolución de la temperatura de las series temporales calculadas incluyendo datos de batitermógrafos, en el Mediterráneo Occidental, para las capas 0-150 dbar, 150-600 dbar y 600 dbar-fondo. Punto negro (R/CON/1), punto azul (C/CON/1), punto rojo (T/CON/1), punto verde (SF/CON/1), triángulo negro (R/CON/2), triángulo azul (C/CON/2), triángulo rojo (T/CON/2) y triángulo verde (SF/CON/2)



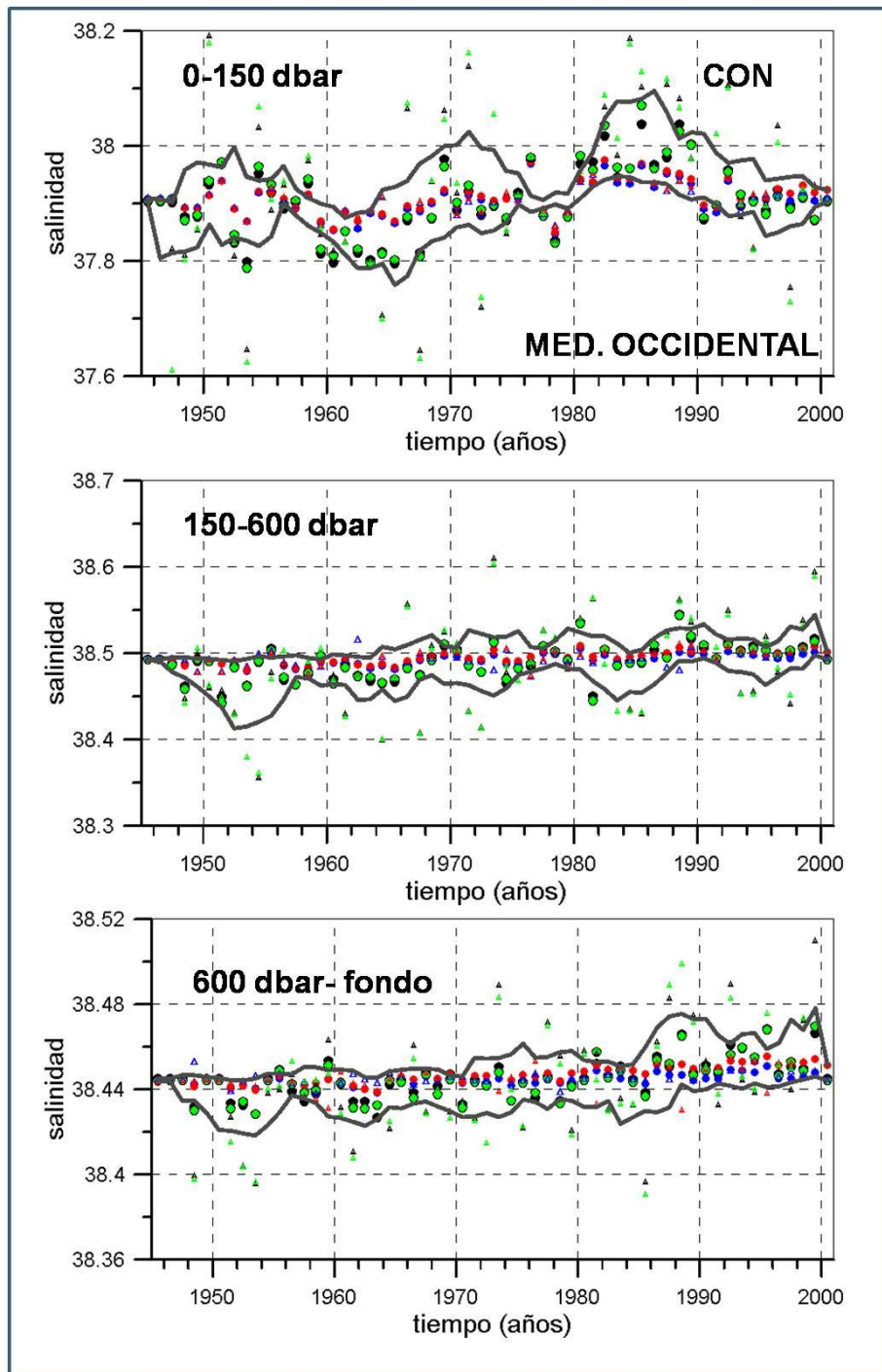


Figura 3.21. Evolución de la salinidad de las series temporales calculadas incluyendo datos de batitermógrafos, en el Mediterráneo Occidental, para las capas 0-150 dbar, 150-600 dbar y 600 dbar-fondo. Punto negro (R/CON/1), punto azul (C/CON/1), punto rojo (T/CON/1), punto verde (SF/CON/1), triángulo negro (R/CON/2), triángulo azul (C/CON/2), triángulo rojo (T/CON/2) y triángulo verde (SF/CON/2)

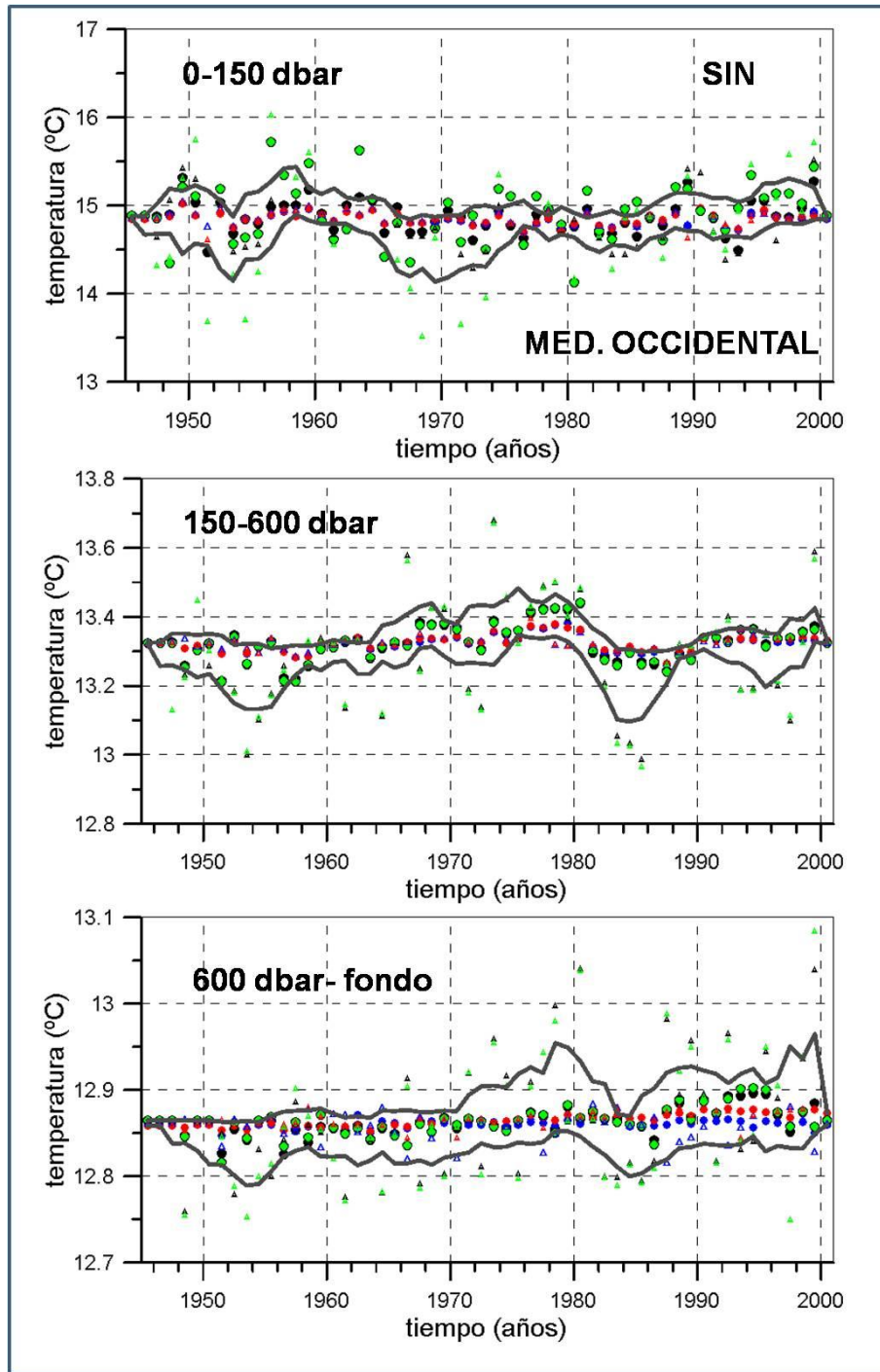


Figura 3.22. Evolución de la temperatura de las series temporales calculadas sin incluir datos de batitermógrafos, en el Mediterráneo Occidental, para las capas 0-150 dbar, 150-600 dbar y 600 dbar-fondo. Punto negro (R/CON/1), punto azul (C/CON/1), punto rojo (T/CON/1), punto verde (SF/CON/1), triángulo negro (R/CON/2), triángulo azul (C/CON/2), triángulo rojo (T/CON/2) y triángulo verde (SF/CON/2)

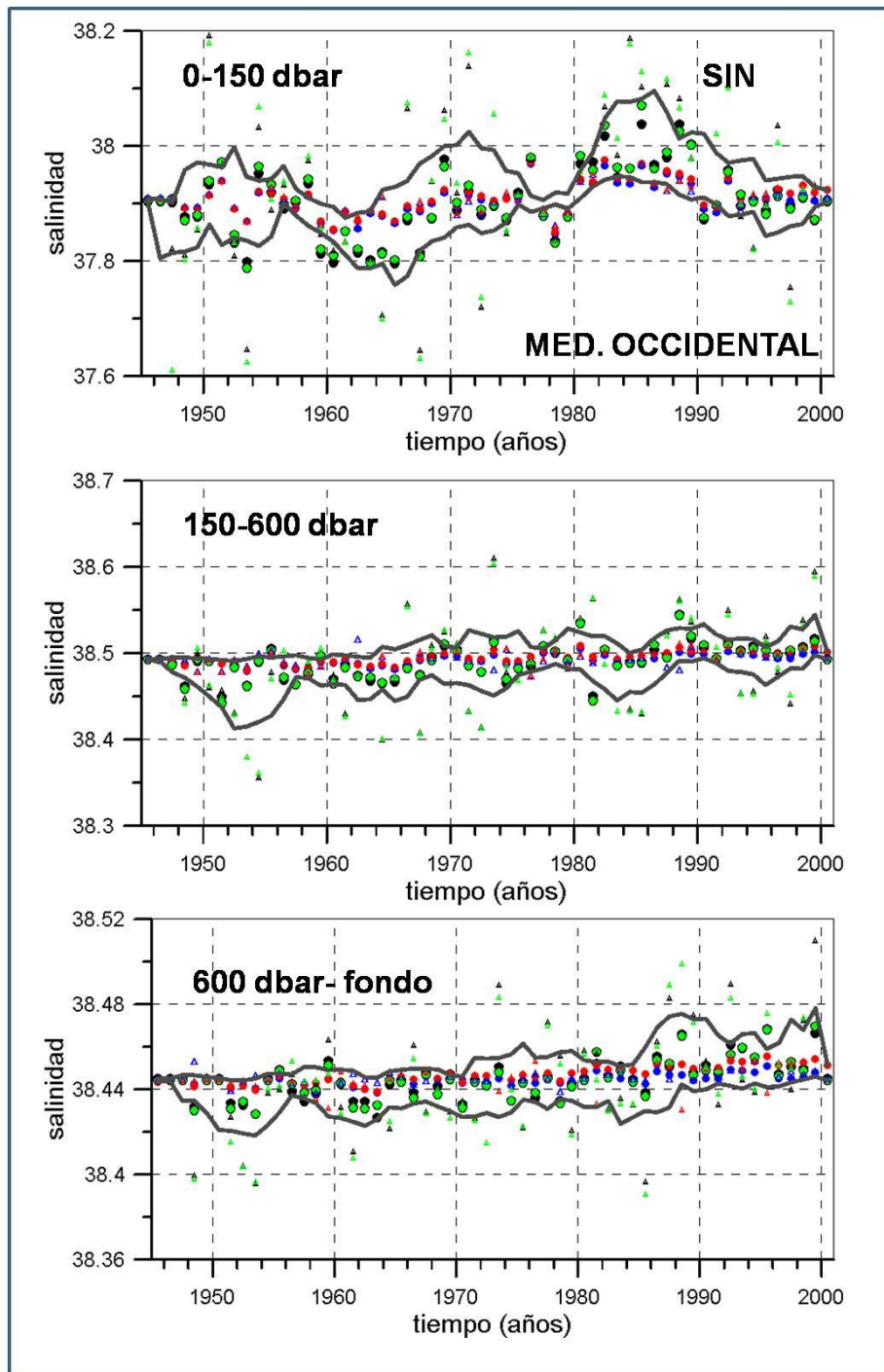


Figura 3.23. Evolución de la salinidad de las series temporales calculadas sin incluir datos de batitermógrafos, en el Mediterráneo Occidental, para las capas 0-150 dbar, 150-600 dbar y 600 dbar-fondo. Punto negro (R/CON/1), punto azul (C/CON/1), punto rojo (T/CON/1), punto verde (SF/CON/1), triángulo negro (R/CON/2), triángulo azul (C/CON/2), triángulo rojo (T/CON/2) y triángulo verde (SF/CON/2)

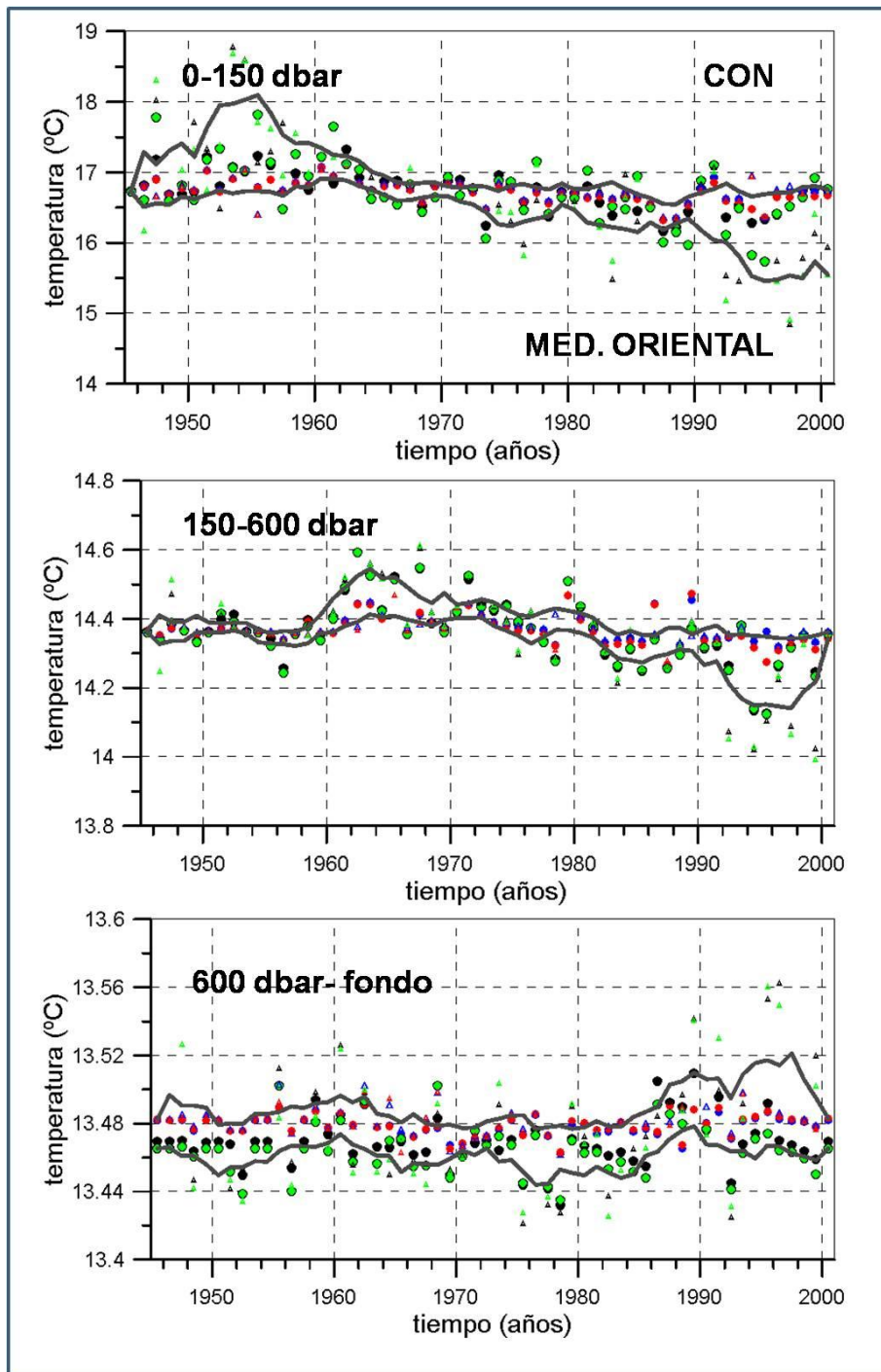


Figura 3.24. Evolución de la temperatura de las series temporales calculadas incluyendo datos de batitermógrafos, en el Mediterráneo Oriental, para las capas 0-150 dbar, 150-600 dbar y 600 dbar-fondo. Punto negro (R/CON/1), punto azul (C/CON/1), punto rojo (T/CON/1), punto verde (SF/CON/1), triángulo negro (R/CON/2), triángulo azul (C/CON/2), triángulo rojo (T/CON/2) y triángulo verde (SF/CON/2)

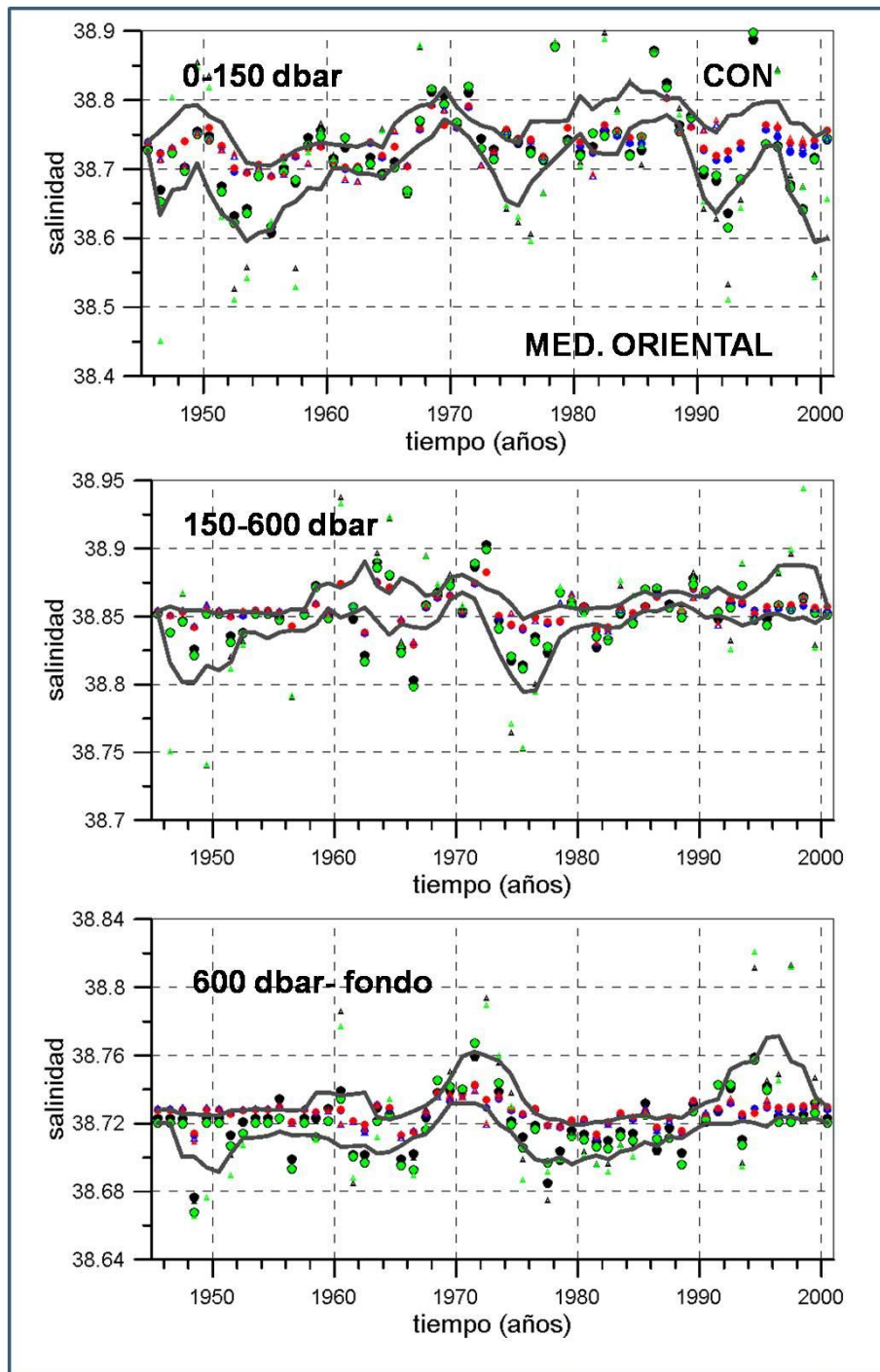


Figura 3.25. Evolución de la salinidad de las series temporales calculadas incluyendo datos de batitermógrafos, en el Mediterráneo Oriental, para las capas 0-150 dbar, 150-600 dbar y 600 dbar-fondo. Punto negro (R/CON/1), punto azul (C/CON/1), punto rojo (T/CON/1), punto verde (SF/CON/1), triángulo negro (R/CON/2), triángulo azul (C/CON/2), triángulo rojo (T/CON/2) y triángulo verde (SF/CON/2)

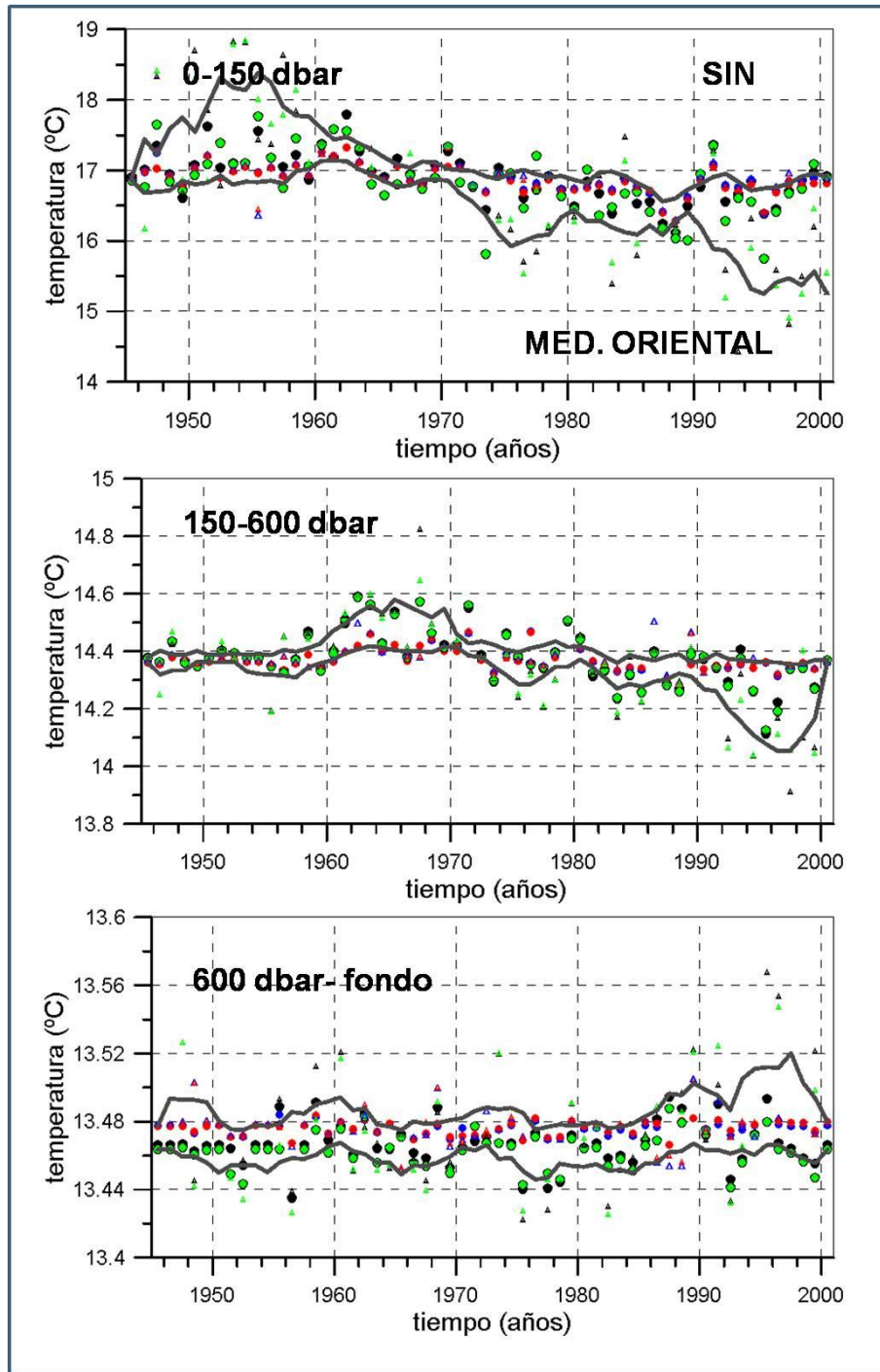


Figura 3.26. Evolución de la temperatura de las series temporales calculadas sin incluir datos de batitermógrafos, en el Mediterráneo Oriental, para las capas 0-150 dbar, 150-600 dbar y 600 dbar-fondo. Punto negro (R/CON/1), punto azul (C/CON/1), punto rojo (T/CON/1), punto verde (SF/CON/1), triángulo negro (R/CON/2), triángulo azul (C/CON/2), triángulo rojo (T/CON/2) y triángulo verde (SF/CON/2)

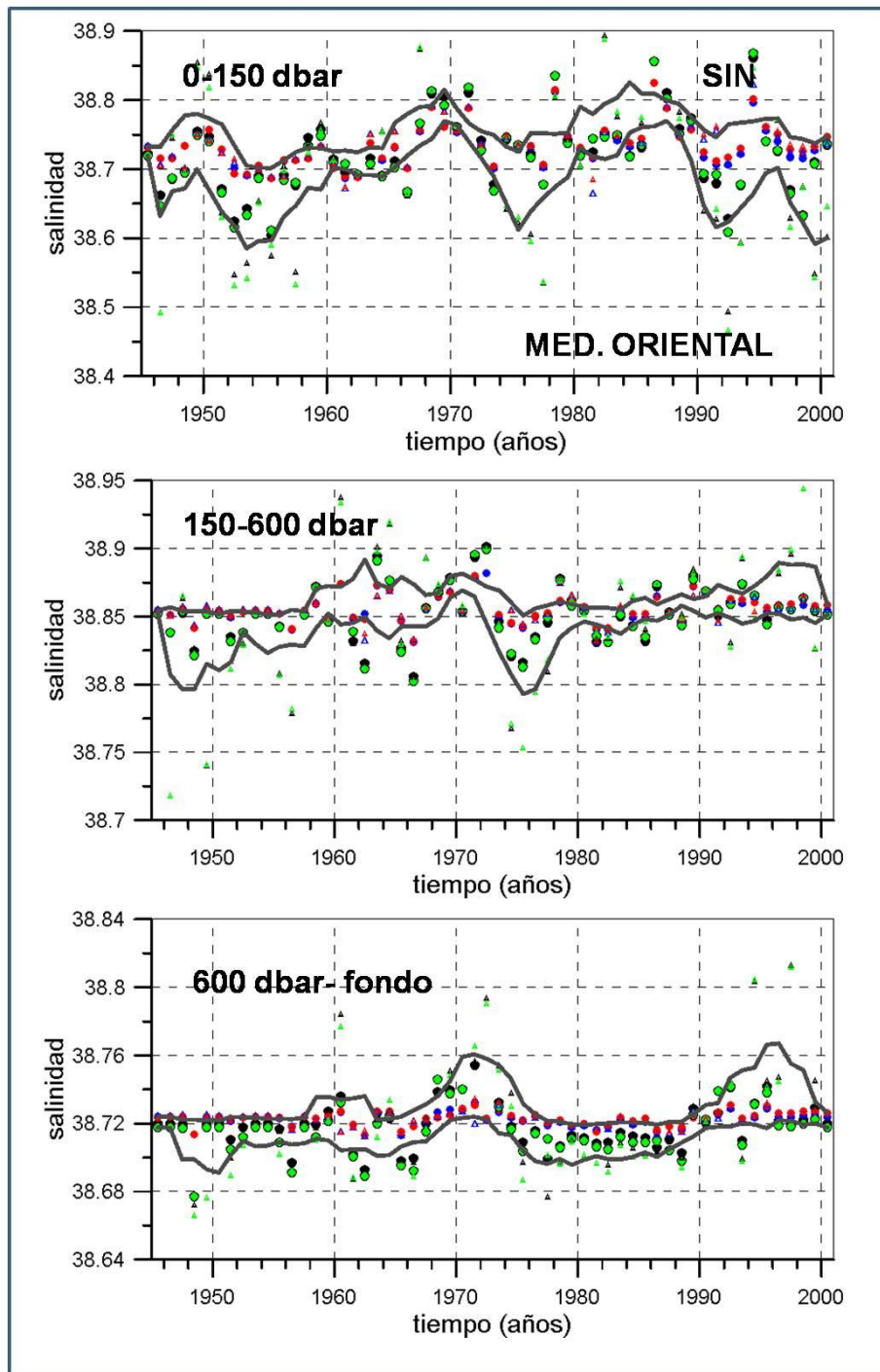


Figura 3.27. Evolución de la salinidad de las series temporales calculadas sin incluir datos de batitermógrafos, en el Mediterráneo Oriental, para las capas 0-150 dbar, 150-600 dbar y 600 dbar-fondo. Punto negro (R/CON/1), punto azul (C/CON/1), punto rojo (T/CON/1), punto verde (SF/CON/1), triángulo negro (R/CON/2), triángulo azul (C/CON/2), triángulo rojo (T/CON/2) y triángulo verde (SF/CON/2)

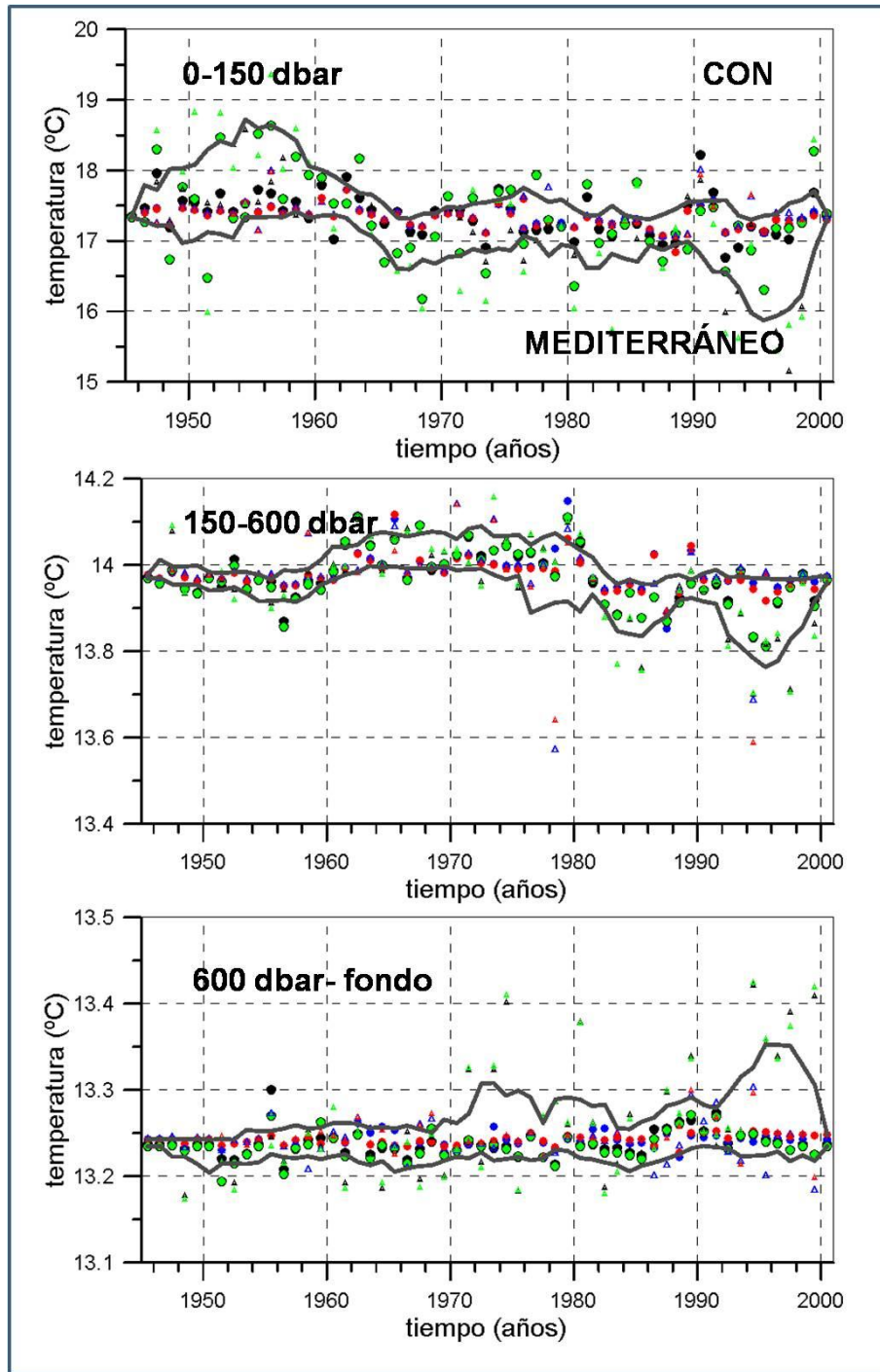


Figura 3.28. Evolución de la temperatura de las series temporales calculadas incluyendo datos de batitermógrafos, en todo el Mediterráneo, para las capas 0-150 dbar, 150-600 dbar y 600 dbar-fondo. Punto negro (R/CON/1), punto azul (C/CON/1), punto rojo (T/CON/1), punto verde (SF/CON/1), triángulo negro (R/CON/2), triángulo azul (C/CON/2), triángulo rojo (T/CON/2) y triángulo verde (SF/CON/2)



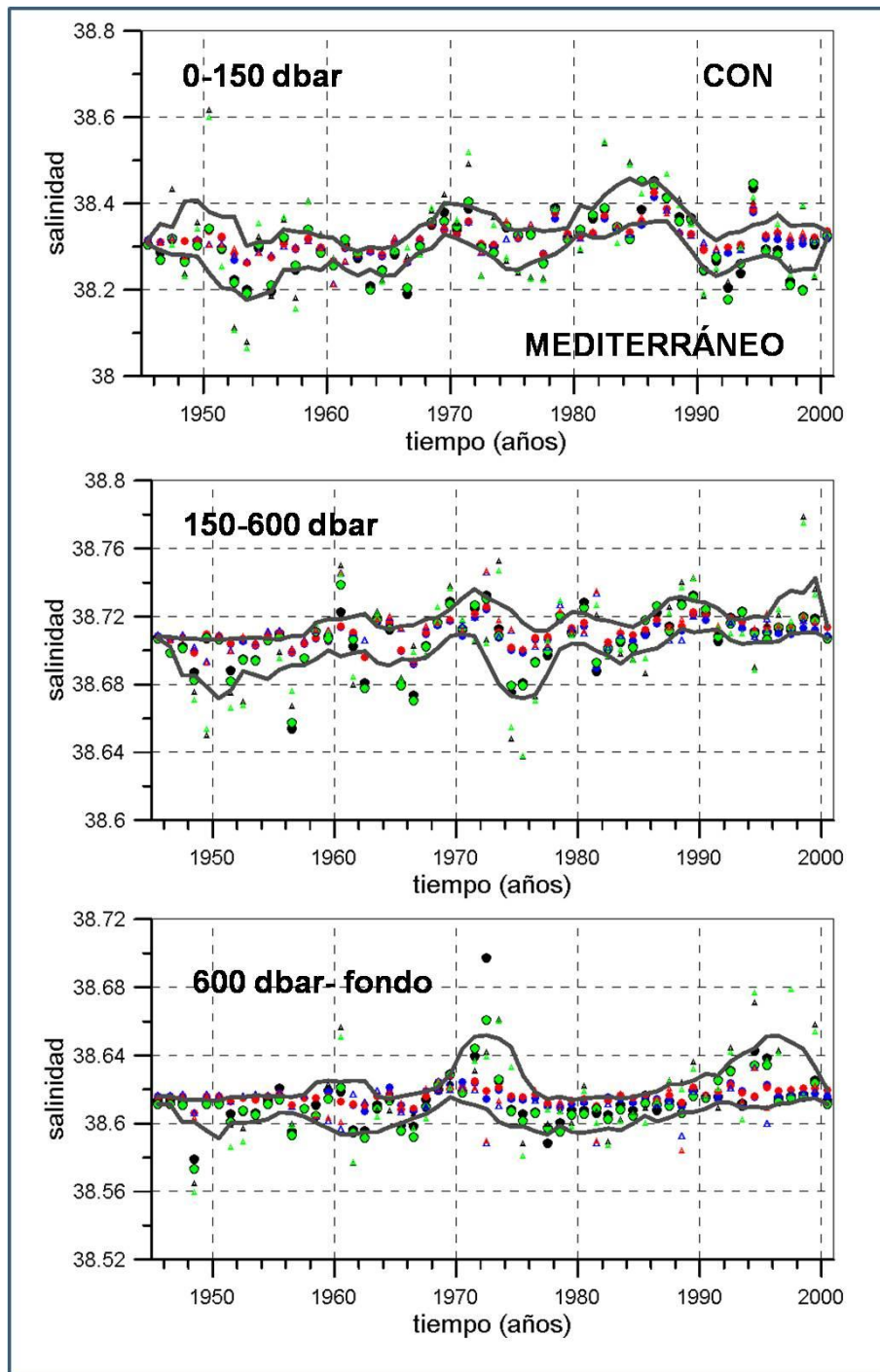


Figura 3.29. Evolución de la salinidad de las series temporales calculadas incluyendo datos de batitermógrafos, en todo el Mediterráneo, para las capas 0-150 dbar, 150-600 dbar y 600 dbar-fondo. Punto negro (R/CON/1), punto azul (C/CON/1), punto rojo (T/CON/1), punto verde (SF/CON/1), triángulo negro (R/CON/2), triángulo azul (C/CON/2), triángulo rojo (T/CON/2) y triángulo verde (SF/CON/2)

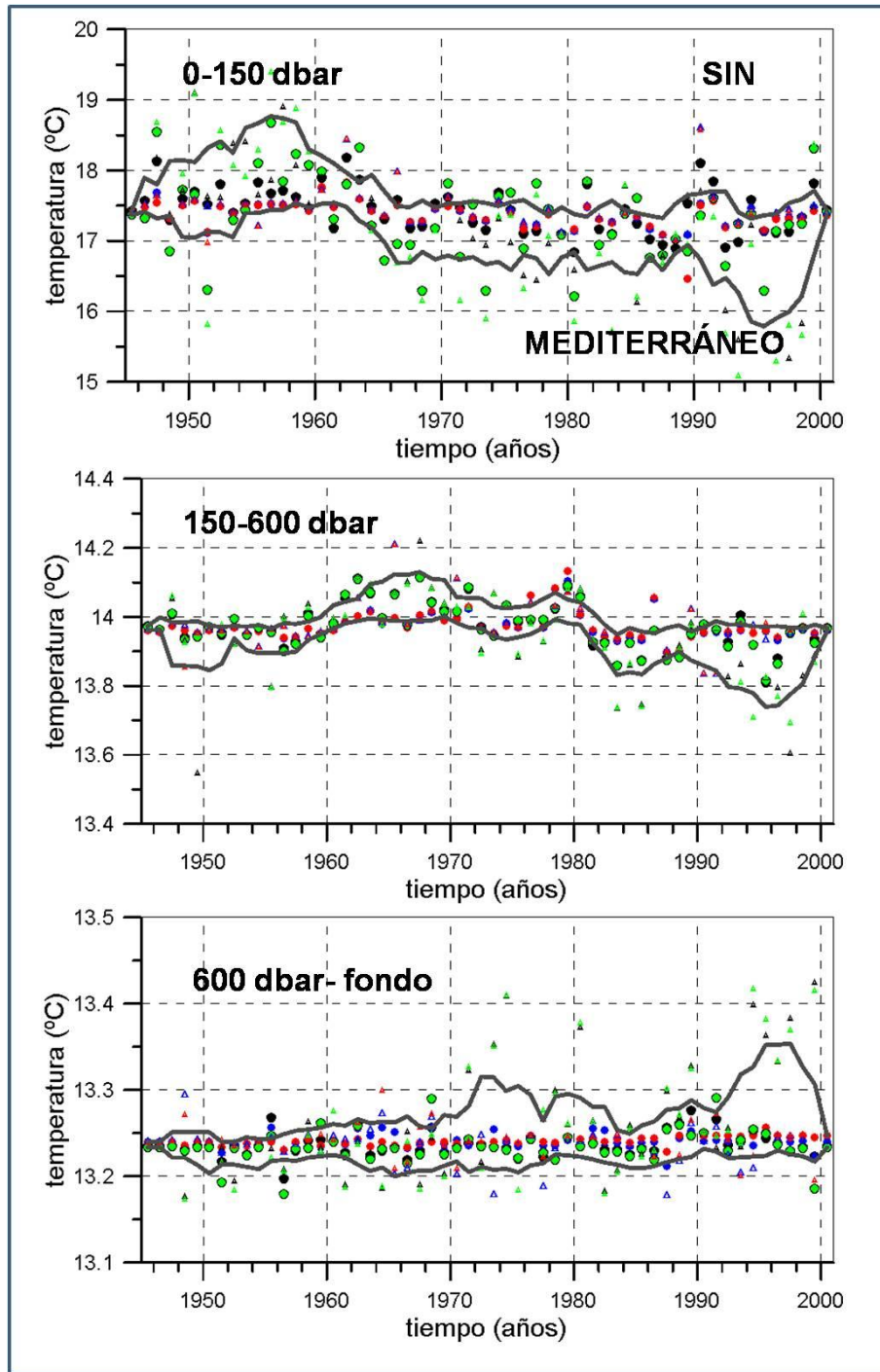


Figura 3.30. Evolución de la temperatura de las series temporales calculadas sin incluir datos de batitermógrafos, en todo el Mediterráneo, para las capas 0-150 dbar, 150-600 dbar y 600 dbar-fondo. Punto negro (R/CON/1), punto azul (C/CON/1), punto rojo (T/CON/1), punto verde (SF/CON/1), triángulo negro (R/CON/2), triángulo azul (C/CON/2), triángulo rojo (T/CON/2) y triángulo verde (SF/CON/2)

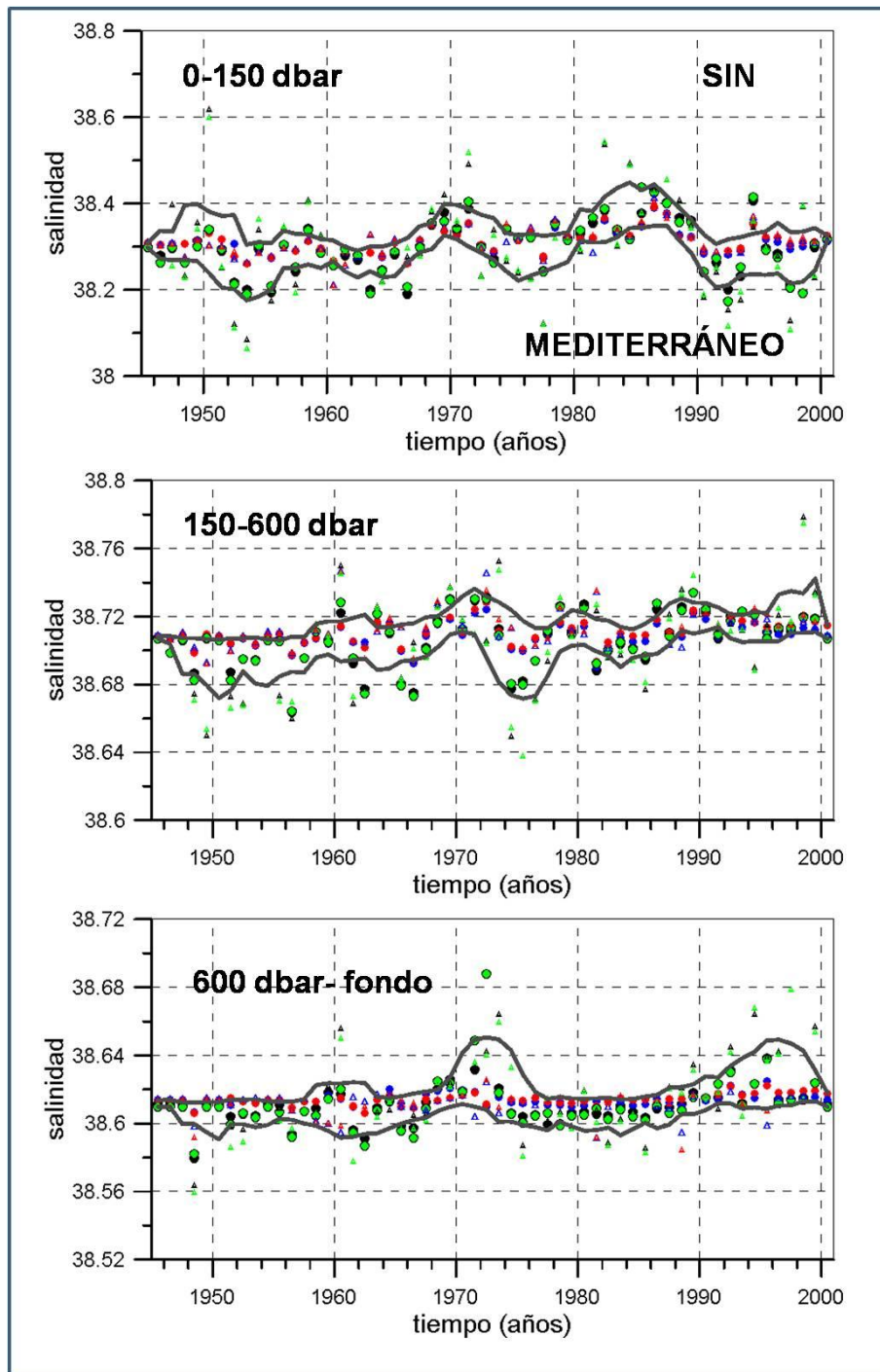


Figura 3.31. Evolución de la salinidad de las series temporales calculadas sin incluir datos de batitermógrafos, en todo el Mediterráneo, para las capas 0-150 dbar, 150-600 dbar y 600 dbar-fondo. Punto negro (R/CON/1), punto azul (C/CON/1), punto rojo (T/CON/1), punto verde (SF/CON/1), triángulo negro (R/CON/2), triángulo azul (C/CON/2), triángulo rojo (T/CON/2) y triángulo verde (SF/CON/2)

Para determinar los posibles cambios a largo plazo que estas series de temperatura y salinidad, así como las de densidad potencial (no se incluyen las gráficas para evitar un número excesivo de ellas) pudieran haber experimentado durante la segunda mitad del siglo XX, se calcularon las tendencias mediante el ajuste de una recta por mínimos cuadrados. La pendiente de dicha recta representa la variación anual media de estas variables. Igualmente se calcularon las tendencias correspondientes a las series temporales procedentes del uso de datos espacial y temporalmente interpolados por Rixen et al. (2000).

La tabla 3.3 muestra las tendencias y los intervalos de confianza de temperatura y salinidad para las capas superficial, intermedia y profunda en el Mediterráneo Occidental, y la tabla 3.4 muestra las tendencias para la densidad potencial en las mismas capas y la misma cuenca. Estas tendencias se han expresado en grados centígrados y unidades prácticas de salinidad por cada cien años. Se han resaltado en **negrita y color rojo** aquellas tendencias que resultaron estadísticamente significativas en el nivel de significancia del 0,05 (confianza estadística del 95 %), y en **negrita y azul** las que fueron significativas en el nivel de significancia del 0,1 (confianza del 90 %). Aquellas que no se resaltan ni en rojo ni azul no son significativas. Las tendencias se obtienen para las series temporales obtenidas por los 17 métodos diferentes que hemos descrito en los apartados anteriores. La última fila etiquetada como "interp." hace referencia a los datos interpolados sobre una rejilla regular.

Tabla 3.3. Tendencias (b) e intervalos de confianza (IC) de temperatura y salinidad para las tres capas en el Mediterráneo Occidental. En rojo, tendencias estadísticamente significativas al 95%; en azul, tendencias estadísticamente significativas al 90% y en negro, tendencias no significativas

MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL (1943-2000)												
Temperatura potencial y salinidad. °C/100 años ups/100 años												
	T 0-150 dbar		S 0-150 dbar		T 150-600 dbar		S 150-600 dbar		T 600dbar- fondo		S 600 dbar- fondo	
	b	IC	b	IC	b	IC	b	IC	b	IC	b	IC
R/con/1	-0.09	0.28	0.11	0.09	0.09	0.09	0.05	0.03	0.05	0.02	0.03	0.01
F/con/1	-0.01	0.12	0.05	0.04	0.02	0.04	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
T/con/1	-0.01	0.11	0.07	0.04	0.01	0.04	0.03	0.01	0.04	0.01	0.02	0.00
Sf/con/1	0.17	0.50	0.11	0.10	0.09	0.10	0.06	0.03	0.05	0.02	0.03	0.01
R/con/2	-0.10	0.50	0.22	0.22	0.15	0.28	0.14	0.09	0.21	0.13	0.09	0.04
F/con/2	-0.08	0.11	0.04	0.04	0.02	0.04	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00
T/con/2	-0.08	0.11	0.05	0.04	0.01	0.04	0.03	0.01	0.03	0.01	0.02	0.01
Sf/con/2	0.62	1.01	0.25	0.24	0.14	0.28	0.14	0.09	0.22	0.13	0.09	0.04
R/sin/1	-0.06	0.28	0.11	0.09	0.07	0.08	0.05	0.03	0.05	0.02	0.03	0.01
F/sin/1	-0.08	0.11	0.05	0.04	0.02	0.04	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
T/sin/1	-0.07	0.11	0.07	0.04	0.03	0.04	0.03	0.01	0.04	0.01	0.02	0.00
Sf/sin/1	0.18	0.50	0.11	0.10	0.07	0.08	0.06	0.03	0.05	0.02	0.03	0.01
R/sin/2	-0.09	0.53	0.22	0.22	0.13	0.27	0.14	0.09	0.20	0.13	0.09	0.04
F/sin/2	-0.09	0.11	0.04	0.04	0.02	0.03	0.01	0.01	-0.01	0.02	0.01	0.00
T/sin/2	-0.10	0.12	0.05	0.04	0.03	0.04	0.03	0.01	0.03	0.01	0.02	0.01
Sf/sin/2	0.71	1.01	0.25	0.24	0.12	0.27	0.14	0.09	0.22	0.13	0.09	0.04
Interp.	-0.09	0.28	0.11	0.09	0.09	0.09	0.05	0.03	0.05	0.02	0.03	0.01

Tabla 3.4. Tendencias (b) e intervalos de confianza (IC) de densidad potencial para las tres capas en el Mediterráneo Occidental. En rojo, tendencias estadísticamente significativas al 95%; en azul, tendencias estadísticamente significativas al 90% y en negro, tendencias no significativas.

MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL						
DENSIDAD POTENCIAL (kgm <sup>-3</sup> /100 años)						
	σ 0-150 dbar		σ 150-600 dbar		σ 600 dbar-fondo	
	b	IC	b	IC	b	IC
R/con/1	0.11	0.10	0.02	0.02	0.01	0.01
F/con/1	0.04	0.05	0.01	0.01	0.00	0.00
T/con/1	0.05	0.05	0.02	0.01	0.01	0.00
Sf/con/1	0.05	0.14	0.02	0.02	0.01	0.01
R/con/2	0.19	0.22	0.08	0.04	0.03	0.02
F/con/2	0.05	0.04	0.01	0.01	0.00	0.00
T/con/2	0.06	0.04	0.02	0.01	0.01	0.01
Sf/con/2	0.06	0.31	0.08	0.04	0.03	0.02
R/sin/1	0.11	0.11	0.03	0.02	0.01	0.01
F/sin/1	0.06	0.05	0.01	0.01	0.00	0.00
T/sin/1	0.07	0.04	0.02	0.01	0.01	0.00
Sf/sin/1	0.05	0.14	0.03	0.02	0.01	0.01
R/sin/2	0.19	0.22	0.08	0.04	0.03	0.02
F/sin/2	0.05	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01
T/sin/2	0.06	0.04	0.02	0.01	0.01	0.01
Sf/sin/2	0.04	0.32	0.09	0.04	0.03	0.02
Interp.	0.11	0.10	0.02	0.02	0.01	0.01

Siguiendo el criterio que ya hemos expuesto, podemos aceptar que la salinidad aumentó a lo largo de la segunda mitad del siglo XX en el Mediterráneo Occidental en todas las capas que forman la columna de agua, mientras que el aumento de temperatura solo es robusto en el caso de la capa profunda. Aunque todas las series de temperatura muestran tendencias positivas de temperatura en la capa intermedia, estas solo son significativas en un reducido número de ellas. Igualmente podemos decir que la capa superficial muestra tendencias negativas en todos los casos, pero nuevamente estos resultados son significativos en muy pocos casos. Tal y como explicamos anteriormente, unos resultados que solo pueden verificarse cuando se emplean ciertas metodologías no pueden considerarse robustos y fiables. En el caso de la densidad, todas las capas muestran un aumento de la misma que es independiente de la metodología usada.

En el caso del Mediterráneo Oriental puede observarse un descenso de la temperatura de la capa superior y un aumento de su salinidad (en muchos casos significativa en el nivel de confianza del 90 %). Un comportamiento similar muestran la temperatura y salinidad de la capa intermedia. Finalmente la capa profunda muestra en general tendencias positivas tanto de temperatura como de salinidad, pero nuevamente hay que señalar que solo son significativas en algunos casos, no siendo significativas para la mayoría de las metodologías empleadas, e incluso la temperatura muestra una tendencia negativa en uno de los casos. La densidad aumentó tanto en la capa superior como intermedia, no pudiéndose afirmar que haya habido ningún cambio significativo en el caso de la capa profunda.

Tabla 3.5. Tendencias (b) e intervalos de confianza (IC) de temperatura y salinidad para las tres capas en el Mediterráneo Oriental. En rojo, tendencias estadísticamente significativas al 95%; en azul, tendencias estadísticamente significativas al 90% y en negro, tendencias no significativas

MEDITERRÁNEO ORIENTAL (1943-2000)												
Temperatura potencial y salinidad. °C/100 años ups/100 años												
	T		S		T		S		T		S	
	0-150 dbar		0-150 dbar		150-600dbar		150-600 dbar		600dbar-fondo		600 dbar-fondo	
	b	IC	b	IC	b	IC	b	IC	b	IC	b	IC
R/con/1	-0.87	0.35	0.07	0.09	-0.21	0.13	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02
F/con/1	-0.49	0.22	0.03	0.04	-0.03	0.05	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01
T/con/1	-0.54	0.20	0.05	0.04	-0.07	0.06	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01
Sf/con/1	-1.26	0.59	0.08	0.09	-0.20	0.14	0.02	0.03	0.00	0.02	0.02	0.03
R/con/2	-3.06	0.85	0.05	0.17	-0.52	0.22	0.09	0.08	0.08	0.07	0.07	0.06
F/con/2	-0.30	0.24	0.05	0.04	-0.04	0.05	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
T/con/2	-0.39	0.24	0.07	0.04	-0.07	0.06	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
Sf/con/2	-3.39	0.92	0.09	0.18	-0.52	0.22	0.09	0.08	0.07	0.07	0.08	0.07
R/sin/1	-1.06	0.45	0.07	0.08	-0.21	0.13	0.02	0.03	0.00	0.02	0.01	0.02
F/sin/1	-0.56	0.25	0.04	0.04	-0.06	0.06	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
T/sin/1	-0.67	0.25	0.07	0.04	-0.06	0.06	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
Sf/sin/1	-1.26	0.59	0.08	0.09	-0.22	0.13	0.02	0.03	0.00	0.02	0.02	0.02
R/sin/2	-4.28	1.11	0.03	0.17	-0.60	0.27	0.11	0.08	0.08	0.07	0.07	0.06
F/sin/2	-0.50	0.30	0.06	0.05	-0.04	0.07	0.01	0.01	-0.01	0.02	0.00	0.01
T/sin/2	-0.60	0.28	0.07	0.04	-0.04	0.06	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
Sf/sin/2	-4.15	1.06	0.05	0.18	-0.54	0.25	0.11	0.08	0.06	0.06	0.08	0.06
Interp.	-0.87	0.35	0.07	0.09	-0.21	0.13	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02

Tabla 3.6. Tendencias (b) e intervalos de confianza (IC) de densidad potencial para las tres capas en el Mediterráneo Oriental. En rojo, tendencias estadísticamente significativas al 95%; en azul, tendencias estadísticamente significativas al 90% y en negro, tendencias no significativas.

MEDITERRÁNEO ORIENTAL						
DENSIDAD POTENCIAL. kgm <sup>-3</sup> /100 años						
	σ 0-150 dbar		σ 150-600 dbar		σ 600 dbar-fondo	
	b	IC	b	IC	b	IC
R/con/1	0.27	0.13	0.06	0.03	0.01	0.02
F/con/1	0.13	0.07	0.01	0.01	0.00	0.01
T/con/1	0.16	0.07	0.02	0.01	0.00	0.01
Sf/con/1	0.37	0.18	0.06	0.04	0.01	0.02
R/con/2	0.78	0.24	0.17	0.06	0.00	0.04
F/con/2	0.12	0.07	0.01	0.01	0.00	0.01
T/con/2	0.16	0.07	0.02	0.02	0.00	0.01
Sf/con/2	0.90	0.26	0.17	0.06	0.01	0.04
R/sin/1	0.31	0.14	0.06	0.03	0.00	0.02
F/sin/1	0.16	0.08	0.02	0.01	0.00	0.01
T/sin/1	0.21	0.08	0.02	0.01	0.00	0.00
Sf/sin/1	0.36	0.17	0.07	0.03	0.01	0.02
R/sin/2	1.05	0.28	0.20	0.07	0.00	0.04
F/sin/2	0.16	0.08	0.01	0.02	0.00	0.00
T/sin/2	0.20	0.08	0.01	0.01	0.00	0.01
Sf/sin/2	1.06	0.28	0.19	0.06	0.01	0.04
Interp.	0.27	0.13	0.06	0.03	0.01	0.02

La tabla 3.7 muestra los resultados para la temperatura y salinidad promediadas para todo el Mediterráneo.

Tabla 3.7. Tendencias (b) e intervalos de confianza (IC) de temperatura y salinidad para las tres capas en todo el Mediterráneo. En rojo, tendencias estadísticamente significativas al 95%; en azul, tendencias estadísticamente significativas al 90% y en negro, tendencias no significativas

MEDITERRÁNEO (1943-2000)												
Temperatura potencial y salinidad. °C/100 años ups/100 años												
	T		S		T		S		T		S	
	0-150 dbar		0-150 dbar		150-600 dbar		150-600 dbar		600 dbar-fondo		600 dbar-fondo	
	b	IC	b	IC	B	IC	b	IC	b	IC	b	IC
R/con/1	<b>-0.60</b>	<b>0.42</b>	0.07	0.09	<b>-0.10</b>	<b>0.10</b>	<b>0.03</b>	<b>0.02</b>	<b>0.02</b>	<b>0.02</b>	<b>0.02</b>	<b>0.02</b>
F/con/1	<b>-0.31</b>	<b>0.19</b>	<b>0.05</b>	<b>0.05</b>	-0.02	0.06	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>	0.00	0.01	0.00	0.01
T/con/1	<b>-0.37</b>	<b>0.20</b>	<b>0.07</b>	<b>0.05</b>	-0.04	0.06	<b>0.02</b>	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>
Sf/con/1	<b>-0.95</b>	<b>0.86</b>	0.07	0.10	<b>-0.10</b>	<b>0.10</b>	<b>0.04</b>	<b>0.02</b>	<b>0.02</b>	<b>0.02</b>	<b>0.02</b>	<b>0.02</b>
R/con/2	<b>-2.49</b>	<b>0.92</b>	0.10	0.19	<b>-0.37</b>	<b>0.18</b>	<b>0.09</b>	<b>0.05</b>	<b>0.26</b>	<b>0.11</b>	<b>0.08</b>	<b>0.05</b>
F/con/2	-0.18	0.30	<b>0.08</b>	<b>0.05</b>	-0.08	0.12	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>	0.00	0.03	0.00	0.01
T/con/2	<b>-0.26</b>	<b>0.27</b>	<b>0.10</b>	<b>0.05</b>	<b>-0.10</b>	<b>0.12</b>	<b>0.02</b>	<b>0.01</b>	0.01	0.02	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>
Sf/con/2	<b>-3.19</b>	<b>1.42</b>	0.12	0.19	<b>-0.37</b>	<b>0.19</b>	<b>0.09</b>	<b>0.05</b>	<b>0.27</b>	<b>0.12</b>	<b>0.09</b>	<b>0.05</b>
R/sin/1	<b>-0.70</b>	<b>0.46</b>	0.06	0.09	<b>-0.10</b>	<b>0.10</b>	<b>0.04</b>	<b>0.02</b>	<b>0.02</b>	<b>0.02</b>	<b>0.02</b>	<b>0.01</b>
F/sin/1	<b>-0.40</b>	<b>0.24</b>	<b>0.04</b>	<b>0.04</b>	-0.02	0.06	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>	0.00	0.01	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>
T/sin/1	<b>-0.49</b>	<b>0.28</b>	<b>0.06</b>	<b>0.04</b>	0.00	0.06	<b>0.02</b>	<b>0.01</b>	<b>0.02</b>	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>	<b>0.00</b>
Sf/sin/1	<b>-0.97</b>	<b>0.87</b>	0.07	0.10	<b>-0.11</b>	<b>0.10</b>	<b>0.04</b>	<b>0.02</b>	<b>0.02</b>	<b>0.03</b>	<b>0.02</b>	<b>0.02</b>
R/sin/2	<b>-3.46</b>	<b>1.06</b>	0.01	0.20	<b>-0.31</b>	<b>0.24</b>	<b>0.09</b>	<b>0.05</b>	<b>0.25</b>	<b>0.12</b>	<b>0.08</b>	<b>0.05</b>
F/sin/2	-0.32	0.41	<b>0.07</b>	<b>0.05</b>	-0.05	0.09	<b>0.01</b>	<b>0.02</b>	<b>-0.03</b>	<b>0.03</b>	0.00	0.01
T/sin/2	-0.37	0.45	<b>0.08</b>	<b>0.05</b>	-0.01	0.09	<b>0.02</b>	<b>0.01</b>	-0.01	0.03	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>
Sf/sin/2	<b>-3.87</b>	<b>1.50</b>	0.04	0.20	<b>-0.39</b>	<b>0.20</b>	<b>0.10</b>	<b>0.05</b>	<b>0.27</b>	<b>0.12</b>	<b>0.09</b>	<b>0.05</b>
Interp.	<b>-0.60</b>	<b>0.42</b>	0.07	0.09	<b>-0.10</b>	<b>0.10</b>	<b>0.03</b>	<b>0.02</b>	<b>0.02</b>	<b>0.02</b>	<b>0.02</b>	<b>0.02</b>

Las tablas 3.8, 3.9 y 3.10 muestran las tendencias para el calor absorbido por cada una de las capas en las que hemos dividido la columna de agua. Hay que notar que de acuerdo con las expresiones [3.4] y [3.5], el calor absorbido se expresa en Julios, por lo que las tendencias, expresadas como variaciones medias anuales resultan en Julios por año. En las tablas 3.8, 3.9 y 3.10 y en las sucesivas tablas en las que se muestren tendencias para el calor absorbido, los años se han transformado en segundos y los resultados se han dividido por la superficie de la cuenca, de tal forma que el resultado final mostrado en las tablas se expresa en Watios por metro cuadrado ( $W/m^2$ ), siguiendo los trabajos de Levitus et al. (2012, 2005). No obstante, los valores presentados en las tablas 3.8, 3.9 y 3.10 pueden transformarse en  $J/año$  multiplicando por  $7,7 \times 10^{19}$ ,  $2,7 \times 10^{19}$  y  $5,3 \times 10^{19}$ , para el Mediterráneo, el Mediterráneo Occidental y el Mediterráneo Oriental respectivamente.



Tabla 3.8. Tendencias (b) e intervalos de confianza (IC) de calor absorbido para las tres capas en el Mediterráneo Occidental. En rojo, tendencias estadísticamente significativas al 95%; en azul, tendencias estadísticamente significativas al 90% y en negro, tendencias no significativas.

MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL (1945-2000)						
CALOR ABSORBIDO. Wm <sup>-2</sup>						
	0-150 dbar		150-600 dbar		600 dbar-fondo	
	b	IC	B	IC	b	IC
R/con/1	0.00	0.06	<b>0.05</b>	<b>0.07</b>	<b>0.16</b>	<b>0.05</b>
Cl/con/1	0.00	0.04	0.00	0.05	<b>0.02</b>	<b>0.01</b>
T/con/1	0.00	0.04	0.00	0.05	<b>0.05</b>	<b>0.01</b>
SF/con/1	-0.01	0.07	0.05	0.07	<b>0.16</b>	<b>0.05</b>
R/con/2	0.00	0.07	0.06	0.08	<b>0.43</b>	<b>0.12</b>
C/con/2	0.00	0.05	0.00	0.05	<b>0.03</b>	<b>0.02</b>
T/con/2	0.00	0.05	0.00	0.05	<b>0.06</b>	<b>0.01</b>
SF/con/2	0.01	0.08	0.06	0.08	<b>0.44</b>	<b>0.13</b>
R/sin/1	-0.02	0.09	0.03	0.05	<b>0.14</b>	<b>0.05</b>
C/sin/1	-0.01	0.04	0.01	0.03	<b>0.02</b>	<b>0.01</b>
T/sin/1	-0.01	0.04	0.00	0.03	<b>0.04</b>	<b>0.01</b>
SF/sin/1	0.07	0.15	0.03	0.05	<b>0.14</b>	<b>0.05</b>
R/sin/2	0.08	0.13	<b>0.06</b>	<b>0.06</b>	<b>0.35</b>	<b>0.13</b>
C/sin/2	0.00	0.05	0.00	0.03	<b>0.03</b>	<b>0.01</b>
T/sin/2	0.00	0.05	0.00	0.03	<b>0.05</b>	<b>0.01</b>
SF/sin/2	<b>0.34</b>	<b>0.23</b>	<b>0.06</b>	<b>0.06</b>	<b>0.35</b>	<b>0.14</b>
Interp.	0.00	0.06	0.05	0.07	<b>0.16</b>	<b>0.05</b>

Tabla 3.9. Tendencias (b) e intervalos de confianza (IC) de calor absorbido para las tres capas en el Mediterráneo Oriental. En rojo, tendencias estadísticamente significativas al 95%; en azul, tendencias estadísticamente significativas al 90% y en negro, tendencias no significativas.

MEDITERRÁNEO ORIENTAL (1945-2000)						
CALOR ABSORBIDO. Wm <sup>-2</sup>						
	0-150 dbar		150-600 dbar		600 dbar-fondo	
	b	IC	B	IC	b	IC
R/con/1	<b>-0.17</b>	<b>0.08</b>	<b>-0.08</b>	<b>0.07</b>	<b>0.11</b>	<b>0.08</b>
C/con/1	<b>-0.14</b>	<b>0.07</b>	<b>-0.05</b>	<b>0.04</b>	0.01	0.02
T/con/1	<b>-0.15</b>	<b>0.07</b>	<b>-0.05</b>	<b>0.04</b>	<b>0.02</b>	<b>0.02</b>
SF/con/1	<b>-0.22</b>	<b>0.08</b>	<b>-0.08</b>	<b>0.07</b>	<b>0.12</b>	<b>0.08</b>
R/con/2	<b>-0.18</b>	<b>0.10</b>	0.00	0.19	0.05	0.17
C/con/2	<b>-0.15</b>	<b>0.08</b>	<b>-0.06</b>	<b>0.04</b>	0.02	0.03
T/con/2	<b>-0.16</b>	<b>0.08</b>	<b>-0.06</b>	<b>0.04</b>	<b>0.03</b>	<b>0.03</b>
SF/con/2	<b>-0.29</b>	<b>0.09</b>	0.01	0.19	0.06	0.18
R/sin/1	<b>-0.36</b>	<b>0.13</b>	<b>-0.14</b>	<b>0.07</b>	<b>0.07</b>	<b>0.06</b>
C/sin/1	<b>-0.18</b>	<b>0.07</b>	<b>-0.03</b>	<b>0.02</b>	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>
T/sin/1	<b>-0.22</b>	<b>0.07</b>	<b>-0.04</b>	<b>0.03</b>	<b>0.02</b>	<b>0.01</b>
SF/sin/1	<b>-0.42</b>	<b>0.14</b>	<b>-0.14</b>	<b>0.07</b>	<b>0.07</b>	<b>0.06</b>
R/sin/2	<b>-0.51</b>	<b>0.15</b>	<b>-0.24</b>	<b>0.26</b>	-0.15	0.25
C/sin/2	<b>-0.21</b>	<b>0.09</b>	<b>-0.04</b>	<b>0.03</b>	<b>0.02</b>	<b>0.02</b>
T/sin/2	<b>-0.25</b>	<b>0.09</b>	<b>-0.06</b>	<b>0.03</b>	<b>0.03</b>	<b>0.02</b>
SF/sin/2	<b>-0.55</b>	<b>0.16</b>	<b>-0.23</b>	<b>0.25</b>	-0.16	0.25
Interp.	<b>-0.17</b>	<b>0.08</b>	<b>-0.08</b>	<b>0.07</b>	<b>0.11</b>	<b>0.08</b>

Tabla 3.10. Tendencias (b) e intervalos de confianza (IC) de calor absorbido para las tres capas en todo el Mediterráneo. En rojo, tendencias estadísticamente significativas al 95%; en azul, tendencias estadísticamente significativas al 90% y en negro, tendencias no significativas.

<b>MEDITERRÁNEO (1945-2000)</b>						
<b>CALOR ABSORBIDO. Wm<sup>-2</sup></b>						
	0-150 dbar		150-600 dbar		600 dbar-fondo	
	T	IC	T	IC	T	IC
R/con/1	-0.11	0.06	-0.03	0.06	0.10	0.05
C/con/1	-0.09	0.05	-0.03	0.04	0.01	0.01
T/con/1	-0.09	0.05	-0.03	0.04	0.03	0.01
SF/con/1	-0.14	0.06	-0.03	0.06	0.11	0.05
R/con/2	-0.12	0.07	0.03	0.12	0.18	0.13
C/con/2	-0.10	0.06	-0.03	0.04	0.02	0.02
T/con/2	-0.10	0.06	-0.03	0.04	0.04	0.02
SF/con/2	-0.18	0.06	0.03	0.13	0.18	0.14
R/sin/1	-0.22	0.08	-0.06	0.05	0.07	0.04
C/sin/1	-0.12	0.05	-0.02	0.02	0.01	0.01
T/sin/1	-0.14	0.05	-0.03	0.02	0.03	0.01
SF/sin/1	-0.22	0.11	-0.06	0.05	0.08	0.04
R/sin/2	-0.30	0.11	-0.17	0.20	0.03	0.15
C/sin/2	-0.13	0.06	-0.02	0.02	0.02	0.01
T/sin/2	-0.16	0.06	-0.03	0.03	0.04	0.01
SF/sin/2	-0.22	0.13	-0.16	0.19	0.02	0.16
Interp.	-0.11	0.06	-0.03	0.06	0.10	0.05

### 3.3. Discusión

Los resultados mostrados en este capítulo muestran que en el Mediterráneo Occidental la temperatura de la capa superior disminuye a lo largo de la segunda mitad del siglo XX, si bien estos resultados no son estadísticamente significativos. Por el contrario, la salinidad de esta capa sí aumentó de forma significativa con independencia de la metodología utilizada. La temperatura de la capa intermedia aumentó significativamente en un alto número de casos, mientras que la salinidad también lo hizo en todos los casos. Los resultados más robustos se observan en el caso de la capa profunda cuya temperatura y salinidad aumentaron de forma significativa en la práctica totalidad de los casos. Igualmente pueden considerarse robustos los resultados relativos a la densidad potencial que aumentó en todas las capas de esta cuenca.

En el caso del Mediterráneo Oriental, tanto en la capa superior como en la intermedia se observa un descenso de la temperatura y un aumento de la salinidad. Estas variaciones se traducen en un aumento significativo de la densidad. Todos estos resultados se obtienen con independencia de la metodología empleada. La capa profunda aumentó su temperatura y salinidad en todos los casos, pero salvo algunas excepciones, este aumento no fue significativo. Las tendencias en el contenido calorífico (calor absorbido) tanto de la cuenca occidental como oriental reflejan las variaciones mostradas por la temperatura.

Estos resultados plantean dudas importantes acerca de los cambios que pudieran haberse producido en el Mediterráneo a lo largo de la segunda mitad del siglo XX. En primer lugar, el Agua Profunda del Mediterráneo Occidental es el resultado de la convección profunda producida en invierno en el Golfo de León debido a las intensas pérdidas de calor que se producen en esta región del Mediterráneo. En este proceso participan tanto el Agua Atlántica como el Agua Levantina Intermedia. Teniendo en cuenta que ambas masas de agua aumentaron su salinidad, parece coherente que el resultado sea un agua profunda también más salada. Para explicar el aumento de temperatura de las aguas más profundas tenemos más posibilidades. Al descender la temperatura de las aguas superficiales y aumentar la de las aguas intermedias, ambas variaciones podrían anularse. El aumento de temperatura en ambas capas de agua es similar llegando a alcanzar los  $-0.1$  °C/100 años en el caso de la capa superior y de  $0.09$  °C/100 años en la capa intermedia. Sin embargo, como ya hemos comentado, los resultados de la capa superior no son significativos. Si solo consideramos los resultados que son significativos y robustos (independientes de la metodología), debemos contemplar la hipótesis de que el agua profunda ha aumentado su temperatura debido a la contribución de un agua intermedia más cálida. Esta agua podría alcanzar la densidad de las aguas profundas a pesar del incremento de temperatura debido al aumento de salinidad que han experimentado tanto las aguas superficiales como intermedias.

Un primer problema que presenta esta hipótesis es que el ALI que se encuentra en el Mediterráneo Occidental y que participa en la formación del APMOC, procede del Mediterráneo Oriental, entrando en la Cuenca Occidental a través del Estrecho de Sicilia. El aumento de la temperatura del ALI en el Mediterráneo Occidental estaría en contradicción con el descenso de temperatura de esta masa de agua en su cuenca de origen, tal y como muestran los resultados en la tabla 5. Otra cuestión que surge es

la siguiente. Las APMOC son el resultado, como ya se ha explicado, de las pérdidas de calor a través de la superficie del mar, y de la mezcla del AA que ocupa la capa superficial y el ALI en niveles intermedios de profundidad. Podemos considerar que los flujos de calor a través de la superficie no se han visto alterados a lo largo del siglo XX en el Mediterráneo Occidental, siendo el calentamiento del ALI el origen del aumento de temperatura de las aguas profundas. Este proceso necesita del aumento de salinidad de las AA y ALI que en efecto se observa (Rohling y Bryden, 1992). No obstante podemos cuestionar esta hipótesis en base al siguiente argumento. Si los flujos de calor en el Mediterráneo Occidental no se hubiesen alterado tampoco deberíamos encontrar tendencias negativas de temperatura en la capa superficial. Sin embargo, tenemos que recordar que las tendencias de temperatura en la capa superficial del Mediterráneo Occidental no son significativas. Además, trabajos basados en series temporales obtenidas de forma significativa en estaciones fijas muestran un calentamiento de las AA en la plataforma continental catalana desde 1969 (Salat y Pascual, 2006). Otro argumento en contra del enfriamiento de las capas superficiales son las claras tendencias positivas que muestran las series de temperatura superficial obtenidas desde radiómetros operados desde satélite combinados con medidas in situ desde mediados de los años 1970 (Skirris et al., 2012). En consecuencia, consideremos de momento que tales tendencias no son reales y son solo un artificio resultante de la alta variabilidad de las series temporales y la escasez de datos.

Volvemos a la posibilidad de que el calentamiento de las capas profundas sea causado por el calentamiento de la capa intermedia, hipótesis que como ya se ha comentado choca con el enfriamiento de esta capa en el Mediterráneo Oriental, o simplemente sea causado por el aumento de salinidad de las aguas que contribuyen a su formación, ya sea el AA (Painter y Tsimplis, 2003; Krahnemann y Schott, 1998) o el ALI (Rohling y Bryden, 1992). A su vez, el aumento de salinidad del AA en el interior del Mediterráneo podría deberse a un aumento de la evaporación y un descenso de las precipitaciones dentro de este mar (Painter y Tsimplis, 2003) o a las tendencias de salinidad creciente existentes en el Océano Atlántico (Milot, 2007). Sobre estas últimas dos posibilidades trataremos en el capítulo siguiente, de momento simplemente destacamos las dificultades para determinar el verdadero comportamiento de la temperatura del AA, así como de la temperatura del ALI.

Problemas similares se plantean a la hora de conciliar los distintos resultados encontrados en el Mediterráneo Oriental. La capa superior e intermedia muestran un claro enfriamiento que es estadísticamente significativo e independiente de la metodología (resultado robusto). Este comportamiento del AA y el ALI debería llevar igualmente a un enfriamiento de las capas profundas que no se observa en el análisis

de las series temporales. A esta discrepancia hemos de añadir la ya mencionada discordancia entre el comportamiento de la temperatura en la cuenca occidental y oriental.

La principal conclusión que se extrae de estos resultados y su correspondiente discusión es que, tal y como concluyen Vargas-Yáñez et al. (2017), Llasses et al. (2015), Jordá y Gomis (2013) las medidas de temperatura y salinidad disponibles en el Mediterráneo para describir la evolución de las mismas a lo largo del siglo XX no son apropiadas para hacer una descripción detallada de las mismas por capas y diferentes regiones, siendo válidas para estudiar tan solo las propiedades promediadas para todo el Mediterráneo.

Siguiendo esta conclusión principal, en el capítulo 4 se analiza de forma menos pormenorizada esta evolución y se aplica un *modelo de cajas* para tratar de aportar alguna solución a alguna de las incoherencias mostradas por los resultados de este capítulo.





# **CAPÍTULO 4. UN MODELO DE CAJAS PARA EXPLICAR ALGUNOS DE LOS CAMBIOS OBSERVADOS**





## 4.1 Introducción

El capítulo anterior muestra las dificultades que surgen al tratar de reconciliar distintos resultados obtenidos en diferentes regiones o usando diferentes metodologías. Estas dificultades no hacen sino mostrar los problemas que ya se habían puesto de manifiesto en el capítulo 2 y han sido resaltadas en trabajos como Llasses et al. (2015), Jordá y Gomis (2013). Ante estas dificultades el presente capítulo adopta una nueva aproximación al problema de determinar qué cambios se han producido en el Mediterráneo durante la segunda mitad del siglo XX. En primer lugar, no se tratará de determinar cuál ha sido la evolución de cada una de las cuencas y capas que pueden distinguirse dentro de la columna de agua del Mediterráneo. En lugar de ello, estudiaremos las propiedades de las aguas atlánticas (AA) y mediterráneas (AM) y del del Mediterráneo en su conjunto.

Existen dos motivaciones para adoptar este nuevo planteamiento. En primer lugar la discrepancia entre distintas regiones y metodologías, achacada a la escasez de datos, lo que tiene como resultado que, en ocasiones, se pierda información que puede alterar el signo de las tendencias, especialmente cuando se trata de datos en el inicio o final de las series temporales. Otros errores son inducidos por las premisas que han de asumirse en cada metodología, tales como que una anomalía en una región representa el comportamiento de otras regiones, o que la ausencia de un dato puede reemplazarse con un valor climatológico, etc. No hay razón para suponer que estos errores se distribuyen de forma sistemática. De hecho, en el capítulo anterior se mostró que los huecos en las series temporales se distribuyen de forma homogénea a lo largo del tiempo. Por tanto, si los errores no son sistemáticos, mientras mayor sea la zona sobre la que promediamos las propiedades de las masas de agua, más fácil será que estos errores se anulen. Hay que señalar, sin embargo, que de esta forma estamos perdiendo resolución espacial, es decir, no podremos especificar si existen diferentes respuestas regionales a los forzamientos climáticos. Se trata, por tanto, de una aproximación muy conservadora basada en la hipótesis de que los datos disponibles para el estudio de la evolución de las propiedades del Mediterráneo en el siglo XX es insuficiente para un estudio de detalle (Vargas-Yáñez et al., 2012b; 2010a; 2009; Llasses et al., 2015; Jordá y Gomis, 2013). La segunda razón es que los cambios en la

temperatura y la salinidad de las aguas atlánticas y mediterráneas de todo el Mar Mediterráneo en su conjunto, están directamente relacionados con los flujos de calor y sal a través del Estrecho de Gibraltar y los flujos de calor y agua dulce a través de la superficie del Mediterráneo mediante leyes relativamente simples, de conservación de estas propiedades. De esta forma será más sencillo establecer hipótesis acerca de los cambios observados e incluso se desarrollará a lo largo del presente capítulo un modelo de cajas que trate de dar explicación a alguna de las discrepancias que se han señalado en el capítulo 3.

## 4.2. Metodología

Usando todos los tipos de series temporales anuales se obtuvieron promedios anuales para toda la Cuenca Occidental y para toda la Cuenca Oriental en cada uno de los 23 niveles de profundidad seleccionados. Los promedios espaciales también se hicieron de las dos formas descritas en el capítulo anterior de tal forma que finalmente tenemos para cada profundidad y para cada cuenca, series temporales de temperatura, salinidad y densidad. Si promediamos temporalmente cada serie, obtenemos los correspondientes perfiles climatológicos anuales para cada cuenca (Figura 4.1).

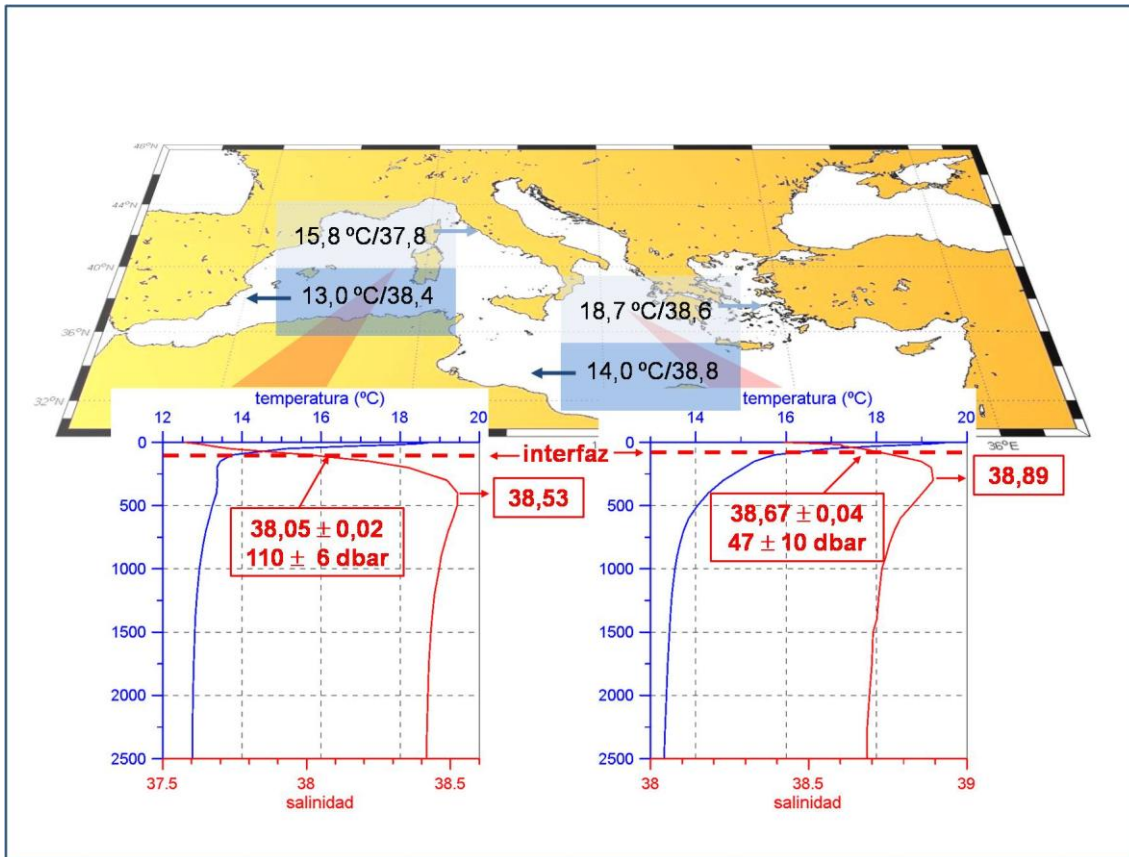


Figura 4.1. Perfiles climatológicos y promedios anuales de temperatura y salinidad de las cuencas occidental y oriental. Se incluye localización, temperatura y salinidad de la interfaz atlántico-mediterránea en ambas cuencas.

Para cada uno de los perfiles anuales se determinó el valor de la salinidad mínima (frecuentemente en la superficie) y la máxima, asociada al núcleo del ALI. A partir de estos dos valores se calculó el valor medio considerado como la salinidad de la interfaz entre AA que fluye en superficie y el ALI que se halla inmediatamente debajo del AA. Igualmente se determinó la profundidad a la que se encontraba cada año dicha interfaz. De esta forma se dispuso de series temporales para el valor de la salinidad y profundidad de la interfaz. La figura 4.1 muestra dichos valores medios así como sus intervalos de confianza en el nivel de confianza del 95 %. Dichos intervalos se estimaron usando una t-student para la media. Igualmente se determinaron los valores medios de la temperatura y salinidad de las aguas que quedan por encima y por debajo de dicha interfaz. De esta forma se dispone de series temporales de lo que podríamos considerar la temperatura y la salinidad de las aguas atlánticas y mediterráneas. Promediando estas series para las dos cuencas (pesando los valores por el volumen de cada cuenca y capa de agua) se obtuvieron series de temperatura, salinidad y densidad potencial para las aguas atlánticas y mediterráneas

en todo el Mediterráneo. La figura 4.1 muestra los valores medios de estas propiedades tanto en el Mediterráneo occidental como oriental. Siguiendo las expresiones 3.4 y 3.5, se calculó para cada año el calor absorbido por la capa de agua atlántica, la capa de agua mediterránea y la columna completa de agua. Hay que notar que en este caso los límites de integración son desde la superficie hasta la profundidad de la interfaz para la capa atlántica, y desde la profundidad de la interfaz hasta el fondo para las aguas mediterráneas.

Al igual que en el capítulo 3, para descartar que los resultados pudieran ser el artificio matemático del tratamiento de las series temporales y los huecos existentes en ellas, todos los cálculos se realizaron usando todas las posibles metodologías para la obtención de series temporales y de promedios espaciales. Igualmente se repitieron los cálculos incluyendo los datos procedentes de batitermógrafos (CON) y excluyendo tales datos (SIN).

### 4.3. Series temporales

La figura 4.2 muestra las series temporales de temperatura para las aguas atlánticas, mediterráneas y para toda la columna de agua en el Mediterráneo Occidental incluyendo el uso de datos de batitermógrafos. La figura 4.3 muestra las series correspondientes a la salinidad para esa misma cuenca e igualmente incluyendo los batitermógrafos. Las figuras 4.4 y 4.5 muestran estas mismas series obtenidas sin incluir los datos procedentes de batitermógrafos.

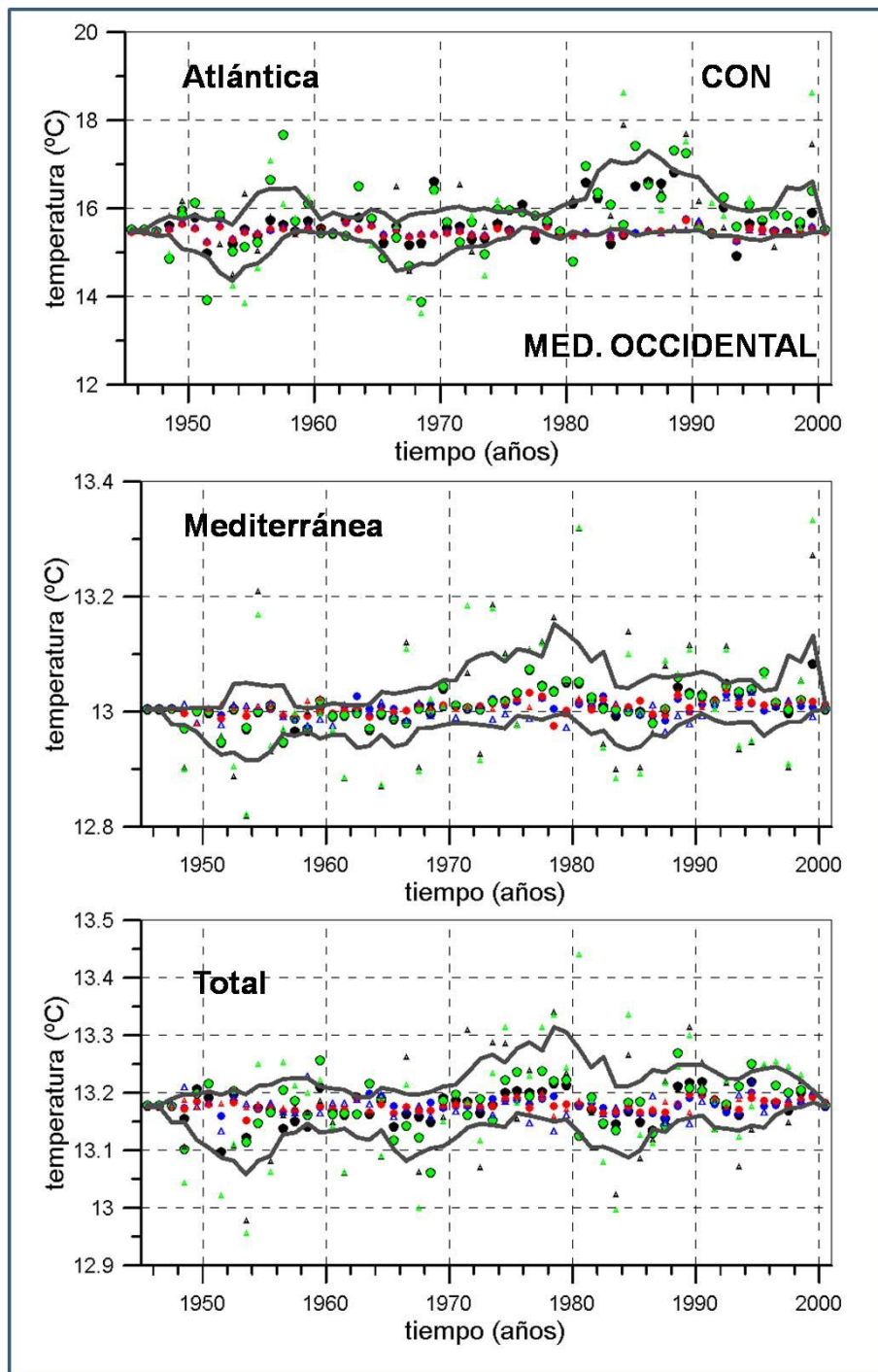


Figura 4.2. Series temporales de temperatura para las aguas atlánticas, mediterráneas y para toda la columna de agua en el Mediterráneo Occidental, incluyendo los datos de batitermógrafos. Punto negro (R/CON/1), punto azul (C/CON/1), punto rojo (T/CON/1), punto verde (SF/CON/1), triángulo negro (R/CON/2), triángulo azul (C/CON/2), triángulo rojo (T/CON/2) y triángulo verde (SF/CON/2).

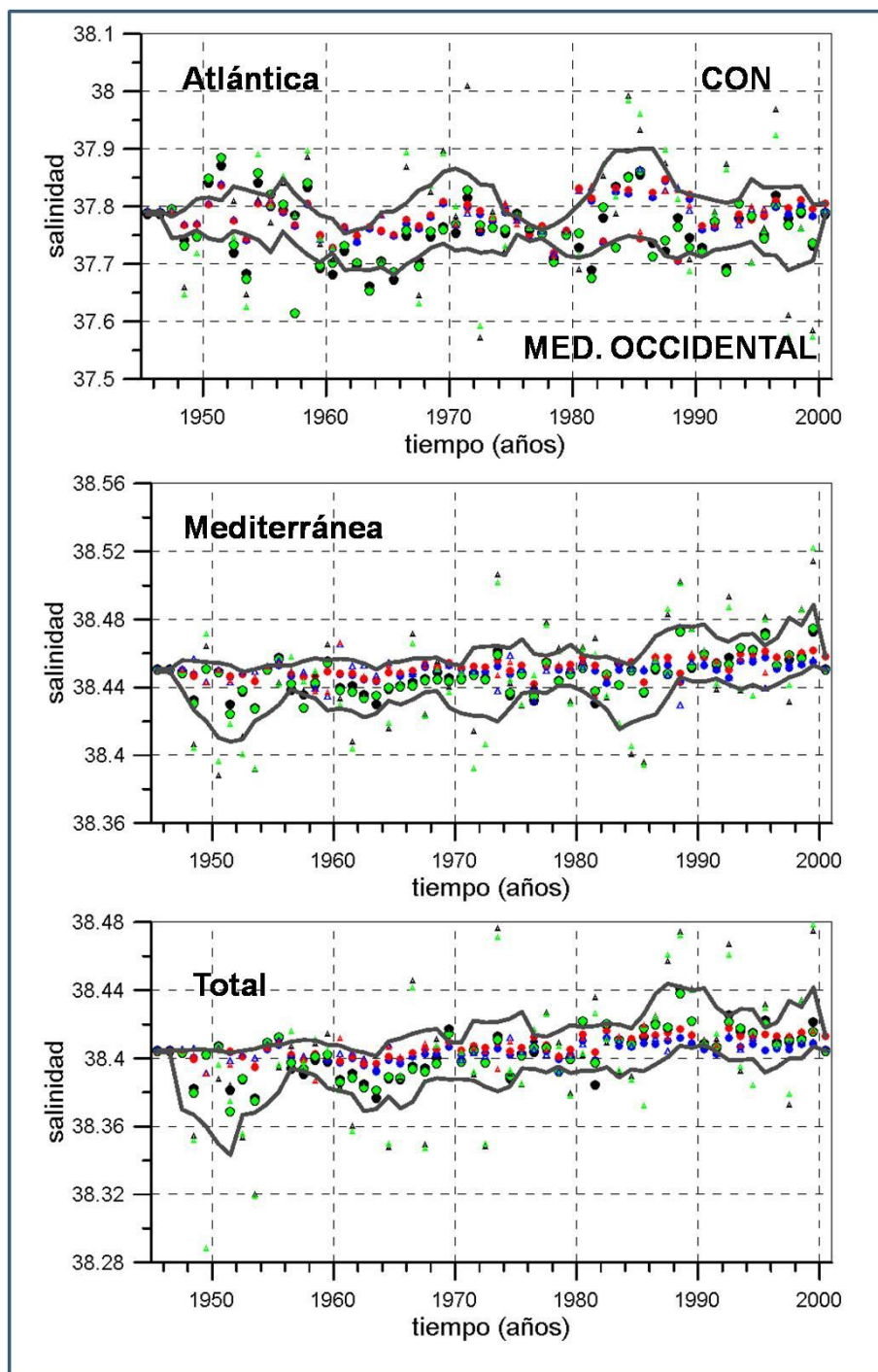


Figura 4.3. Series temporales de salinidad para las aguas atlánticas, mediterráneas y para toda la columna de agua en el Mediterráneo Occidental, incluyendo los datos de batitermógrafos. Punto negro (R/CON/1), punto azul (C/CON/1), punto rojo (T/CON/1), punto verde (SF/CON/1), triángulo negro (R/CON/2), triángulo azul (C/CON/2), triángulo rojo (T/CON/2) y triángulo verde (SF/CON/2).

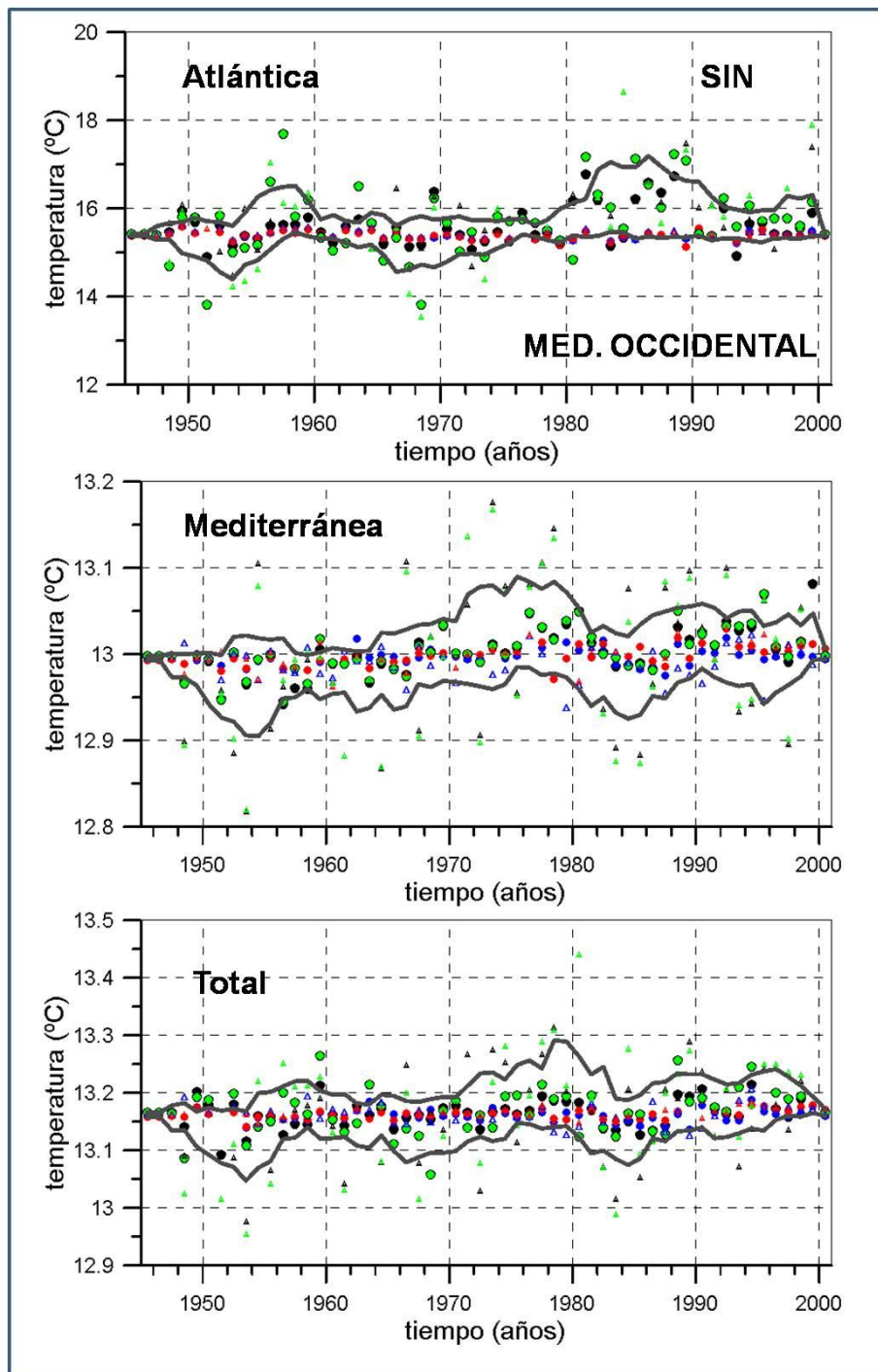


Figura 4.4. Series temporales de temperatura para las aguas atlánticas, y para toda la columna de agua en el Mediterráneo Occidental, sin incluir los datos de batitermógrafos. Punto negro (R/CON/1), punto azul (C/CON/1), punto rojo (T/CON/1), punto verde (SF/CON/1), triángulo negro (R/CON/2), triángulo azul (C/CON/2), triángulo rojo (T/CON/2) y triángulo verde (SF/CON/2).



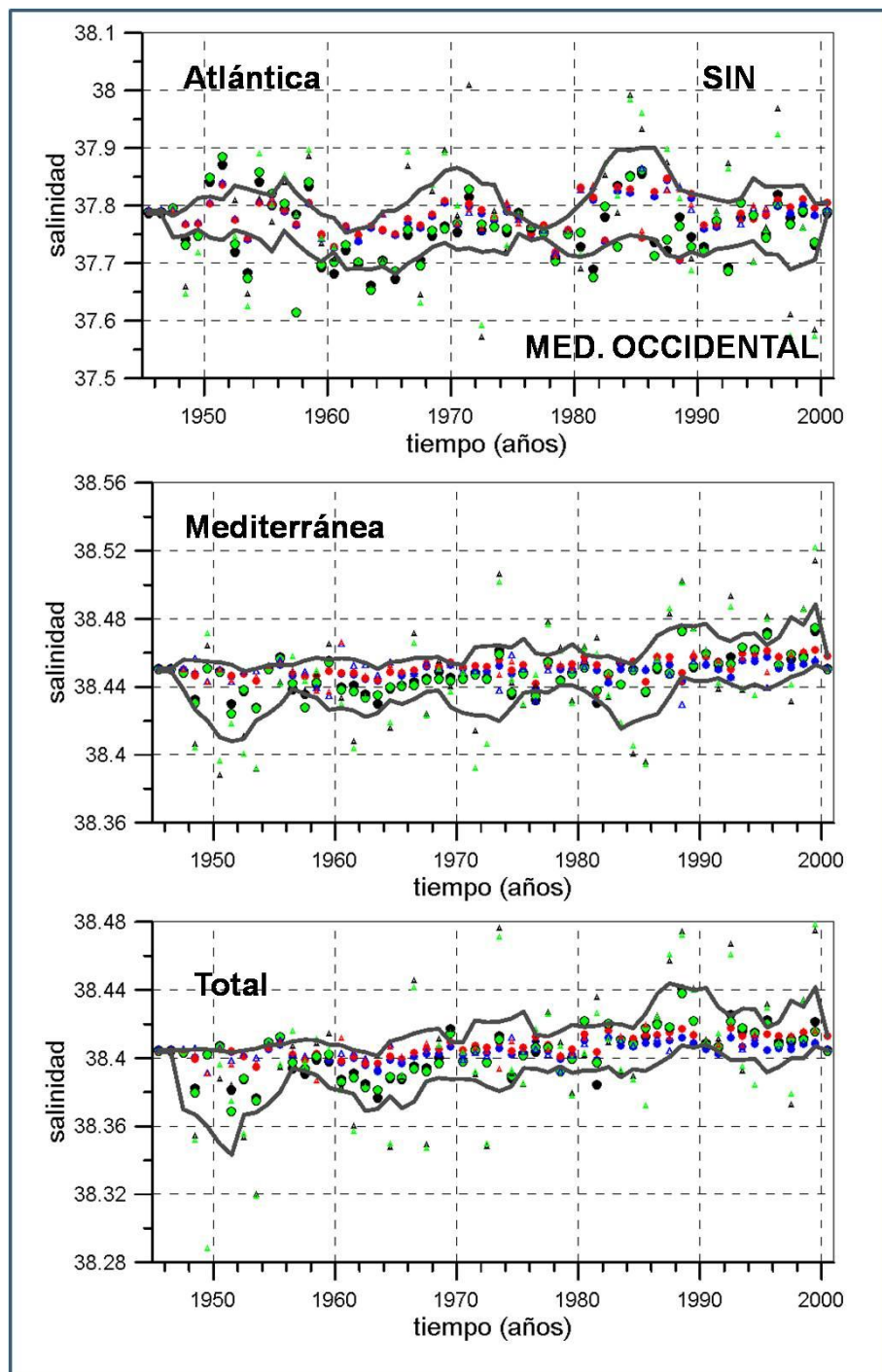


Figura 4.5. Series temporales de salinidad para las aguas atlánticas, mediterráneas y para toda la columna de agua en el Mediterráneo Occidental, sin incluir los datos de batitermógrafos. Punto negro (R/CON/1), punto azul (C/CON/1), punto rojo (T/CON/1), punto verde (SF/CON/1), triángulo negro (R/CON/2), triángulo azul (C/CON/2), triángulo rojo (T/CON/2) y triángulo verde (SF/CON/2).

Las figuras 4.6, 4.7, 4.8 y 4.9 muestran de forma análoga las series de temperatura y salinidad para las aguas atlánticas y mediterráneas del Mediterráneo Oriental con y sin los datos procedentes de los batitermógrafos.

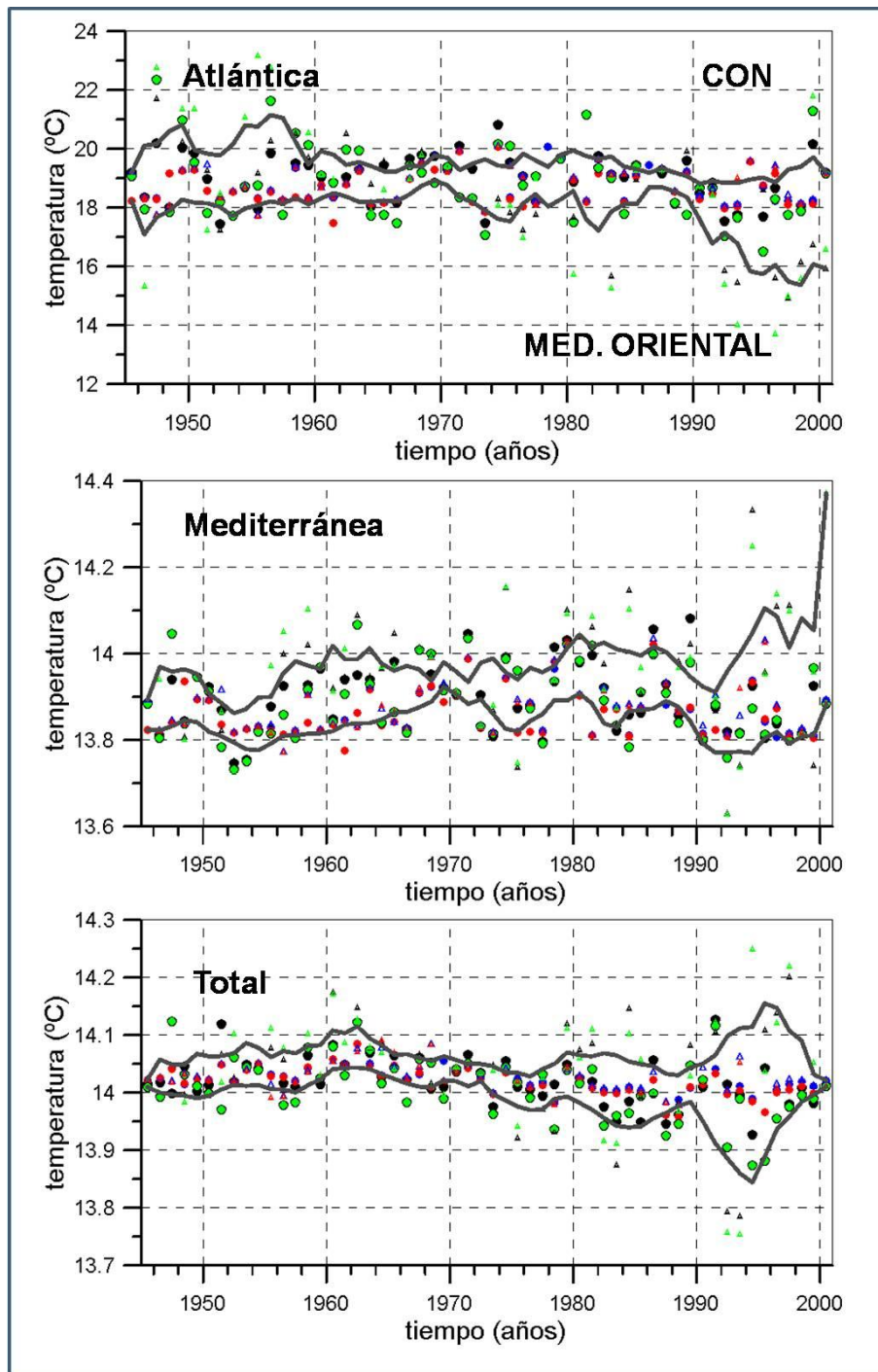


Figura 4.6. Series temporales de temperatura para las aguas atlánticas, mediterráneas y para toda la columna de agua en el Mediterráneo Oriental, incluyendo los datos de batitermógrafos Punto negro (R/CON/1), punto azul (C/CON/1), punto rojo (T/CON/1), punto verde (SF/CON/1), triángulo negro (R/CON/2), triángulo azul (C/CON/2), triángulo rojo (T/CON/2) y triángulo verde (SF/CON/2)

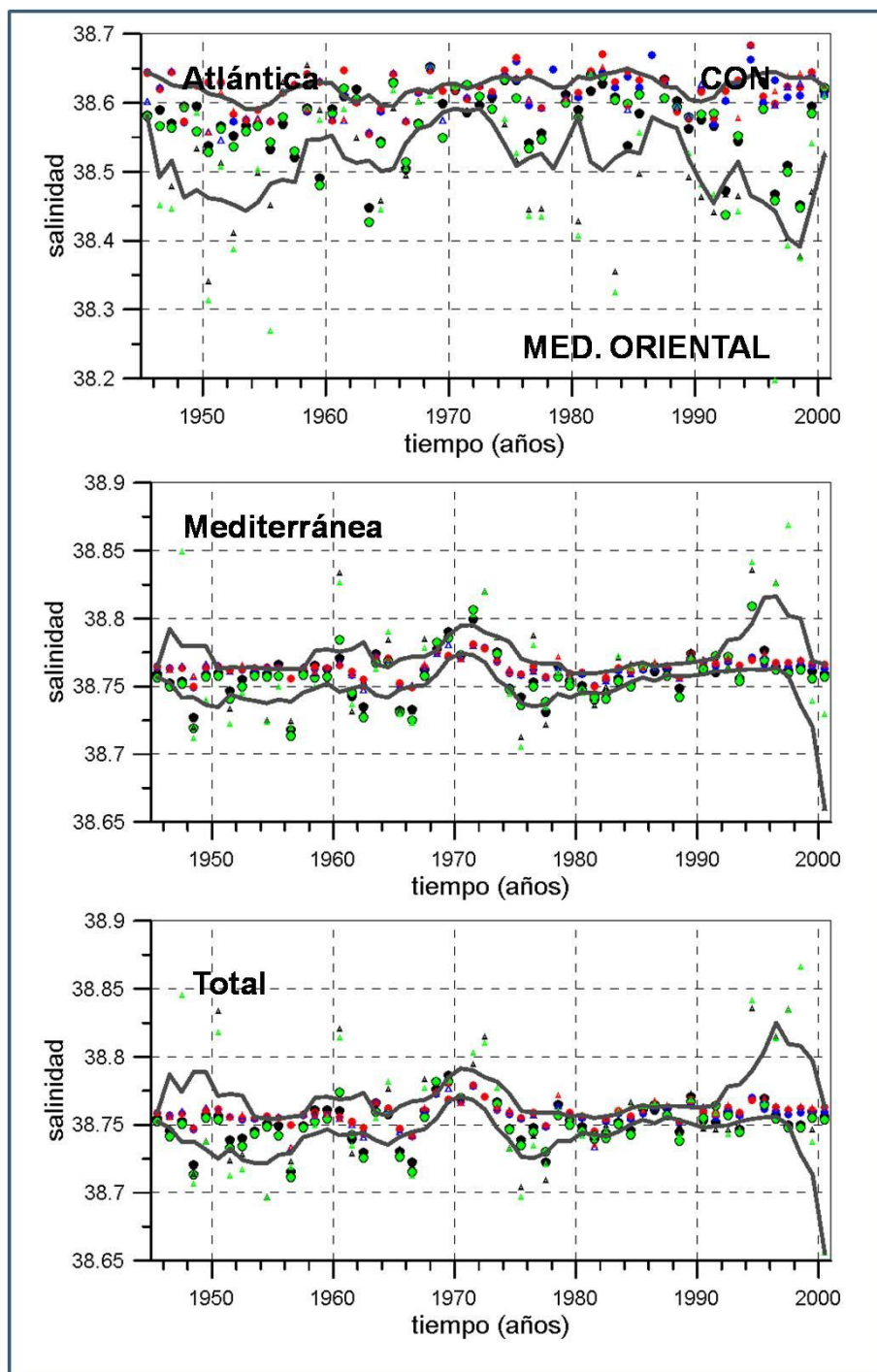


Figura 4.7 Series temporales de salinidad para las aguas atlánticas, mediterráneas y para toda la columna de agua en el Mediterráneo Oriental, incluyendo los datos de batitermógrafos. Punto negro (R/CON/1), punto azul (C/CON/1), punto rojo (T/CON/1), punto verde (SF/CON/1), triángulo negro (R/CON/2), triángulo azul (C/CON/2), triángulo rojo (T/CON/2) y triángulo verde (SF/CON/2).

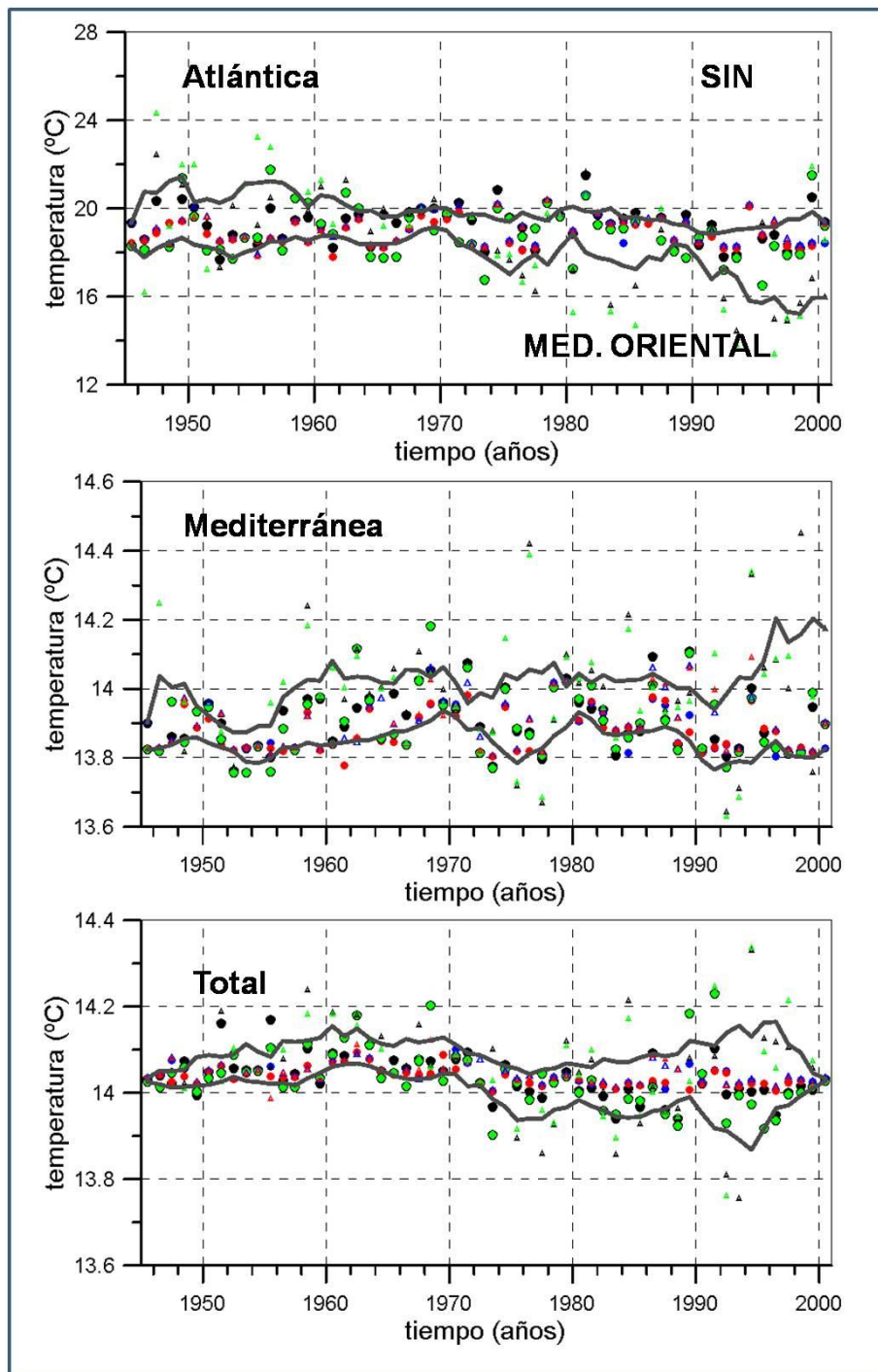


Figura 4.8. Series temporales de temperatura para las aguas atlánticas, mediterráneas y para toda la columna de agua en el Mediterráneo Oriental, sin incluir los datos de batitermógrafos. Punto negro (R/CON/1), punto azul (C/CON/1), punto rojo (T/CON/1), punto verde (SF/CON/1), triángulo negro (R/CON/2), triángulo azul (C/CON/2), triángulo rojo (T/CON/2) y triángulo verde (SF/CON/2).

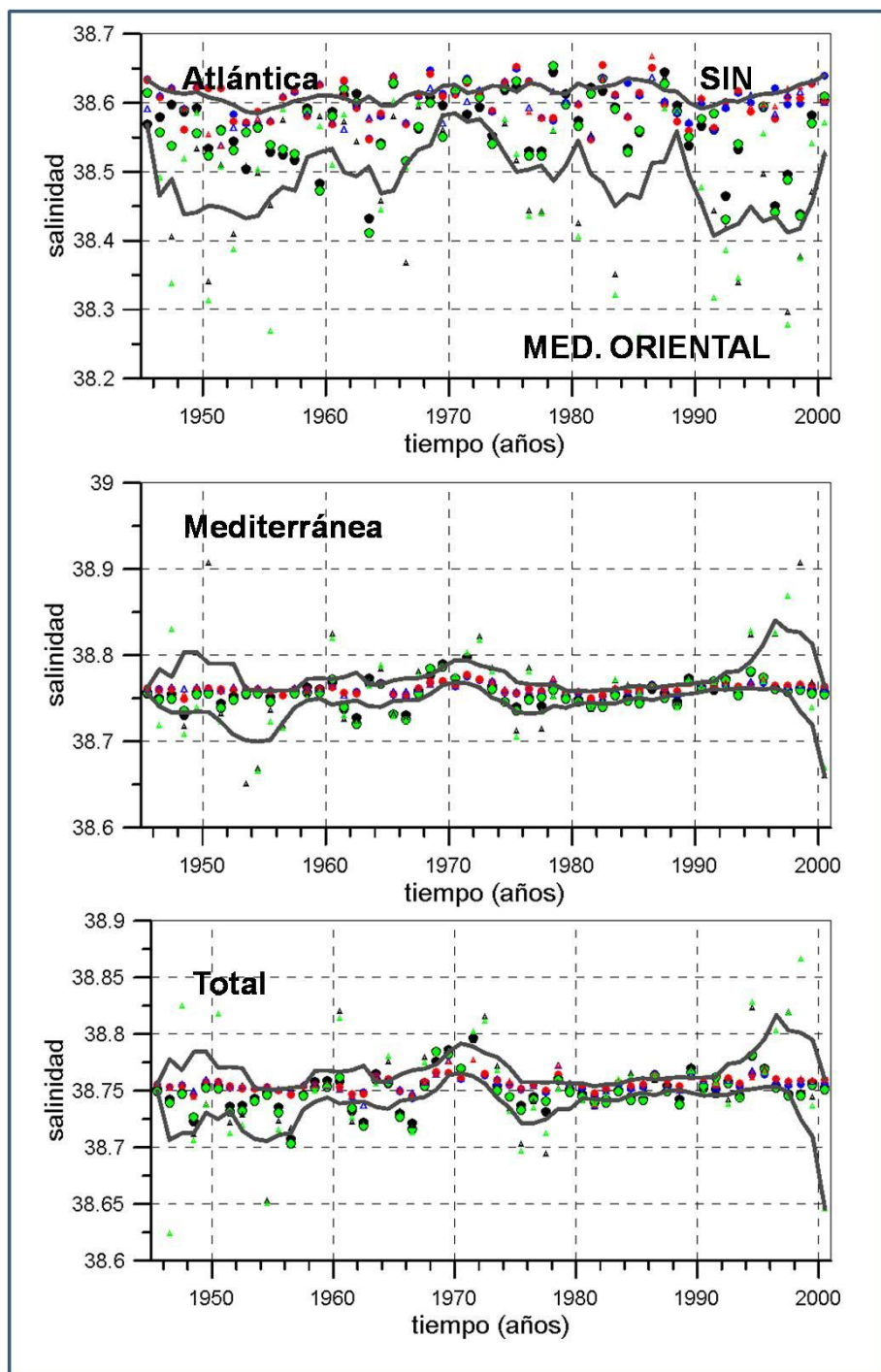


Figura 4.9. Series temporales de salinidad para las aguas atlánticas, mediterráneas y para toda la columna de agua en el Mediterráneo Oriental, sin incluir los datos de batitermógrafos. Punto negro (R/CON/1), punto azul (C/CON/1), punto rojo (T/CON/1), punto verde (SF/CON/1), triángulo negro (R/CON/2), triángulo azul (C/CON/2), triángulo rojo (T/CON/2) y triángulo verde (SF/CON/2).

Finalmente las figuras 4.10, 4.11, 4.12 y 4.13 corresponden a las series de temperatura y salinidad de las aguas atlánticas y mediterráneas promediadas para el Mediterráneo en su conjunto, incluyendo y excluyendo el uso de batitermógrafos.

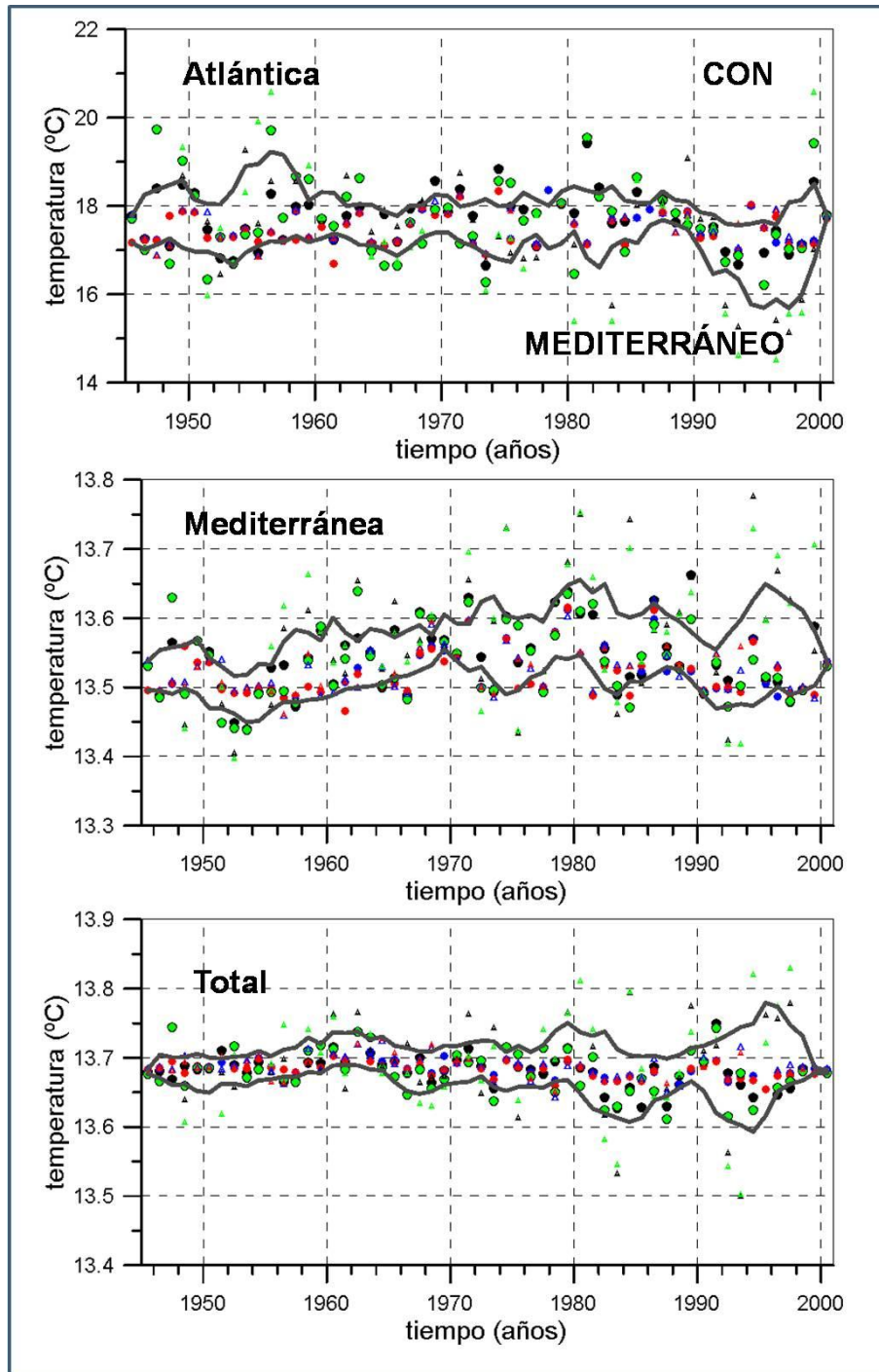


Figura 4.10. Series temporales de temperatura para las aguas atlánticas, mediterráneas y para toda la columna de agua en el Mediterráneo en su conjunto, incluyendo los datos de batitermógrafos. Punto negro (R/CON/1), punto azul (C/CON/1), punto rojo (T/CON/1), punto verde (SF/CON/1), triángulo negro (R/CON/2), triángulo azul (C/CON/2), triángulo rojo (T/CON/2) y triángulo verde (SF/CON/2)

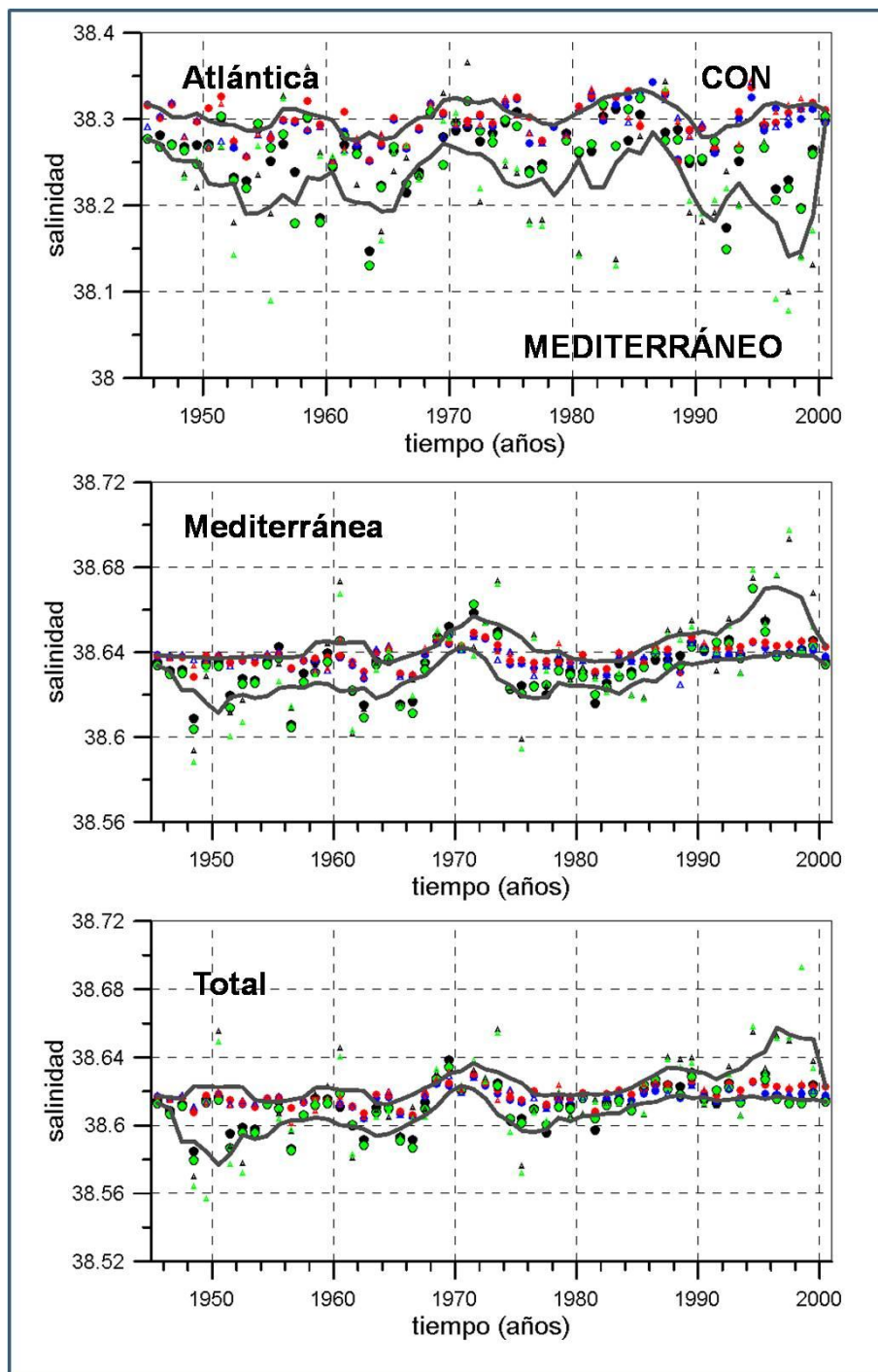


Figura 4.11. Series temporales de salinidad para las aguas atlánticas, mediterráneas y para toda la columna de agua en el Mediterráneo en su conjunto, incluyendo los datos de batitermógrafos. Punto negro (R/CON/1), punto azul (C/CON/1), punto rojo (T/CON/1), punto verde (SF/CON/1), triángulo negro (R/CON/2), triángulo azul (C/CON/2), triángulo rojo (T/CON/2) y triángulo verde (SF/CON/2)

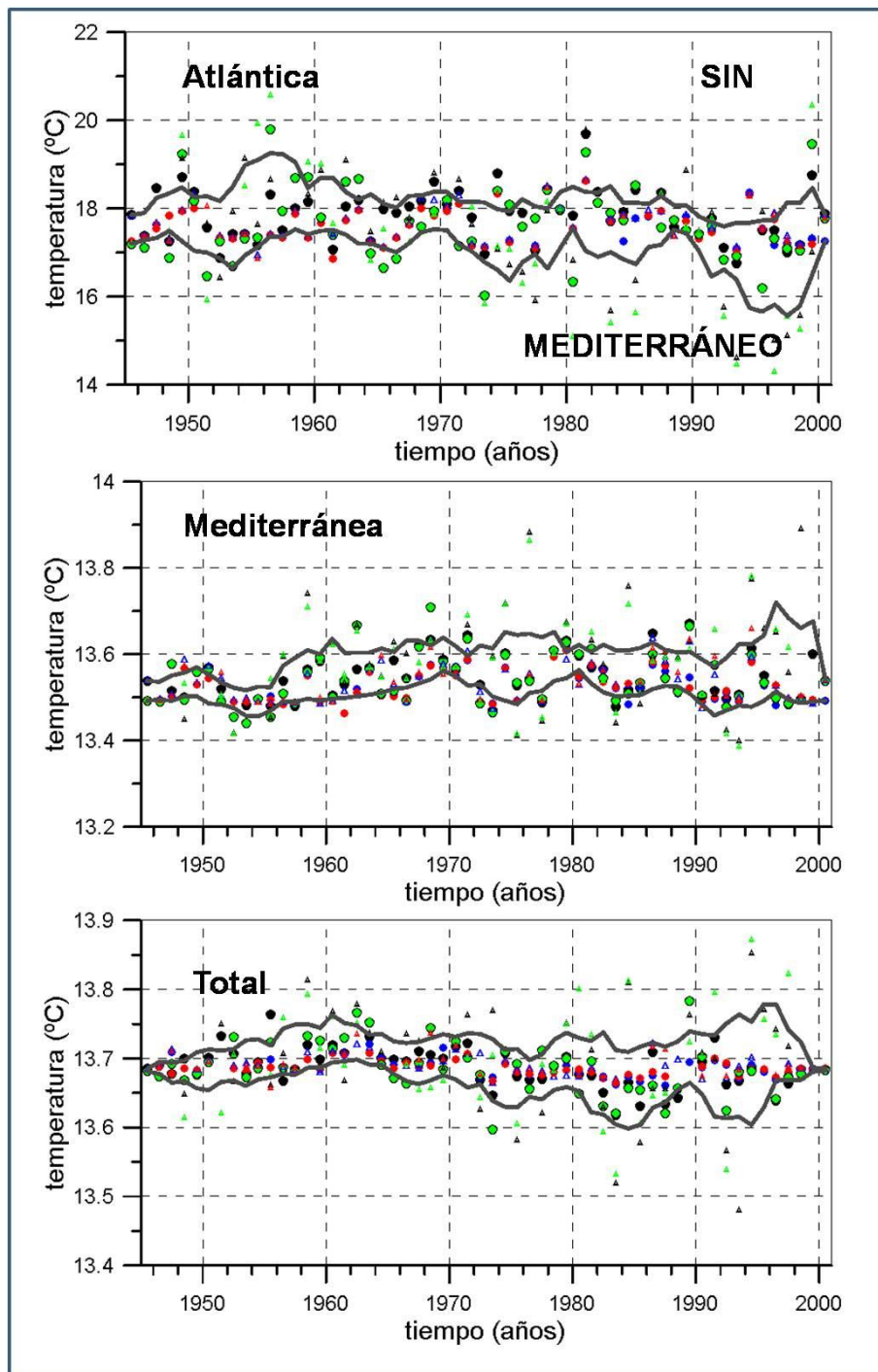


Figura 4.12. Series temporales de temperatura para las aguas atlánticas, mediterráneas y para toda la columna de agua en el Mediterráneo en su conjunto, sin incluir los datos de batitermógrafos. Punto negro (R/CON/1), punto azul (C/CON/1), punto rojo (T/CON/1), punto verde (SF/CON/1), triángulo negro (R/CON/2), triángulo azul (C/CON/2), triángulo rojo (T/CON/2) y triángulo verde (SF/CON/2)



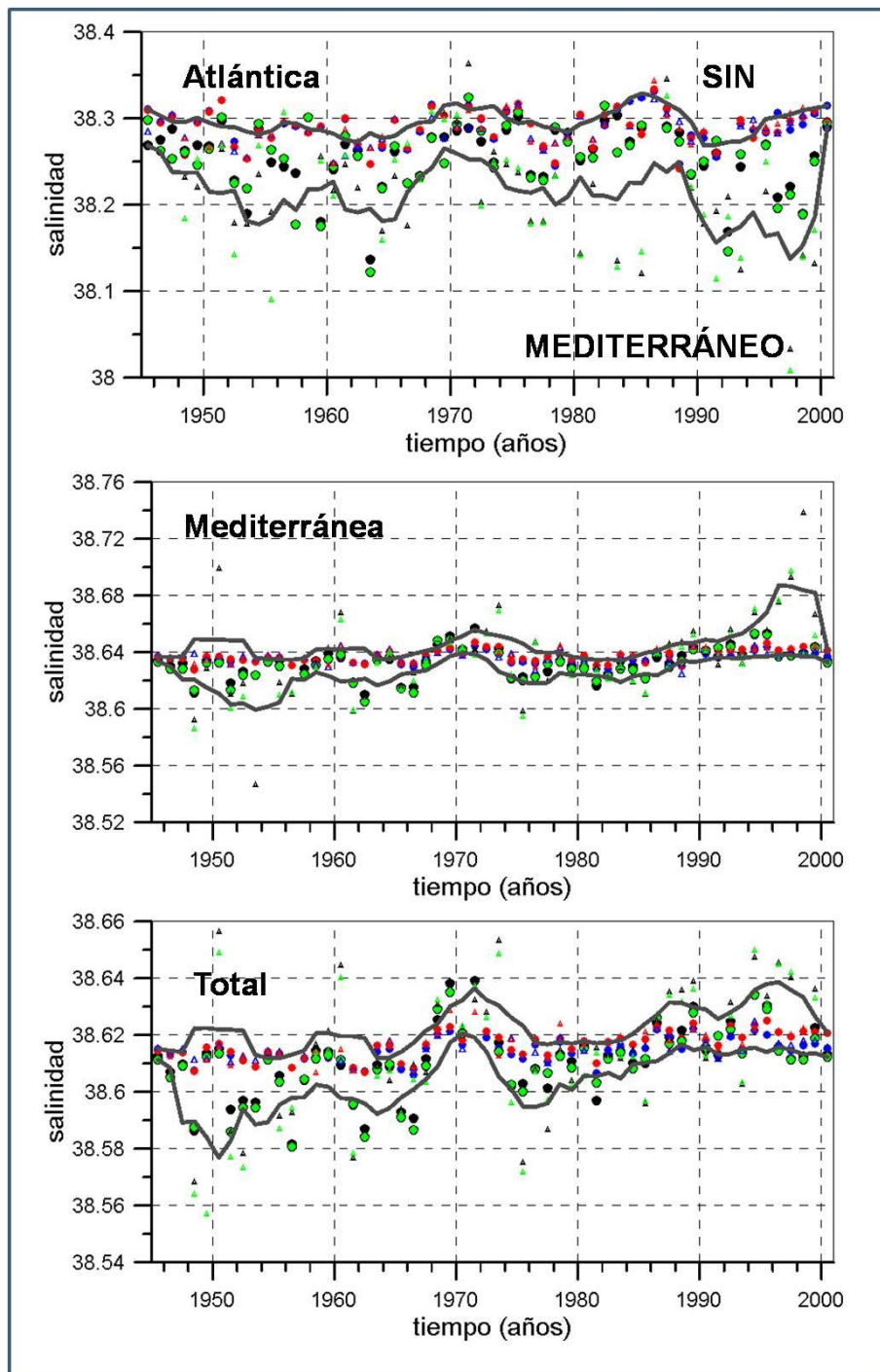


Figura 4.13. Series temporales de salinidad para las aguas atlánticas, mediterráneas y para toda la columna de agua en el Mediterráneo en su conjunto, sin incluir los datos de batitermógrafos. Punto negro (R/CON/1), punto azul (C/CON/1), punto rojo (T/CON/1), punto verde (SF/CON/1), triángulo negro (R/CON/2), triángulo azul (C/CON/2), triángulo rojo (T/CON/2) y triángulo verde (SF/CON/2)

Al igual que se hizo en el capítulo 3, se estimaron posibles tendencias para cada una de las series temporales obtenidas, considerando la posible auto-correlación de las series (ver sección 3.1.8). Los resultados para la temperatura y salinidad de las aguas atlánticas, mediterráneas y para toda la columna de agua en el Mediterráneo Occidental se muestran en la tabla 4.1, mientras que la tabla 4.2 corresponde al mediterráneo Oriental y la tabla 4.3 al Mediterráneo completo. Recordamos que en negrita y color rojo se han resaltado aquellas tendencias que resultaron estadísticamente significativas en el nivel de significancia del 0.05 (confianza estadística del 95%), y en negrita y azul las que fueron significativas al nivel de significancia del 0.1 (confianza del 90%). Las que no están resaltadas ni en rojo ni en azul, son no significativas.

Tabla 4.1. Tendencias (b) e intervalos de confianza (IC) de temperatura y salinidad para aguas atlánticas, mediterráneas y para toda la columna de agua en el Mediterráneo Occidental. En rojo, tendencias estadísticamente significativas al 95%; en azul, tendencias estadísticamente significativas al 90% y en negro, tendencias no significativas

MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL (1945-2000)												
Temperatura potencial y salinidad. °C/100 años ups/100 años												
	T-Atl.		S-Atl.		T-Med.		S-Med.		T-Total		S-Total	
	b	IC	b	IC	b	IC	b	IC	b	IC	b	IC
<b>R/con/1</b>	<b>0.59</b>	<b>0.66</b>	0.00	0.08	<b>0.09</b>	<b>0.04</b>	<b>0.03</b>	<b>0.01</b>	<b>0.04</b>	<b>0.04</b>	<b>0.04</b>	<b>0.02</b>
<b>F/con/1</b>	0.01	0.15	0.02	0.05	<b>0.02</b>	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>	<b>0.02</b>	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>
<b>T/con/1</b>	0.01	0.15	0.02	0.05	<b>0.04</b>	<b>0.02</b>	<b>0.02</b>	<b>0.01</b>	<b>0.02</b>	<b>0.01</b>	<b>0.03</b>	<b>0.01</b>
<b>Sf/con/1</b>	<b>1.30</b>	<b>1.10</b>	-0.01	0.09	<b>0.08</b>	<b>0.04</b>	<b>0.03</b>	<b>0.01</b>	<b>0.06</b>	<b>0.06</b>	<b>0.04</b>	<b>0.02</b>
<b>R/con/2</b>	<b>1.61</b>	<b>1.28</b>	0.04	0.18	<b>0.22</b>	<b>0.19</b>	<b>0.09</b>	<b>0.05</b>	<b>0.17</b>	<b>0.16</b>	<b>0.12</b>	<b>0.06</b>
<b>F/con/2</b>	-0.04	0.15	0.03	0.05	<b>0.02</b>	<b>0.02</b>	0.00	0.01	0.00	0.03	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>
<b>T/con/2</b>	-0.04	0.15	0.03	0.04	<b>0.03</b>	<b>0.01</b>	<b>0.02</b>	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>	<b>0.02</b>	<b>0.03</b>	<b>0.01</b>
<b>Sf/con/2</b>	<b>3.22</b>	<b>1.77</b>	0.01	0.19	<b>0.23</b>	<b>0.20</b>	<b>0.09</b>	<b>0.05</b>	<b>0.26</b>	<b>0.18</b>	<b>0.14</b>	<b>0.06</b>
<b>R/sin/1</b>	<b>0.63</b>	<b>0.66</b>	0.00	0.08	<b>0.09</b>	<b>0.03</b>	<b>0.03</b>	<b>0.01</b>	<b>0.03</b>	<b>0.04</b>	<b>0.04</b>	<b>0.02</b>
<b>F/sin/1</b>	-0.08	0.14	0.02	0.05	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>	0.00	0.02	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>
<b>T/sin/1</b>	-0.10	0.15	0.02	0.05	<b>0.04</b>	<b>0.01</b>	<b>0.02</b>	<b>0.01</b>	<b>0.02</b>	<b>0.01</b>	<b>0.03</b>	<b>0.01</b>
<b>Sf/sin/1</b>	<b>1.27</b>	<b>1.11</b>	-0.01	0.09	<b>0.08</b>	<b>0.03</b>	<b>0.03</b>	<b>0.01</b>	<b>0.05</b>	<b>0.06</b>	<b>0.04</b>	<b>0.02</b>
<b>R/sin/2</b>	<b>1.49</b>	<b>1.13</b>	0.04	0.18	<b>0.16</b>	<b>0.16</b>	<b>0.09</b>	<b>0.05</b>	<b>0.16</b>	<b>0.15</b>	<b>0.12</b>	<b>0.06</b>
<b>F/sin/2</b>	-0.11	0.15	0.03	0.05	0.00	0.03	0.00	0.01	-0.01	0.03	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>
<b>T/sin/2</b>	<b>-0.17</b>	<b>0.15</b>	0.03	0.04	<b>0.04</b>	<b>0.02</b>	<b>0.02</b>	<b>0.01</b>	<b>0.02</b>	<b>0.01</b>	<b>0.03</b>	<b>0.01</b>
<b>Sf/sin/2</b>	<b>2.96</b>	<b>1.71</b>	0.01	0.19	<b>0.16</b>	<b>0.16</b>	<b>0.09</b>	<b>0.05</b>	<b>0.25</b>	<b>0.18</b>	<b>0.14</b>	<b>0.06</b>
<b>Interp.</b>	<b>0.59</b>	<b>0.66</b>	0.00	0.08	<b>0.09</b>	<b>0.04</b>	<b>0.03</b>	<b>0.01</b>	<b>0.04</b>	<b>0.04</b>	<b>0.04</b>	<b>0.02</b>

Tabla 4.2 Tendencias (b) e intervalos de confianza (IC) de temperatura y salinidad para aguas atlánticas, mediterráneas y para toda la columna de agua en el Mediterráneo Oriental. En rojo, tendencias estadísticamente significativas al 95%; en azul, tendencias estadísticamente significativas al 90% y en negro, tendencias no significativas

MEDITERRÁNEO ORIENTAL (1945-2000)												
Temperatura potencial y salinidad. °C/100 años ups/100 años												
	T-Atl.		S-Atl.		T-Med.		S-Med.		T-Total		S-Total	
	b	IC	b	IC	b	IC	b	IC	b	IC	b	IC
R/con/1	-0.43	1.38	-0.02	0.08	0.01	0.12	<b>0.02</b>	<b>0.02</b>	<b>-0.08</b>	<b>0.06</b>	<b>0.02</b>	<b>0.02</b>
F/con/1	0.31	0.90	0.02	0.04	0.02	0.08	0.00	0.01	<b>-0.06</b>	<b>0.03</b>	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>
T/con/1	0.29	0.90	0.02	0.04	0.04	0.09	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>	<b>-0.08</b>	<b>0.03</b>	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>
Sf/con/1	<b>-1.60</b>	<b>1.90</b>	-0.01	0.08	0.00	0.13	<b>0.03</b>	<b>0.03</b>	<b>-0.13</b>	<b>0.08</b>	<b>0.02</b>	<b>0.02</b>
R/con/2	<b>-5.75</b>	<b>2.65</b>	-0.10	0.15	0.09	0.27	0.03	0.07	-0.10	0.19	<b>0.06</b>	<b>0.07</b>
F/con/2	0.22	0.94	<b>0.05</b>	<b>0.04</b>	0.06	0.10	0.00	0.01	<b>-0.03</b>	<b>0.04</b>	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>
T/con/2	<b>0.81</b>	<b>0.90</b>	0.03	0.04	<b>0.10</b>	<b>0.09</b>	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>	<b>-0.05</b>	<b>0.04</b>	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>
Sf/con/2	<b>-7.01</b>	<b>3.57</b>	-0.06	0.19	0.19	0.27	<b>0.05</b>	<b>0.06</b>	-0.10	0.20	0.04	0.07
R/sin/1	-0.48	1.34	-0.02	0.08	0.01	0.13	<b>0.02</b>	<b>0.02</b>	<b>-0.13</b>	<b>0.07</b>	<b>0.02</b>	<b>0.02</b>
F/sin/1	0.15	0.99	0.00	0.04	0.03	0.10	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>	<b>-0.05</b>	<b>0.03</b>	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>
T/sin/1	0.37	0.98	-0.01	0.04	0.06	0.09	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>	<b>-0.05</b>	<b>0.03</b>	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>
Sf/sin/1	-0.84	1.86	-0.04	0.09	0.06	0.15	<b>0.02</b>	<b>0.02</b>	<b>-0.12</b>	<b>0.10</b>	<b>0.03</b>	<b>0.02</b>
R/sin/2	<b>-7.49</b>	<b>2.86</b>	<b>-0.14</b>	<b>0.17</b>	0.03	0.34	<b>0.07</b>	<b>0.08</b>	<b>-0.20</b>	<b>0.23</b>	<b>0.06</b>	<b>0.07</b>
F/sin/2	0.15	1.01	<b>0.03</b>	<b>0.04</b>	0.05	0.11	0.00	0.01	<b>-0.04</b>	<b>0.03</b>	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>
T/sin/2	0.59	1.01	0.01	0.04	<b>0.12</b>	<b>0.12</b>	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>	<b>-0.04</b>	<b>0.04</b>	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>
Sf/sin/2	<b>-8.61</b>	<b>3.82</b>	-0.08	0.20	-0.05	0.31	<b>0.06</b>	<b>0.07</b>	-0.07	0.22	<b>0.07</b>	<b>0.08</b>
Interp.	-0.43	1.38	-0.02	0.08	0.01	0.12	<b>0.02</b>	<b>0.02</b>	<b>-0.08</b>	<b>0.06</b>	<b>0.02</b>	<b>0.02</b>

Tabla 4.3. Tendencias (b) e intervalos de confianza (IC) de temperatura y salinidad para aguas atlánticas, mediterráneas y para toda la columna de agua en todo el Mediterráneo. En rojo, tendencias estadísticamente significativas al 95%; en azul, tendencias estadísticamente significativas al 90% y en negro, tendencias no significativas.

MEDITERRÁNEO (1945-2000)												
Temperatura potencial y salinidad. °C/100 años ups/100 años												
	T-Atl.		S-Atl.		T-Med.		S-Med.		T-Total		S-Total	
	b	IC	b	IC	b	IC	b	IC	b	IC	b	IC
<b>R/con/1</b>	-0.08	0.98	-0.01	0.06	0.04	0.08	<b>0.02</b>	<b>0.02</b>	<b>-0.04</b>	<b>0.04</b>	<b>0.03</b>	<b>0.02</b>
<b>F/con/1</b>	0.23	0.58	0.02	0.04	0.02	0.05	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>	<b>-0.02</b>	<b>0.02</b>	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>
<b>T/con/1</b>	0.22	0.59	0.02	0.03	<b>0.04</b>	<b>0.05</b>	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>	<b>-0.03</b>	<b>0.02</b>	<b>0.02</b>	<b>0.01</b>
<b>Sf/con/1</b>	-0.51	1.36	-0.01	0.07	0.02	0.08	<b>0.03</b>	<b>0.02</b>	<b>-0.05</b>	<b>0.05</b>	<b>0.03</b>	<b>0.02</b>
<b>R/con/2</b>	<b>-3.25</b>	<b>1.92</b>	<b>-0.14</b>	<b>0.13</b>	<b>0.16</b>	<b>0.18</b>	<b>0.08</b>	<b>0.04</b>	-0.01	0.15	<b>0.07</b>	<b>0.04</b>
<b>F/con/2</b>	0.12	0.57	<b>0.04</b>	<b>0.03</b>	0.03	0.05	0.00	0.01	<b>-0.02</b>	<b>0.03</b>	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>
<b>T/con/2</b>	<b>0.50</b>	<b>0.57</b>	<b>0.03</b>	<b>0.03</b>	<b>0.07</b>	<b>0.05</b>	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>	<b>-0.02</b>	<b>0.03</b>	<b>0.02</b>	<b>0.01</b>
<b>Sf/con/2</b>	<b>-3.55</b>	<b>2.80</b>	<b>-0.12</b>	<b>0.14</b>	<b>0.16</b>	<b>0.18</b>	<b>0.09</b>	<b>0.04</b>	0.04	0.16	<b>0.10</b>	<b>0.04</b>
<b>R/sin/1</b>	-0.06	0.95	-0.02	0.06	0.04	0.08	<b>0.02</b>	<b>0.02</b>	<b>-0.07</b>	<b>0.04</b>	<b>0.03</b>	<b>0.02</b>
<b>F/sin/1</b>	0.13	0.64	0.01	0.03	0.02	0.06	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>	<b>-0.03</b>	<b>0.02</b>	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>
<b>T/sin/1</b>	0.29	0.65	0.00	0.03	<b>0.05</b>	<b>0.05</b>	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>	<b>-0.02</b>	<b>0.02</b>	<b>0.02</b>	<b>0.01</b>
<b>Sf/sin/1</b>	-0.06	1.33	-0.03	0.07	0.06	0.09	<b>0.02</b>	<b>0.01</b>	<b>-0.06</b>	<b>0.06</b>	<b>0.03</b>	<b>0.02</b>
<b>R/sin/2</b>	<b>-4.15</b>	<b>2.11</b>	<b>-0.15</b>	<b>0.13</b>	0.14	0.24	<b>0.09</b>	<b>0.05</b>	-0.08	0.17	<b>0.07</b>	<b>0.04</b>
<b>F/sin/2</b>	0.17	0.66	<b>0.03</b>	<b>0.03</b>	0.03	0.07	0.00	0.01	<b>-0.02</b>	<b>0.02</b>	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>
<b>T/sin/2</b>	0.38	0.67	<b>0.02</b>	<b>0.03</b>	<b>0.09</b>	<b>0.07</b>	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>	-0.02	0.03	<b>0.02</b>	<b>0.01</b>
<b>Sf/sin/2</b>	<b>-4.79</b>	<b>2.81</b>	<b>-0.15</b>	<b>0.14</b>	0.08	0.21	<b>0.09</b>	<b>0.04</b>	0.06	0.16	<b>0.09</b>	<b>0.04</b>
<b>Interp.</b>	-0.08	0.98	-0.01	0.06	0.04	0.08	<b>0.02</b>	<b>0.02</b>	<b>-0.04</b>	<b>0.04</b>	<b>0.03</b>	<b>0.02</b>

Las figuras y tablas anteriores muestran que en aguas atlánticas, la temperatura presenta tendencias negativas y positivas en el Mediterráneo Occidental, siendo en ambos casos significativas. En el Mediterráneo Oriental estas tendencias son siempre negativas alcanzando en ocasiones valores extremadamente grandes e irreales, como -7,49 y -8,61 °C/100 años. Las tendencias de salinidad en la capa atlántica son, en su mayor parte, positivas en el Mediterráneo Occidental, pero en ningún caso son significativas, mientras que en el Mediterráneo Oriental se alternan de nuevo valores positivos y negativos, existiendo tendencias significativas de ambos signos.

En cuanto a las aguas mediterráneas, éstas aumentaron de forma clara su temperatura y salinidad en el Mediterráneo Occidental. Igualmente el aumento de salinidad es robusto en el caso del Mediterráneo Oriental. La temperatura de la cuenca oriental también aumentó en la práctica totalidad de los casos, aunque en la mayoría de ellos este aumento no es significativo. Tan solo existen tendencias positivas para los resultados correspondientes a dos de las metodologías empleadas.

Cuando se estiman las tendencias para toda la columna de agua, el Mediterráneo Occidental muestra un calentamiento y aumento de salinidad. En el caso del Mediterráneo Oriental e incluso del Mediterráneo en su conjunto los resultados para la temperatura están fuertemente influenciados por los valores negativos, extremadamente elevados e irreales, de la capa superficial de la cuenca oriental. Por el contrario la salinidad muestra un aumento que es independiente de la metodología empleada.

Las figuras 4.14 a 4.19 muestran el calor absorbido por las aguas atlánticas, mediterráneas y por toda la columna de agua en el Mediterráneo Occidental, Oriental y para todo el Mediterráneo. Estas figuras se muestran en el caso de datos que incluyen batitermógrafos y datos que no utilizan estos dispositivos. Las tablas 4.4, 4.5 y 4.6 muestran las tendencias correspondientes a estas series temporales.

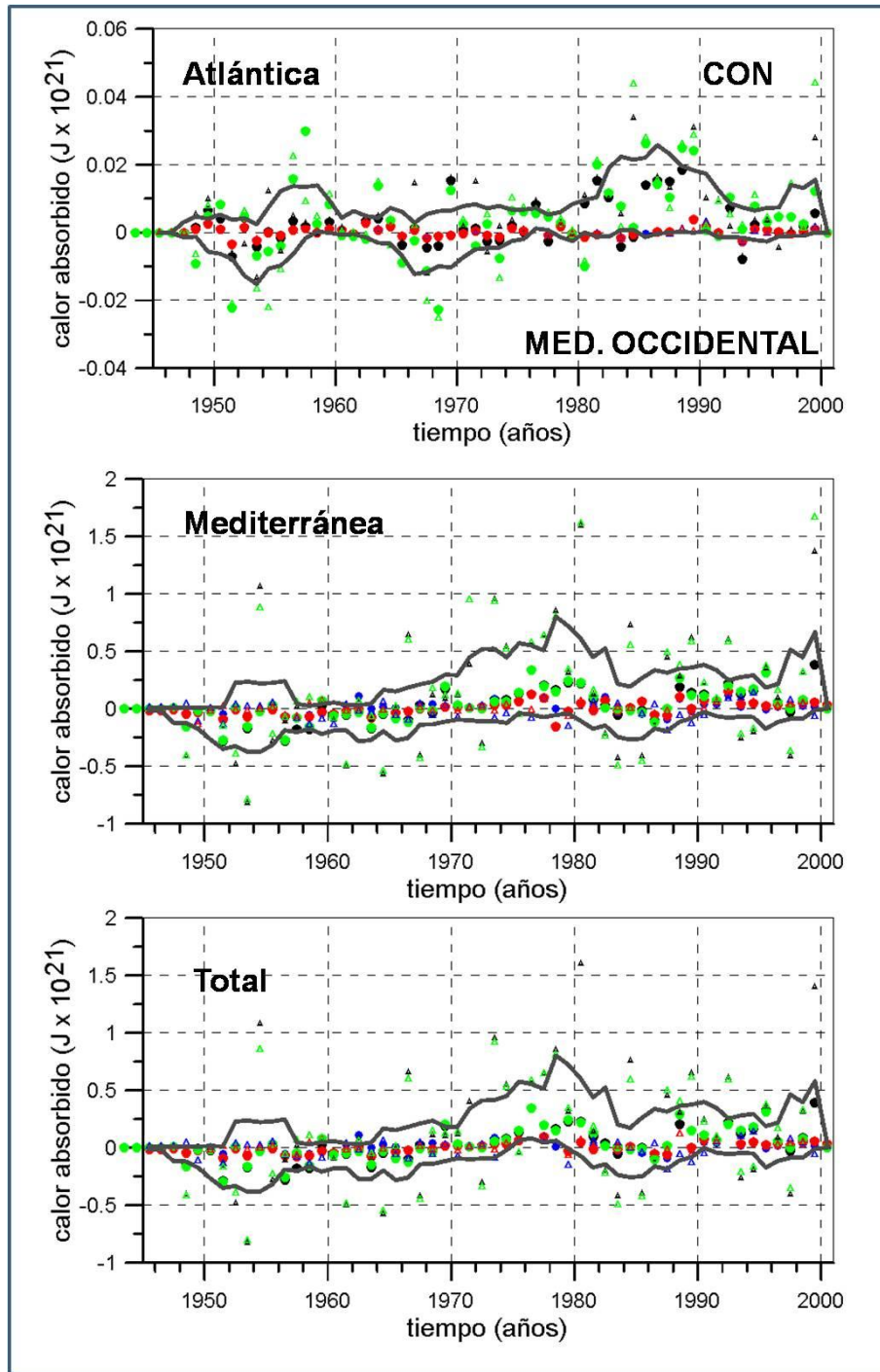


Figura 4.14 Calor absorbido por las aguas Atlántica, Mediterránea y por toda la columna de agua en el Mediterráneo Occidental, incluyendo los datos de batitermógrafos. Punto negro (R/CON/1), punto azul (C/CON/1), punto rojo (T/CON/1), punto verde (SF/CON/1), triángulo negro (R/CON/2), triángulo azul (C/CON/2), triángulo rojo (T/CON/2) y triángulo verde (SF/CON/2).

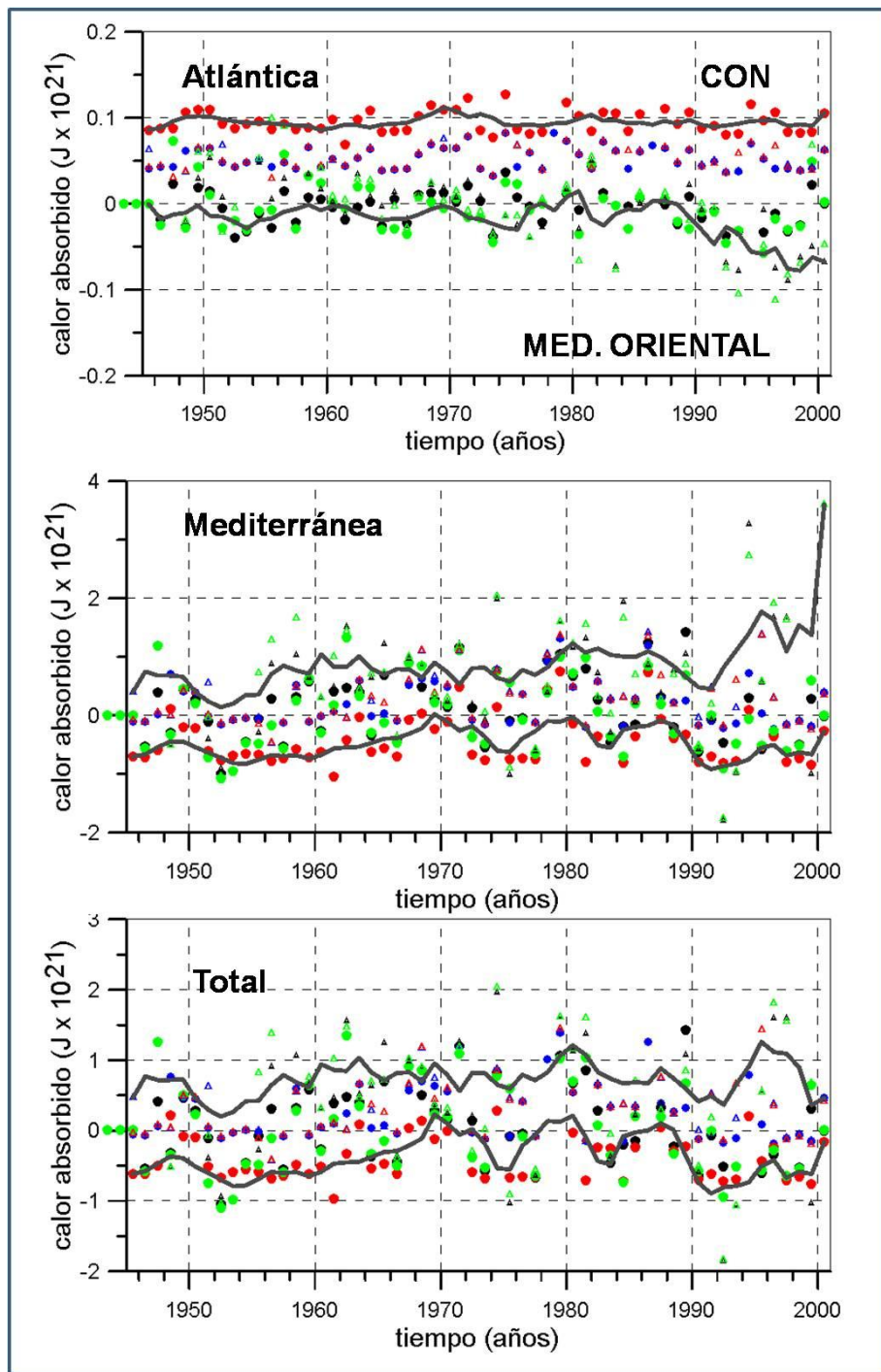


Figura 4.15. Calor absorbido por las aguas Atlántica, Mediterránea y por toda la columna de agua en el Mediterráneo Oriental, incluyendo los datos de batitermógrafos. Punto negro (R/CON/1), punto azul (C/CON/1), punto rojo (T/CON/1), punto verde (SF/CON/1), triángulo negro (R/CON/2), triángulo azul (C/CON/2), triángulo rojo (T/CON/2) y triángulo verde (SF/CON/2).

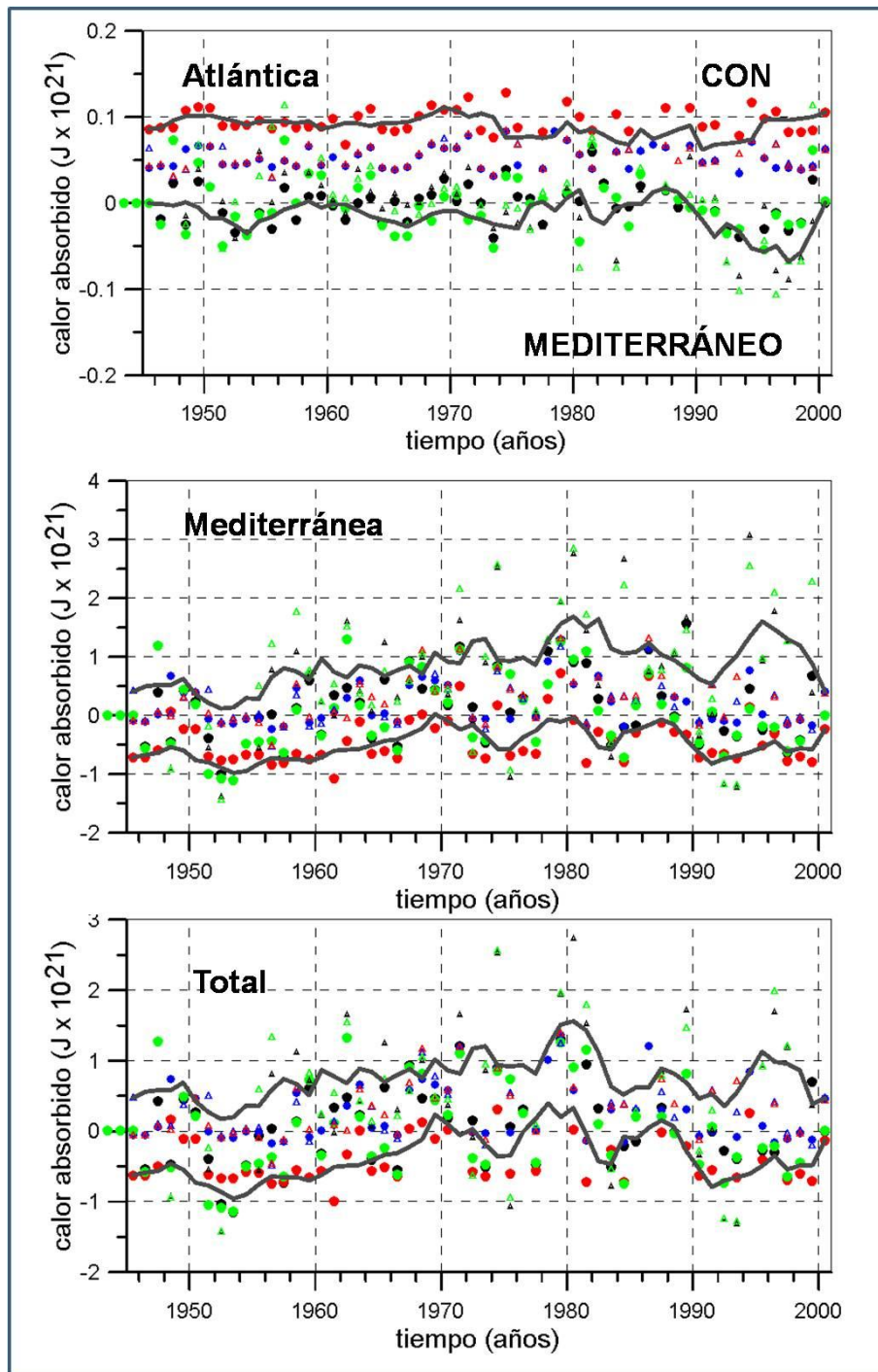


Figura 4.16. Punto negro (R/CON/1), punto azul (C/CON/1), punto rojo (T/CON/1), punto verde (SF/CON/1), triángulo negro (R/CON/2), triángulo azul (C/CON/2), triángulo rojo (T/CON/2) y triángulo verde (SF/CON/2)



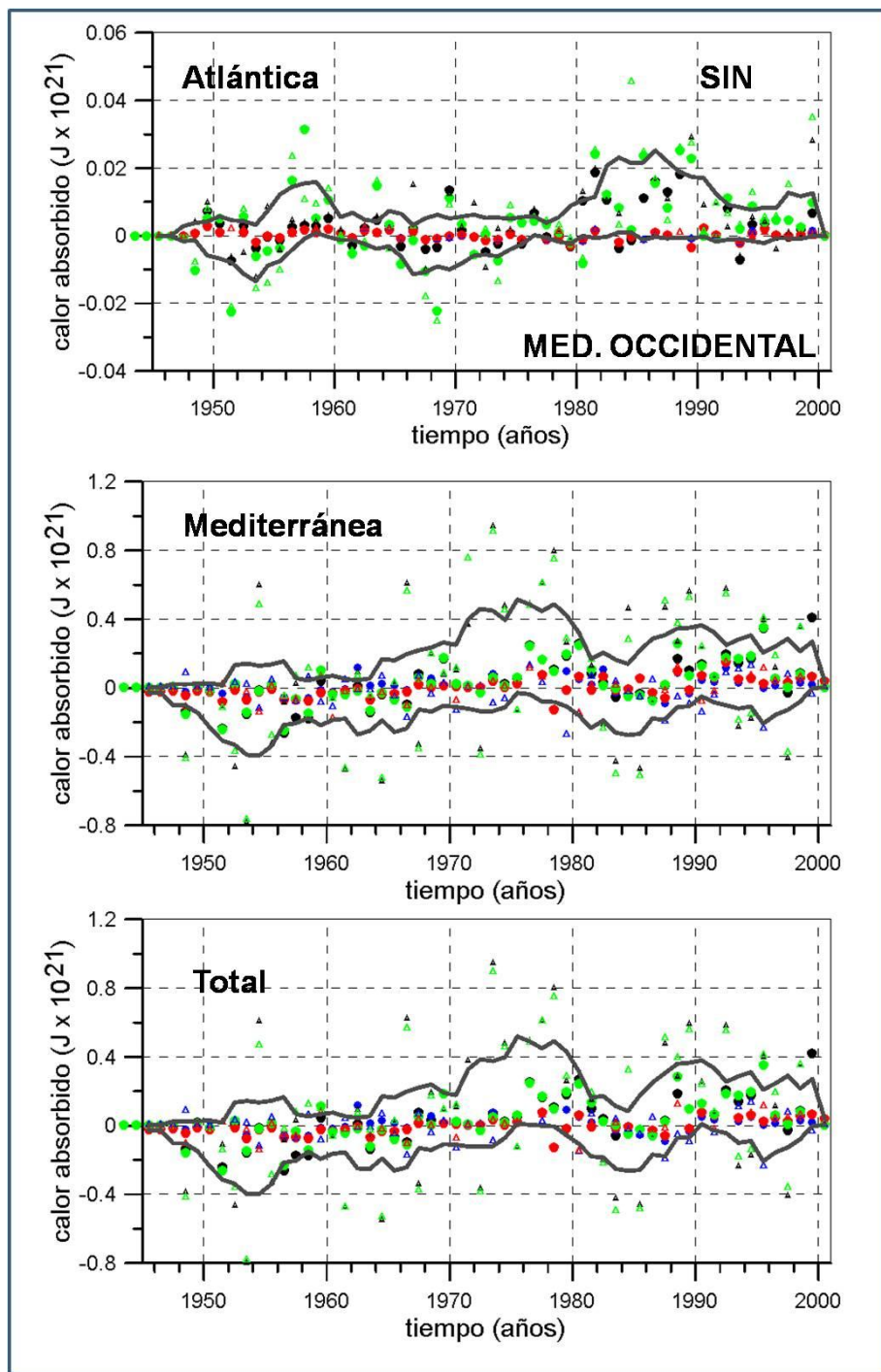


Figura 4.17. Punto negro (R/CON/1), punto azul (C/CON/1), punto rojo (T/CON/1), punto verde (SF/CON/1), triángulo negro (R/CON/2), triángulo azul (C/CON/2), triángulo rojo (T/CON/2) y triángulo verde (SF/CON/2).

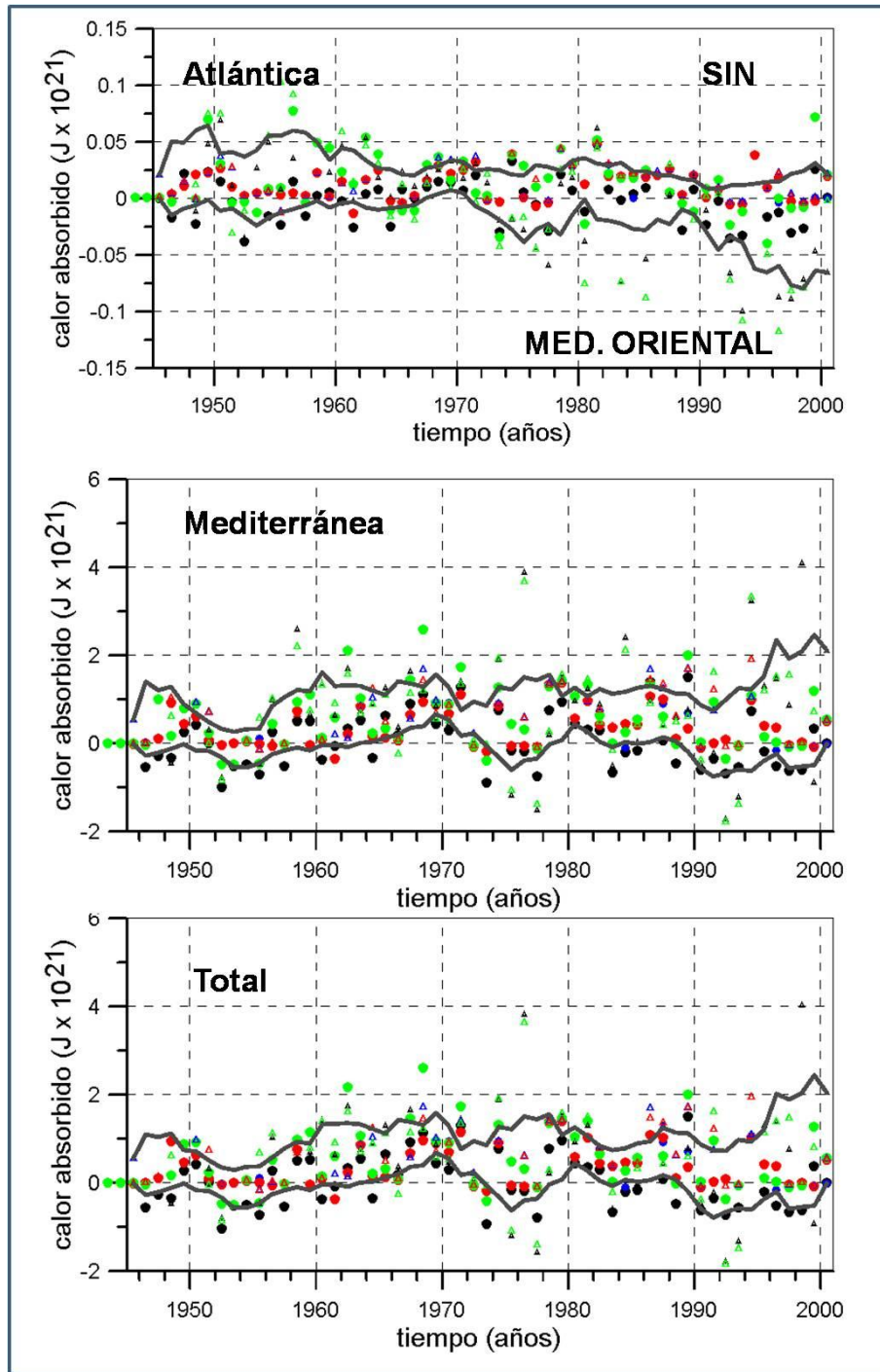


Figura 4.18. Calor absorbido por las aguas Atlántica, Mediterránea y por toda la columna de agua en el Mediterráneo Oriental, sin incluir los datos de batitermógrafos. Punto negro (R/CON/1), punto azul (C/CON/1), punto rojo (T/CON/1), punto verde (SF/CON/1), triángulo negro (R/CON/2), triángulo azul (C/CON/2), triángulo rojo (T/CON/2) y triángulo verde (SF/CON/2)

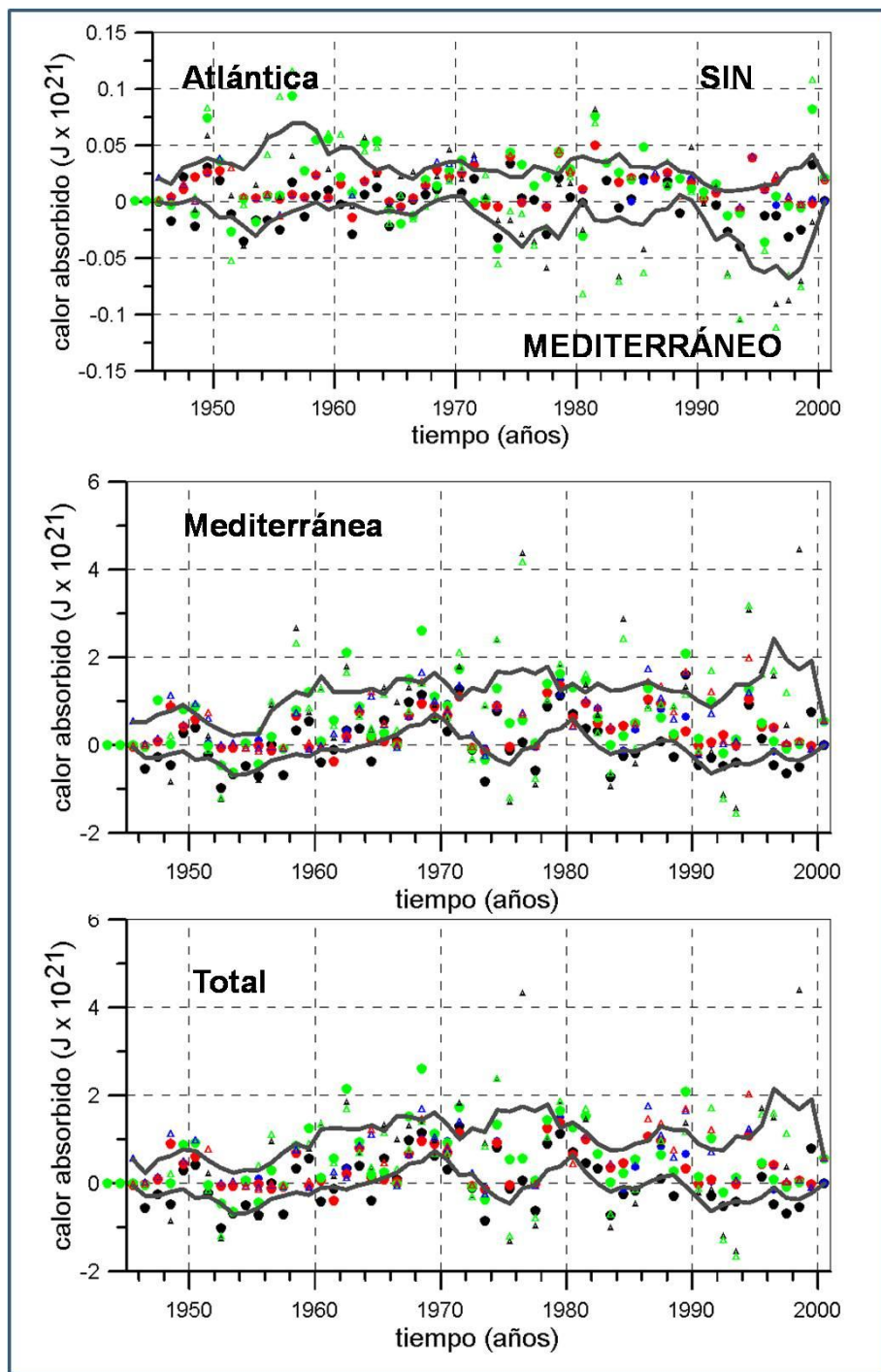


Figura 4.19. Calor absorbido por las aguas Atlántica, Mediterránea y por toda la columna de agua en todo el Mediterráneo, sin incluir los datos de batitermógrafos. Punto negro (R/CON/1), punto azul (C/CON/1), punto rojo (T/CON/1), punto verde (SF/CON/1), triángulo negro (R/CON/2), triángulo azul (C/CON/2), triángulo rojo (T/CON/2) y triángulo verde (SF/CON/2)

Tabla 4.4. Tendencias de calor absorbido en el Mediterráneo Occidental. En rojo, tendencias estadísticamente significativas al 95%; en azul, tendencias estadísticamente significativas al 90% y en negro, tendencias no significativas.

MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL						
Calor absorbido. W/m <sup>2</sup>						
	Q-Atl.		Q-Med.		Q-Total	
	T	IC	T	IC	T	IC
R/con/1	0.00	0.00	<b>0.08</b>	<b>0.03</b>	<b>0.08</b>	<b>0.03</b>
F/con/1	0.00	0.00	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>
T/con/1	0.00	0.00	<b>0.03</b>	<b>0.01</b>	<b>0.03</b>	<b>0.01</b>
Sf/con/1	0.00	0.00	<b>0.07</b>	<b>0.03</b>	<b>0.07</b>	<b>0.03</b>
R/con/2	0.00	0.00	<b>0.19</b>	<b>0.17</b>	<b>0.20</b>	<b>0.17</b>
F/con/2	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02
T/con/2	0.00	0.00	<b>0.03</b>	<b>0.01</b>	<b>0.02</b>	<b>0.01</b>
Sf/con/2	<b>0.01</b>	<b>0.00</b>	<b>0.20</b>	<b>0.17</b>	<b>0.14</b>	<b>0.14</b>
R/sin/1	0.00	0.00	<b>0.08</b>	<b>0.03</b>	<b>0.08</b>	<b>0.03</b>
F/sin/1	0.00	0.00	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>	<b>0.01</b>
T/sin/1	0.00	0.00	<b>0.03</b>	<b>0.01</b>	<b>0.03</b>	<b>0.01</b>
Sf/sin/1	0.00	0.00	<b>0.07</b>	<b>0.03</b>	<b>0.07</b>	<b>0.03</b>
R/sin/2	0.00	0.00	<b>0.14</b>	<b>0.14</b>	<b>0.13</b>	<b>0.14</b>
F/sin/2	0.00	0.00	0.00	0.02	-0.01	0.02
T/sin/2	0.00	0.00	<b>0.03</b>	<b>0.02</b>	<b>0.03</b>	<b>0.01</b>
Sf/sin/2	<b>0.01</b>	<b>0.00</b>	<b>0.13</b>	<b>0.13</b>	<b>0.15</b>	<b>0.13</b>
Interp.	0.00	0.00	<b>0.08</b>	<b>0.03</b>	<b>0.08</b>	<b>0.03</b>

Tabla 4.5. Tendencias de calor absorbido en el Mediterráneo Oriental. En rojo, tendencias estadísticamente significativas al 95%; en azul, tendencias estadísticamente significativas al 90% y en negro, tendencias no significativas.

MEDITERRÁNEO ORIENTAL						
Calor absorbido. W/m <sup>2</sup>						
	Q-At.		Q-Med.		Q-Total	
	T	IC	T	IC	T	IC
R/con/1	0.00	0.01	0.01	0.16	-0.02	0.16
F/con/1	0.00	0.00	0.03	0.11	0.03	0.11
T/con/1	0.00	0.00	0.05	0.11	0.02	0.09
Sf/con/1	<b>-0.01</b>	<b>0.01</b>	-0.01	0.17	-0.03	0.18
R/con/2	<b>-0.02</b>	<b>0.01</b>	0.12	0.35	-0.06	0.35
F/con/2	0.00	0.00	0.08	0.12	0.05	0.12
T/con/2	0.00	0.00	<b>0.13</b>	<b>0.12</b>	<b>0.11</b>	<b>0.12</b>
Sf/con/2	<b>-0.03</b>	<b>0.01</b>	0.24	0.34	0.02	0.34
R/sin/1	0.00	0.01	0.02	0.17	-0.03	0.17
F/sin/1	0.00	0.00	0.04	0.13	0.04	0.13
T/sin/1	0.00	0.00	0.08	0.12	0.08	0.12
Sf/sin/1	0.00	0.01	0.08	0.19	0.07	0.21
R/sin/2	<b>-0.03</b>	<b>0.01</b>	0.04	0.44	-0.04	0.45
F/sin/2	0.00	0.00	0.06	0.15	0.06	0.15
T/sin/2	0.00	0.00	<b>0.15</b>	<b>0.15</b>	<b>0.16</b>	<b>0.16</b>
Sf/sin/2	<b>-0.03</b>	<b>0.02</b>	-0.07	0.40	-0.19	0.41
Interp.	0.00	0.01	0.01	0.16	-0.02	0.16

Tabla 4.6. Tendencias de calor absorbido en todo el Mediterráneo. En rojo, tendencias estadísticamente significativas al 95%; en azul, tendencias estadísticamente significativas al 90% y en negro, tendencias no significativas.

MEDITERRÁNEO						
Calor absorbido. W/m <sup>2</sup>						
	Q-At.		Q-Med.		Q-Total	
	T	IC	T	IC	T	IC
R/con/1	0.00	0.01	0.09	0.16	0.04	0.16
F/con/1	0.00	0.00	0.04	0.11	0.05	0.12
T/con/1	0.00	0.00	0.08	0.11	0.04	0.09
Sf/con/1	0.00	0.01	0.05	0.18	0.03	0.19
R/con/2	<b>-0.02</b>	<b>0.01</b>	<b>0.35</b>	<b>0.40</b>	0.19	0.41
F/con/2	0.00	0.00	0.03	0.11	0.03	0.11
T/con/2	0.00	0.00	<b>0.15</b>	<b>0.12</b>	<b>0.15</b>	<b>0.12</b>
Sf/con/2	<b>-0.02</b>	<b>0.02</b>	<b>0.34</b>	<b>0.40</b>	0.17	0.41
R/sin/1	0.00	0.01	0.09	0.17	0.03	0.17
F/sin/1	0.00	0.00	0.05	0.12	0.05	0.13
T/sin/1	0.00	0.00	<b>0.11</b>	<b>0.12</b>	<b>0.12</b>	<b>0.13</b>
Sf/sin/1	0.00	0.01	0.13	0.20	0.12	0.22
R/sin/2	<b>-0.03</b>	<b>0.01</b>	0.29	0.51	0.23	0.55
F/sin/2	0.00	0.00	0.06	0.15	0.08	0.16
T/sin/2	0.00	0.00	<b>0.20</b>	<b>0.15</b>	<b>0.24</b>	<b>0.17</b>
Sf/sin/2	<b>-0.03</b>	<b>0.02</b>	0.16	0.46	0.04	0.42
Interp.	0.00	0.01	0.09	0.16	0.04	0.16

Las aguas atlánticas parecen no haber aumentado su contenido calorífico en el Mediterráneo Occidental, mientras que en el Oriental, o cuando se hace un cómputo global para todo el Mediterráneo, parece que esta capa o bien no ha cambiado su contenido calorífico, o incluso lo ha disminuido. El balance es distinto para las aguas mediterráneas que absorbieron calor de forma clara y robusta en el Mediterráneo Occidental e incluso en el Mediterráneo Oriental (dependiendo de la metodología). Igualmente hay un aumento del calor absorbido por las aguas mediterráneas para todo el Mediterráneo, el cual es significativo en varios casos.

#### 4.4. Resultados

Los resultados mostrados hasta ahora en este capítulo indican de nuevo que es muy difícil extraer conclusiones fiables acerca de los cambios que ha experimentado el Mediterráneo en su historia reciente en base a las fuentes de información disponibles. Cuando consideramos el Mediterráneo en su conjunto, el contenido calorífico o energía interna de la capa atlántica solo puede variar debido a tres razones. En primer lugar la advección de calor producida por la entrada de agua desde el Océano Atlántico a través del Estrecho de Gibraltar. En segundo lugar, la advección de calor debido al agua atlántica que se transforma en agua Mediterránea. Y por último, las pérdidas de calor hacia la atmósfera. En el caso de que existiese un balance entre estas cantidades, el contenido calorífico y la temperatura de esta capa no variarían a largo plazo. Podríamos pensar en la capa de agua atlántica como un compartimento en el que entra agua desde el Océano Atlántico y se pierde agua hacia la atmósfera debido a la evaporación neta y hacia las capas situadas por debajo de ella (Figura 4.20). Asociado a esta advección de masa existiría una advección de calor (aunque en la figura no se muestra explícitamente el transporte de calor, tan solo el transporte de masa). Finalmente, existe un flujo de calor a través de la superficie del mar debido a los flujos de calor de onda corta y larga, calor sensible y latente (Figura 4.20). Un enfriamiento de la capa superficial atlántica implica, en consecuencia, o bien un menor aporte de calor desde el Atlántico, o bien un mayor flujo neto de calor hacia la atmósfera, o bien una mayor advección de calor hacia las capas mediterráneas. La primera de las hipótesis parece poco probable. No es razonable pensar que el agua que entra a través del Estrecho de Gibraltar se haya ido haciendo cada vez más fría a lo largo de la segunda mitad del siglo XX cuando las aguas de los 700m más superficiales del Atlántico Norte han aumentado su contenido calorífico desde 1955 a 2010 (Levitus et al., 2012).

Un aumento del flujo neto de calor desde el Mediterráneo hacia la atmósfera conllevaría aguas atlánticas más frías en el interior del Mediterráneo. Estas aguas participan en la formación de las aguas intermedias y profundas, en definitiva de todas las masas de agua mediterráneas. Igualmente estos flujos de calor son una parte fundamental del propio proceso de formación de aguas profundas. En consecuencia

es difícil reconciliar esta posibilidad con el aumento de temperatura de las aguas Mediterráneas.

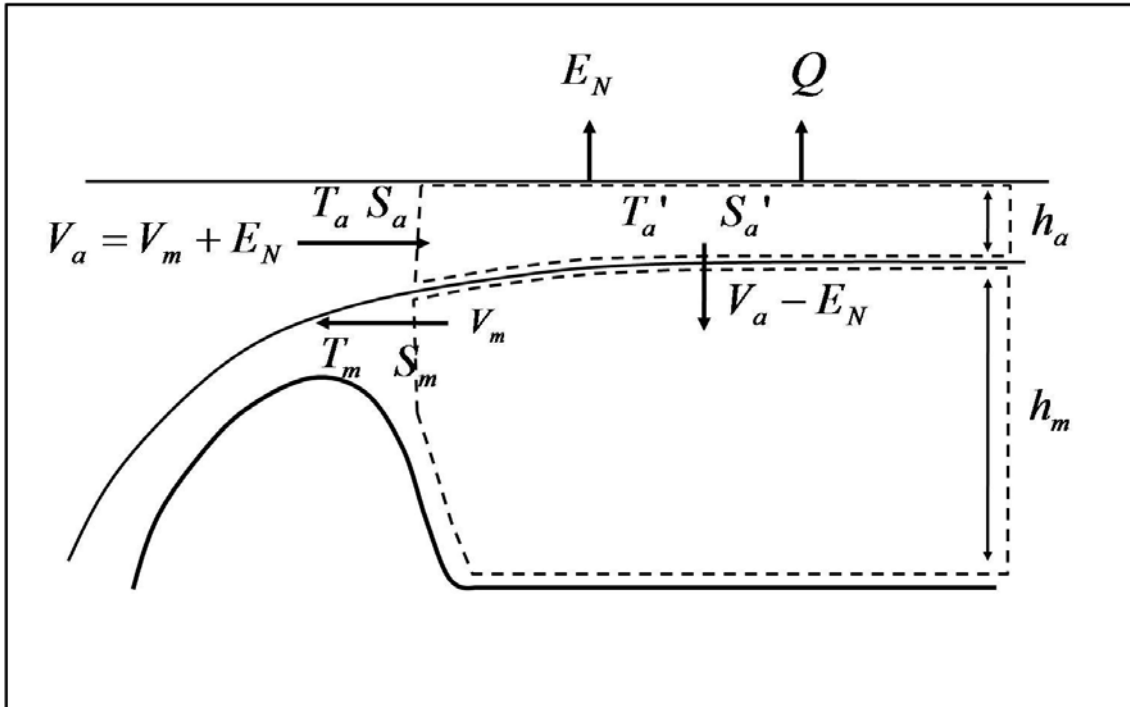


Figura 4.20. A la izquierda, el Estrecho de Gibraltar. V: volumen,  $E_N$ : evaporación neta, T: temperatura, S: salinidad, Q: calor, h: altura. Los subíndices a y m indican Atlántico y Mediterráneo, respectivamente

Cuando se analiza la salinidad de las aguas atlánticas por encima de la interfaz de separación entre aguas atlánticas y mediterráneas, no se observa un comportamiento claro, alternándose tendencias significativas de uno y otro signo. Sin embargo, el aumento de salinidad de las aguas mediterráneas, por debajo de dicha interfaz, es un resultado robusto. Nuevamente estos resultados resultan contradictorios ya que la salinidad de las aguas mediterráneas es el resultado de la transformación de las aguas atlánticas en aguas más saladas que posteriormente se hunden hasta profundidades intermedias en el caso del ALI y hasta el fondo del Mediterráneo, tanto en la Cuenca Occidental como Oriental. El aumento de salinidad de las aguas profundas del Mediterráneo Oriental requiere el aumento de salinidad, bien de las aguas superficiales, bien del ALI. Pero, si las aguas superficiales de origen atlántico no aumentan su salinidad, difícilmente podemos explicar un aumento de las aguas intermedias, y al contrario, si las aguas superficiales aumentan su salinidad, parece



lógico pensar que también lo harán las aguas intermedias. De esta manera, el aumento de salinidad de las aguas mediterráneas en la parte oriental del Mediterráneo debería conllevar un aumento de salinidad de las capas superficiales el cual es observado en la tabla 4.2 solo en algunos casos. Cuando consideramos la Cuenca Occidental, el aumento de salinidad de las aguas mediterráneas no tiene por qué conllevar un aumento de salinidad de las capas superficiales, ya que dicho aumento podría ser importado desde el Mediterráneo Oriental.

Si consideramos el compartimento de las aguas mediterráneas en toda la cuenca, los únicos aportes de sal son los que proceden de las aguas atlánticas que se transforman en aguas mediterráneas (del tipo que sea), y la salida de sal asociada al flujo de agua mediterránea a través del Estrecho de Gibraltar (Figura 4.20). Al igual que ocurría en el caso de la capa de agua atlántica, si estas cantidades están equilibradas, no se producirán variaciones a largo plazo en la salinidad de esta capa. Un aumento de la salinidad de este compartimento requiere un aumento del transporte de sal desde el compartimento de agua atlántica, o un descenso del transporte de sal hacia el Atlántico a través de Gibraltar. La primera de las posibilidades entra en contradicción con un posible descenso de la salinidad de las aguas atlánticas. De esta forma hay que considerar la posibilidad de que el descenso de la salinidad atlántica no sea real, y esté causado por la escasez de datos y el tratamiento de los mismos. Hay varios hechos que apuntan en esta dirección. En primer lugar la salinidad de la parte superior de la columna de agua ha aumentado en el Atlántico en latitudes similares a las del Mediterráneo, lo que hace pensar en la entrada de agua desde el Atlántico progresivamente más salada (Millot, 2007; Reverdin et al., 2007; Boyer et al., 2005). Por otra parte, varios autores han señalado un aumento de la salinidad de estas aguas debido al represamiento de los ríos que vierten sus aguas al Mediterráneo tanto en la Cuenca Occidental (Krahmann y Schott, 1998) como en la oriental (Rohling y Bryden, 1992).

Para tratar de sintetizar la dispersión en la información disponible e intentar extraer valores más o menos fiables sobre los cambios que se han podido producir, mostramos en las figuras 4.21 y 4.22 la evolución de la envolvente formada por los límites superior e inferior de la temperatura y salinidad así como de los valores medios entre ambas. Estas series se muestran para la capa atlántica, mediterránea y para toda la columna de agua.

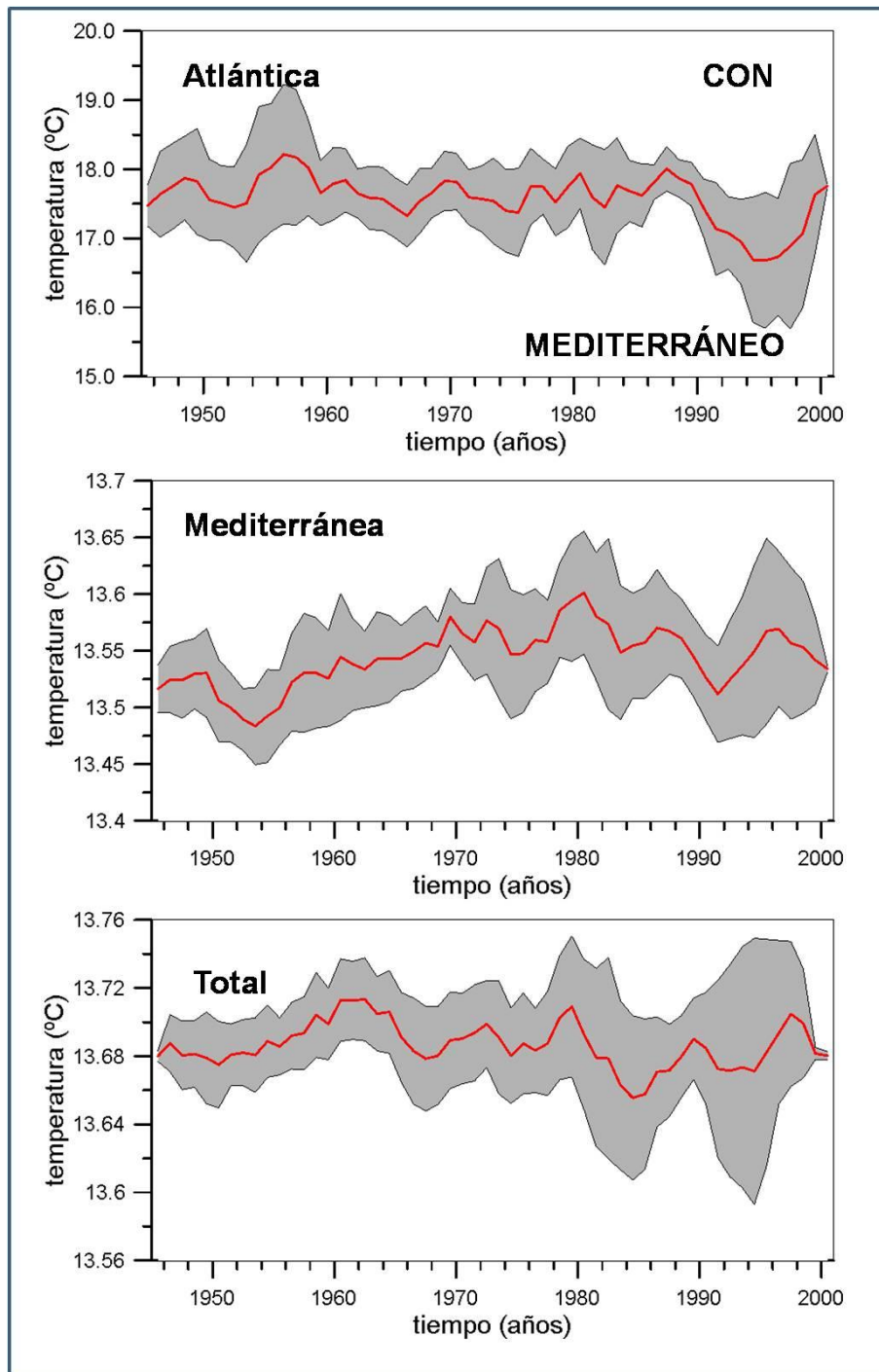


Figura 4.21. Evolución de la envolvente formada por los límites superior e inferior de temperatura y de los valores medios entre ambas, en las capas Atlántica, Mediterránea y en toda la columna de agua, incluyendo los datos de batitermógrafos.

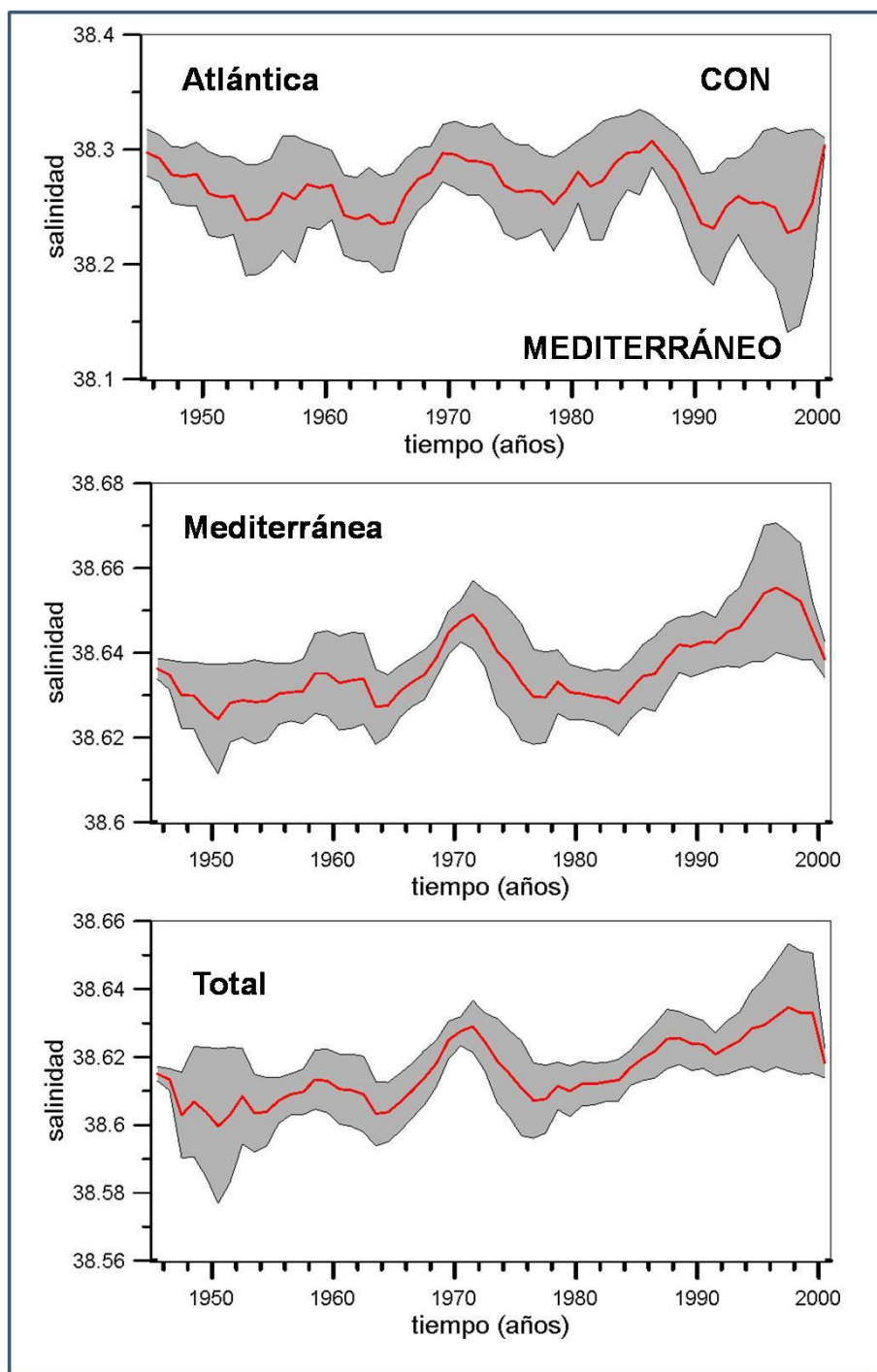


Figura 4.22. Evolución de la envolvente formada por los límites superior e inferior de salinidad y de los valores medios entre ambos, en las capas Atlántica, Mediterránea y en toda la columna de agua, incluyendo los datos de batitermógrafos.

Las tendencias obtenidas para las series de temperatura y salinidad calculadas de esta forma se muestran en las tablas 4.7 y 4.8.

Tabla 4.7. Tendencias de temperatura y salinidad calculadas a partir de la envolvente formada por los límites superior e inferior de temperatura y de los valores medios entre ellas, en el Mediterráneo, incluyendo datos de batitermógrafos.

MEDITERRÁNEO												
Temperatura (°C/100años) y salinidad (ups/100 años). CON												
	T-At.		S-At.		T-Med		S-Med.		T-Total		S-Total	
	b	IC	b	IC	b	IC	b	IC	b	IC	b	IC
<b>Min.</b>	-1.05	0.74	-0.04	0.05	0.04	0.04	0.03	0.01	-0.07	0.03	0.04	0.01
<b>Máx.</b>	-0.99	0.54	0.03	0.02	0.12	0.05	0.04	0.01	0.03	0.03	0.04	0.01
<b>Media</b>	-1.02	0.51	-0.01	0.04	0.1	0.04	0.03	0.01	-0.02	0.02	0.04	0.01

Tabla 4.8. Tendencias de temperatura y salinidad calculadas a partir de la envolvente formada por los límites superior e inferior de temperatura y de los valores medios entre ambos, en el Mediterráneo, sin incluir los datos de batitermógrafos.

MEDITERRÁNEO												
Temperatura (°C/100años) y salinidad (ups/100 años). SIN												
	T-At.		S-At.		T-Med		S-Med.		T-Total		S-Total	
	b	IC	b	IC	B	IC	b	IC	b	IC	b	IC
<b>Min.</b>	-1.76	0.71	-0.06	0.05	0.02	0.04	0.04	0.01	-0.08	0.04	0.05	0.01
<b>Máx.</b>	-1.17	0.55	0.02	0.02	0.16	0.06	0.01	0.01	0.03	0.03	0.03	0.01
<b>Media</b>	-1.46	0.51	-0.02	0.04	0.1	0.04	0.02	0.01	-0.03	0.03	0.04	0.01

Para el calor absorbido, la figura 4.23 muestra la evolución del mismo para las capas atlántica y mediterránea así como para toda la columna de agua en todo el Mediterráneo. La tabla 4.9 muestra las tendencias correspondientes.

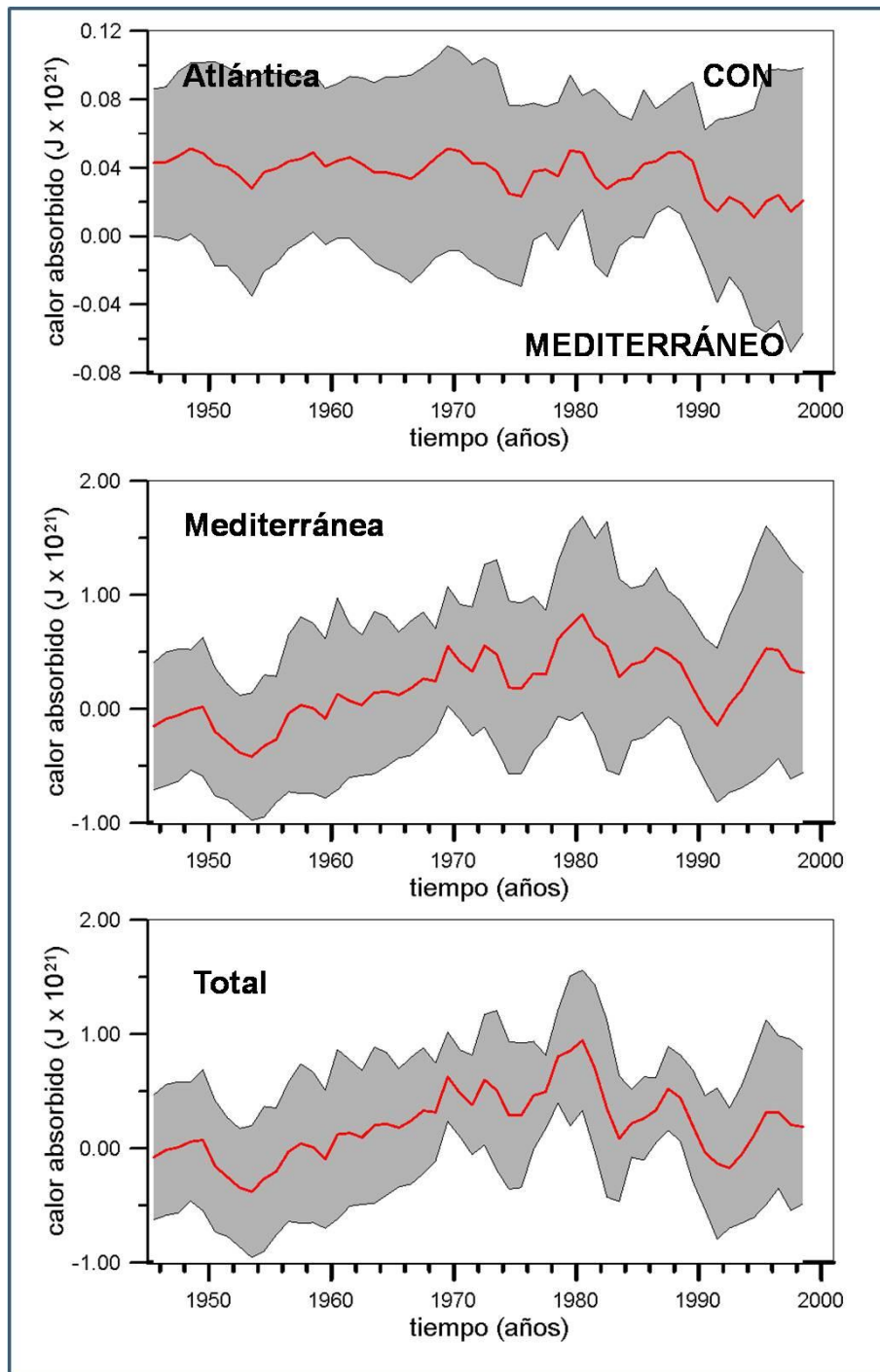


Figura 4.23. Evolución de la envolvente formada por los límites superior e inferior de calor absorbido y de los valores medios entre ambos, en las capas Atlántica, Mediterránea y en toda la columna de agua, incluyendo los datos de batitermógrafos.

Tabla 4.9. Tendencias de temperatura y salinidad calculadas a partir de la envolvente formada por los límites superior e inferior de calor absorbido y de los valores medios entre ambos, en el Mediterráneo, incluyendo los datos de batitermógrafos.

<b>MEDITERRÁNEO</b>						
<b>Calor absorbido (<math>W/m^2</math>). CON</b>						
	Q-At.		Q-Med.		Q-Total	
	b	IC	b	IC	b	IC
<b>Mín.</b>	-0.01	0.01	0.12	0.08	0.15	0.11
<b>Máx.</b>	-0.01	0.00	0.31	0.09	0.14	0.09
<b>Media</b>	-0.01	0.00	0.21	0.07	0.14	0.09

#### **4.5. Un modelo de cajas para explicar algunos de los cambios observados**

Tras los numerosos análisis que se han realizado en las secciones anteriores y en el capítulo anterior, podemos concluir a grandes rasgos que al promediar las propiedades de las aguas que pueden considerarse propias del Mediterráneo, es decir, aquellas situadas por debajo de la interfaz de separación entre las aguas superficiales atlánticas y las capas intermedias, éstas han aumentado de temperatura y salinidad. Hay que señalar que si tratásemos de discernir si estos cambios han sido realmente homogéneos desde un punto de vista espacial, los resultados obtenidos presentan contradicciones.

Las variaciones de temperatura pueden llegar a alcanzar  $0,16\text{ }^{\circ}\text{C}/100$  años o  $0,12\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{año}$  (con o sin batitermógrafos) cuando consideramos el límite superior de las series temporales obtenidas para la temperatura de las aguas del Mediterráneo (Figura 4.21, tablas 4.7 y 4.8). Es decir, se trata de tendencias del orden de la milésima de grado por año. Si consideramos el aumento de salinidad para estas aguas, éstas podrían alcanzar los  $0,04$  ó  $0,01$  ups/100 años, para la parte superior de la envolvente y según consideremos datos con o sin batitermógrafos. Este resultado relativo a la salinidad es robusto, ya que es estadísticamente significativo e independiente de la

metodología empleada. Sin embargo hay que señalar que se trata de una diez-milésima por año.

Estas variaciones de las aguas mediterráneas parecen estar en contradicción con los resultados obtenidos para las aguas atlánticas, que en unos casos muestran tendencias de temperatura y salinidad negativas y en otros casos presentan resultados no significativos.

Para tratar de determinar el origen de los cambios observados en las aguas mediterráneas procedemos a considerar el balance de calor y sal para estas aguas mediante un sencillo modelo de cajas. La figura 4.24 (García-Martínez et al., 2017) es similar a la figura 4.20 con la salvedad de que se han incluido las expresiones principales para las variaciones anuales de temperatura y salinidad en las capas atlántica y mediterránea, así como los flujos de salida y entrada a través del Estrecho de Gibraltar.

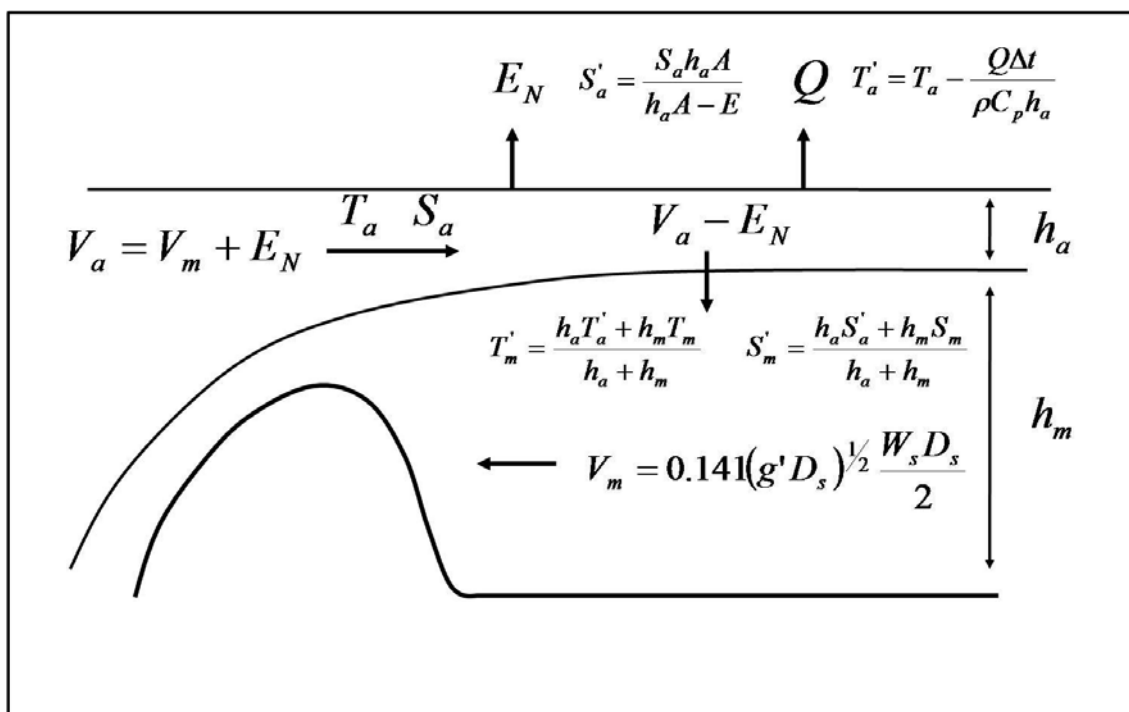


Figura 4.24. Esquema de transporte de masa en el Mediterráneo. Léase el texto para detalles de ecuaciones.

En este modelo se considera en primer lugar la evaporación neta anual del Mediterráneo  $E_N$  y el volumen anual de salida de agua mediterránea a través del Estrecho de Gibraltar  $V_m$ . El flujo de salida de agua mediterránea es causado por la diferencia de densidad entre el agua atlántica y mediterránea. Un primer intento de modelar este flujo se debe a Kullenberg (1953) quien consideró argumentos de conservación de la energía potencial y cinética así como la geometría del Estrecho para llegar a una expresión en la que el flujo de salida era proporcional a la raíz cuadrada de la diferencia de densidad entre el agua atlántica y mediterránea. Bethoux (1979) analizó el balance de masa, sal y calor en el Mediterráneo considerando para el flujo de salida del Mediterráneo la expresión propuesta por Whitehead et al. (1974) en la que se incluía el efecto de la rotación terrestre. Finalmente Lozier y Sindlinger (2009) usaron un modelo de cajas para analizar las variaciones de la salinidad del flujo mediterráneo y su influencia en el Atlántico. Para este flujo utilizaron la expresión de flujo máximo propuesta por Bryden y Kinder (1991). En el presente trabajo se usará esta última expresión usada por Lozier y Sindlinger (2009), Bryden y Kinder (1991):

$$V_m = 0.141(g'D_s)^{1/2} \frac{W_s D_s}{2} \quad [5.1]$$

Donde  $D_s$  es la profundidad del umbral en Gibraltar (284m),

$\frac{W_s D_s}{2}$  el área de la sección transversal del Estrecho ( $3,16 \times 10^6 \text{ m}^2$ )

y  $g'$  la gravedad reducida:  $g \frac{\Delta\rho}{\rho_m}$ .

Aunque esta es la expresión utilizada, también se consideraron dos posibilidades más para realizar un análisis de sensibilidad del modelo de cajas. Es decir, se consideró la expresión propuesta por Whitehead et al. (1974):

$$V_m = 0.5\sqrt{g'H}^{3/2} L \left[ 1 - \frac{L^2}{3x_0^2} \right] \quad [4.2]$$



Donde  $x_0$  es el radio de Rossby de deformación  $[=0.5(g'H/f^2)^{0.5}]$ ,  $H$  es la profundidad del umbral de Gibraltar y  $L$  es la mitad de la anchura del estrecho a la profundidad de la interfase.

Así como un modelo simple en el que el flujo de agua mediterránea se considera proporcional a la diferencia de densidad:

$$V_m = k(\rho_m - \rho_a) \quad [4.3]$$

Donde  $k$  es un parámetro de ajuste del modelo.

El volumen anual de agua atlántica que entra a través de Gibraltar es aquel necesario para conservar el volumen del Mediterráneo, es decir, es igual a la evaporación neta más el flujo saliente:  $V_a = E_N + V_m$ . Cada año, esta agua atlántica está sometida a pérdidas por evaporación neta, lo que reduciría el espesor de la columna de agua atlántica y aumentaría su salinidad. El flujo neto de calor hacia la atmósfera produciría un descenso de la temperatura del agua atlántica. Las variaciones anuales del espesor de la capa de agua atlántica, de su temperatura y salinidad vendrán dadas por las expresiones:

$$\frac{dh_a}{dt} = -\frac{E_N}{A} \quad [4.4] \quad \frac{dT_a}{dt} = \frac{Q}{\rho_a c_p h_a} \quad [4.5] \quad \frac{dS_a}{dt} = -\frac{S_a}{h_a} \frac{dh_a}{dt} \quad [4.6]$$

Este modelo considera un estado de "sobremezcla" (overmixing en la terminología de Bryden y Kinder, 199). Es decir, el aumento de salinidad y descenso de temperatura que afectaría a la capa más superficial de la columna de agua provoca un aumento de densidad respecto de las capas subyacentes que origina la mezcla total de la capa de agua atlántica. Si la densidad de esta agua está por debajo de la densidad del agua mediterránea situada bajo la capa atlántica, se producirá una

mezcla de ambas de tal manera que la nueva temperatura y salinidad del agua mediterránea será:

$$T_m' = \frac{h_a' T_a' + h_m T_m}{h_a + h_m} \quad [4.7]$$

$$S_m' = \frac{h_a' S_a' + h_m S_m}{h_a + h_m} \quad [4.8]$$

El modelo de cajas fue inicializado considerando el Mediterráneo lleno de agua atlántica. Siguiendo García-Martínez et al. (2017) se estimaron la temperatura y salinidad media anual de los 300m superiores del Agua Atlántica al Oeste del Estrecho de Gibraltar. Los valores resultantes fueron  $16,4 \pm 0,3$  °C y  $36,3 \pm 0,1$  ups.

El objetivo fundamental de la aplicación de este modelo es el de discernir, en base a las leyes de conservación de la masa, sal y calor, cuáles han sido los cambios que realmente han llevado al calentamiento y aumento de salinidad de las aguas profundas, habida cuenta de que estos son los resultados más robustos y fiables que se han obtenido. Para poder tener confianza en los resultados del modelo relativos a dichos cambios, en primer lugar debemos comprobar que el modelo de cajas es capaz de reproducir el comportamiento medio o estacionario del Mediterráneo. La figura 4.1 muestra los perfiles medios de temperatura y salinidad tanto para la Cuenca Occidental como Oriental. A partir de dichos perfiles y de la posición media de la interfaz de separación entre las aguas mediterráneas y atlánticas se determinaron la temperatura y salinidad medias del agua atlántica y mediterránea en cada cuenca y, considerando el volumen de cada capa y cada cuenca se obtuvieron las características promedio de las aguas mediterráneas para todo este mar. Dichas propiedades fueron  $13,45 \pm 0,03$  °C y  $38,63 \pm 0,01$  ups. Estas propiedades son, como ya se ha explicado, el resultado de la transformación de las aguas atlánticas en el interior del mediterráneo bajo la acción de las condiciones climáticas del mismo, es decir, bajo la acción de una pérdida neta de calor a través de su superficie y de un déficit hídrico consecuencia de que la evaporación supera a los aportes de las precipitaciones y los ríos. En consecuencia, si nuestro modelo es forzado por las condiciones climáticas del Mediterráneo (flujos de calor y agua), debería ser capaz de alcanzar las propiedades observadas del Mediterráneo, tanto de temperatura y salinidad como de flujos de agua intercambiados a través del Estrecho de Gibraltar. Estos flujos de calor y agua son evidentemente distintos cada año, pero como en un

principio estamos tratando de determinar los valores medios o el estado estacionario de funcionamiento del Mediterráneo, debemos considerar igualmente flujos de calor y agua promediados sobre periodos muy largos de tiempo que representen igualmente el comportamiento estacionario del forzamiento climático. Sin embargo, tal y como se mostró en el capítulo 1, no es sencillo estimar estas cantidades. Así, para el flujo neto de calor a través de la superficie del Mediterráneo podemos encontrar en la literatura valores que van desde  $-7 \text{ W/m}^2$  (el signo menos indica pérdida de calor del Mediterráneo) hasta una ganancia neta de  $1 \text{ W/m}^2$  (ver Criado-Aldeanueva et al., 2012; Ruiz et al, 2008 para una revisión de algunos de estos valores). Igualmente los valores de precipitación, evaporación y aportes de ríos pueden variar mucho dependiendo de los autores consultados. Así podemos encontrar valores de entre 825 y 1335  $\text{km}^3/\text{año}$  para las precipitaciones, de 2320 a 5194  $\text{km}^3/\text{año}$  para la evaporación y de entre 230 y 900  $\text{km}^3/\text{año}$  para los aportes de ríos (Criado-Aldeanueva et al., 2012; Ludwig et al., 2009; Struglia et al., 2004; Boutkir y Barnier, 2000). También se produce un aporte neto de agua a través del Estrecho de Dardanelos que conecta al Mediterráneo con el Mar de Mármara y, a través de éste, con el Mar Negro. Estos aportes netos podrían estar entre 200 y 300  $\text{km}^3/\text{año}$  (Tixeront, 1970; Lacombe et al., 1981; Ozsoy y Ünlüata, 1997). Tomando en cuenta esta gran variedad de valores, tomamos el valor mínimo y el máximo de cada una de estas cifras y simplemente consideramos que la evaporación neta del Mediterráneo debe estar entre 1065 y 2659  $\text{km}^3/\text{año}$ , lo que equivale a entre 0,43 y 1,06  $\text{m}/\text{año}$ .

Una vez establecidas las condiciones, a continuación se deja correr el modelo de cajas esquematizado en la figura 4.25 y detallado en las expresiones [4.1] a [4.8]. El estado inicial es un Mediterráneo lleno con las propiedades de los primeros 300m del Golfo de Cádiz ( $16,4 \text{ }^\circ\text{C}$ , 36,3 ups) y el paso de tiempo es un año. Los valores de  $Q$  (flujo neto de calor) y  $E_N$  (evaporación neta) se dejan como parámetros de ajuste. Si el modelo de cajas resulta apropiado, éste deberá alcanzar un estado estacionario en el que se den las siguientes condiciones: Primero, las aguas mediterráneas deberán tener valores de temperatura y salinidad en torno a los  $13,45 \text{ }^\circ\text{C}$  y 38,63 ups tal y como se ha determinado en este estudio. Los flujos de agua intercambiados a través del Estrecho de Gibraltar deberán estar en torno a 1 Sv ( $1\text{Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ ) tal y como se estima en la literatura (Sánchez-Román et al., 2009). Tercero, los valores de  $Q$  y  $E_N$  para los que se alcance dicho estado estacionario deben estar dentro de los márgenes que hemos obtenido a partir del análisis de la literatura existente.

#### 4.5.1 Test de sensibilidad

Para estar seguros de que los resultados son robustos, se comprobó la sensibilidad de los mismos a la forma en la que se parametrizó el flujo de agua mediterránea. De esta forma se usaron las tres aproximaciones anteriormente descritas: Modelo de intercambio máximo de Bryden y Kinder (1991) usado por Lozier y Sidlinger (2009). Modelo de Whitehead et al. (1974) considerando el efecto de la rotación terrestre. Y finalmente, el modelo simple con un flujo proporcional a la diferencia de densidad entre el Mediterráneo y el Atlántico. En el caso de este último modelo, la constante de proporcionalidad se considera un parámetro de ajuste cuyo valor se escoge de forma que el modelo sea capaz de alcanzar el estado estacionario correcto.

#### 4.5.2 Resultados y discusión del Modelo de cajas

Utilizando la primera de las parametrizaciones para el flujo de salida (intercambio máximo), se dejó correr el modelo de cajas para un periodo de mil años, para estar seguros de que se alcanzaba un estado estacionario. En efecto, este estado se alcanzó aproximadamente tras 200 años de simulación siendo las propiedades alcanzadas por el agua mediterránea 13,45 °C y 38,63 ups, coincidiendo con los valores estimados a partir de la base de datos MEDAR/MEDATLAS (Figura 4.25a). Estos valores se alcanzaron cuando se impuso un flujo neto de calor desde el Mediterráneo hacia la atmósfera de 5,95 W/m<sup>2</sup> y una evaporación neta de 2340 km<sup>3</sup>/año, equivalentes a 0,94 m/año. Los transportes de volumen en el Estrecho de Gibraltar fueron de 1,23 y 1,16 Sv para los flujos entrantes y salientes respectivamente. Además de ser capaz de reproducir los valores reales de temperatura y salinidad de las aguas mediterráneas, los valores de los flujos de calor y agua a través de la superficie del Mediterráneo están dentro de los márgenes que hemos estimado a partir de la literatura existente. Igualmente lo están los flujos de agua a través del Estrecho de Gibraltar.

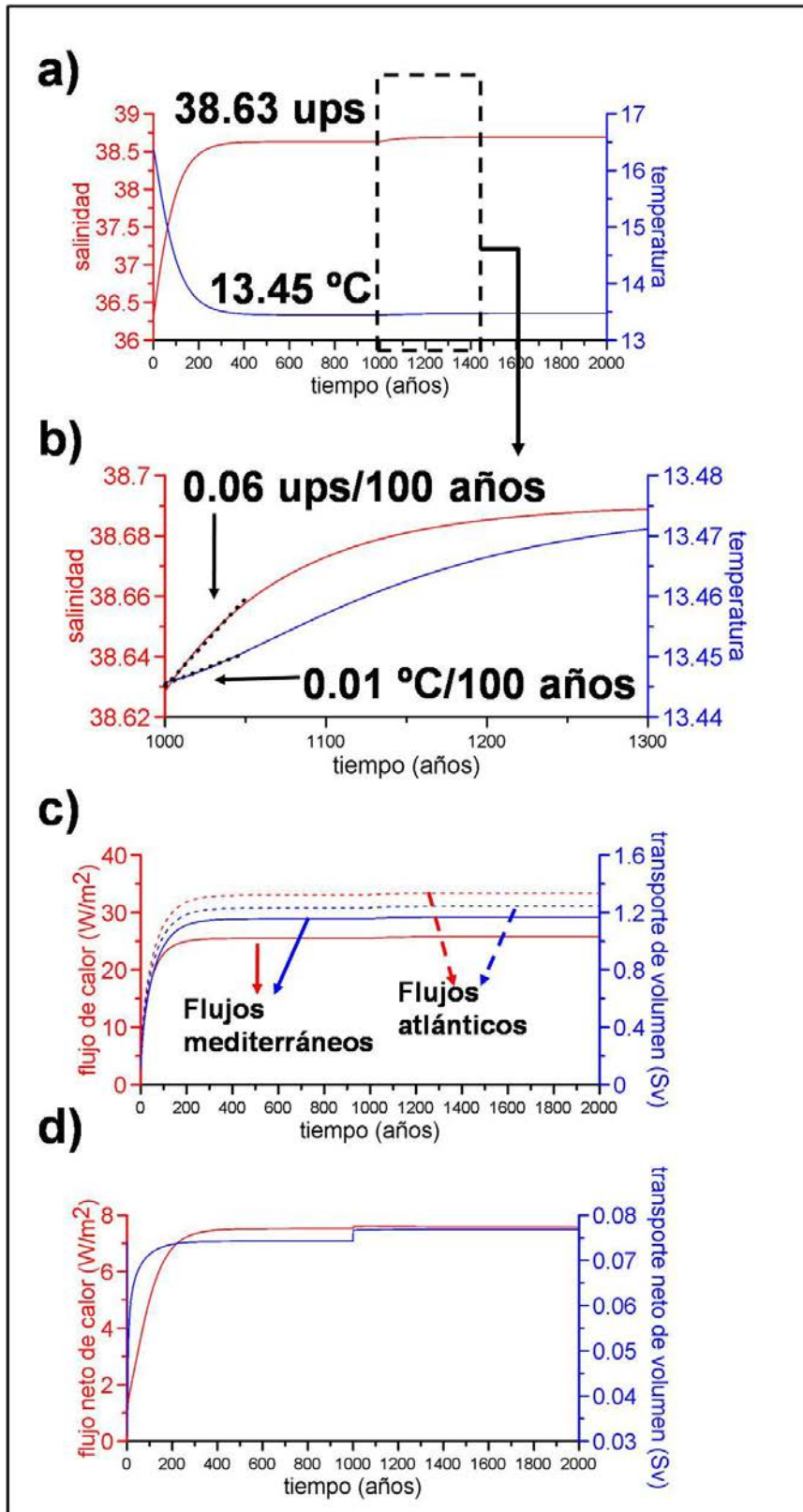


Figura 4.25. Resultados del modelo: a) evolución de la salinidad (línea roja) y temperatura (línea azul), b) ampliación de los 300 primeros años tras el aumento impuesto de evaporación neta a los 1000 años de inicializar el modelo, c) evolución de flujos de calor (líneas rojas) y transporte de volumen (líneas azules) mediterráneos y atlánticos y d) flujo neto de calor (línea roja) y transporte neto de volumen (línea azul)

El modelo no es sensible a la forma en que se ha modelado el flujo saliente de agua mediterránea. Al usar la expresión propuesta por Whitehead et al. (1974), el intercambio de agua entre el Mediterráneo y el Atlántico, así como las propiedades del Mediterráneo se estabilizaron aproximadamente tras 200 años, siendo la temperatura y salinidad del agua mediterránea de 13,44 °C y 38,63 ups respectivamente. Los flujos intercambiados en Gibraltar resultaron 1,1 y 1,03 Sv. Estos valores se obtuvieron para un flujo neto de calor de 5,33 W/m<sup>2</sup> y una evaporación neta de 2095 km<sup>3</sup>/año (0,84 m/año). Finalmente, cuando se utilizó un flujo saliente de la forma  $k\Delta\rho$ , se obtuvo un equilibrio tras 200 años de simulación con valores de temperatura y salinidad del agua mediterránea iguales a los proporcionados por MEDAR/MEDATLAS, flujos en el Estrecho de 1,06 y 1 Sv, un flujo neto de calor de 5,12 W/m<sup>2</sup> y una evaporación neta de 2010 km<sup>3</sup>/año (0,8 m/año). En consecuencia, y salvo pequeñas variaciones que en todo caso están dentro de los márgenes mostrados por la literatura, el modelo de cajas es capaz de reproducir el funcionamiento estacionario del Mediterráneo con independencia de la parametrización empleada para el flujo saliente de agua mediterránea.

Una vez aceptada la validez del modelo para reproducir la transformación de aguas atlánticas en mediterráneas bajo el forzamiento climático del Mediterráneo, podemos investigar qué mecanismos pueden llevar a un aumento de la temperatura y salinidad de las aguas mediterráneas. Son varias las hipótesis que se han propuesto durante las últimas décadas (ver capítulo 2 para una revisión más exhaustiva). La primera de ellas es que el aumento de la salinidad y temperatura de las aguas profundas se debería a un aumento de la salinidad de las aguas superficiales. Según Rohling y Bryden (1992) se trataría de un incremento de salinidad de las aguas superficiales del Mediterráneo Oriental debido al represamiento del Nilo y de los ríos que vierten sus aguas al Mar Negro. Este descenso del aporte de agua dulce, y el consiguiente aumento de la evaporación neta produciría a su vez un aumento de la salinidad del ALI. Finalmente las aguas superficiales e intermedias, durante los procesos invernales de convección, podrían alcanzar la densidad de las aguas profundas con temperaturas superiores a aquellas que se alcanzaban previamente al represamiento de estos ríos. El resultado final es la formación de aguas profundas más saladas y más cálidas. Krahnmann y Schott (1998) consideran que el ALI no ha aumentado su salinidad durante la segunda mitad del siglo XX, y que la causa del aumento de salinidad de las aguas profundas es un aumento de la salinidad de las aguas superficiales, pero en

este caso las de la Cuenca Occidental. La causa sería el represamiento del río Ebro y un descenso de las precipitaciones y aumento de la evaporación durante la segunda mitad del siglo XX. Finalmente el proceso que lleva al aumento de la salinidad y temperatura de las aguas profundas es el mismo que el propuesto por Rohling y Bryden (1992). Las aguas superficiales más saladas participan en la formación del APMOC transmitiendo este aumento de salinidad. Al mismo tiempo, la densidad de las aguas profundas se alcanza con temperaturas más altas. En cualquier caso la gran simplicidad del presente modelo de cajas no permite diferenciar entre las dos hipótesis que acabamos de exponer. Tan solo podemos considerar los efectos de un aumento de la evaporación neta, ya sea por el represamiento de los ríos de la Cuenca Oriental, Occidental o el descenso de las precipitaciones y aumento de la evaporación.

Para la simulación de los cambios sufridos por el Mediterráneo debemos estimar en primer lugar cuál ha sido la magnitud de dichos cambios en los forzamientos climáticos. La tabla 4.10 muestra los valores de evaporación, precipitación, aportes fluviales y flujo neto de agua procedente del Mar Negro según diferentes autores. Hay que señalar la disparidad de valores que podría deberse a varias causas tales como las diferentes técnicas de medida o los diferentes periodos de tiempo cubiertos por cada estudio. En algunos casos los valores mostrados no corresponden a medidas directas, sino a estimaciones realizadas en base a balances de volumen, sal y calor. La última de las columnas muestra la evaporación neta entendida como el flujo total de agua del Mediterráneo que es el resultado de la evaporación menos los aportes de agua por precipitaciones, ríos y el Mar Negro. Los valores mostrados por Bethoux (1979, 1980) y Nof (1979) son estimaciones realizadas en base al balance de volumen del Mediterráneo bajo la hipótesis de estado estacionario. Estos valores, en consecuencia, dan cuenta de la evaporación neta incluyendo todas las variables anteriores.

Tabla 4.10. Valores de evaporación (E), precipitación (P), aportes fluviales (R), flujo neto de agua procedente del Mar Negro (M.N.) y evaporación neta ( $E_{\text{Neta}} = E - P - R - \text{MN}$ ) según varios autores (todos en  $\text{km}^3/\text{año}$ )

- Valores estimados a partir del balance de volumen, sal y calor. Incluyen el aporte neto del Mar Negro.
- Valores mínimos y máximos a partir de una revisión bibliográfica
- Valores obtenidos por Struglia et al. (2004) para dos periodos distintos
- Los valores medios de E, P, R, MN son usados para obtener E-P-R-MN y dicho valor se promedia con los valores estimados por Bethoux y Nof.

	<b>E</b>	<b>P</b>	<b>R</b>	<b>M.N.</b>	<b><math>E_{\text{Neta}}</math></b>
<b>Nielsen (1912)</b>	5194	1335	900		
<b>Sverdrup (1942)</b>	3639	997	230	205	
<b>Defant (1961)</b>				205	
<b>Tixeront (1970)</b>	2996	884	513	189	
<b>Lacombe &amp; Tchernia (1972a)</b>	3327	884	513	189	
<b>Ovchinnikov (1974)</b>			429		
<b>Nof (1979)</b>					2208 <sup>a</sup>
<b>Bethoux (1979,1980)</b>				205	2500 <sup>a</sup>
<b>Lacombe et al. (1981)</b>				200	
<b>Ozsoy &amp; Ünlüata (1997)</b>				300	
<b>Boukthir &amp; Barnier (2000)</b>	2300	825	347		
<b>Struglia et al. (2004)</b>			255-328		
<b>Ludwig et al. (2009)</b>			440-737 <sup>b</sup> 328-387 <sup>c</sup>		
<b>Criado-Aldeanueva et al. (2012)</b>	2965	1173-1265	328		
<b>Valores medios</b>	3404	1080	442	213	2126 <sup>d</sup>



Rohling y Bryden (1992) estiman que los aportes de agua dulce del Nilo antes de la construcción de la presa de Asuán eran de unos 90 km<sup>3</sup>/año, pasando a ser despreciables tras el cierre de la misma. Bethoux y Gentili (1996), Boukthir y Barnier (2000) citan el trabajo de Wadie (1984), al que no hemos podido tener acceso, para estimar una variación de las descargas del Nilo desde 64 hasta 4 km<sup>3</sup>/año, lo que supone un decremento de 58 km<sup>3</sup>/año. Skliris y Lascaratos estiman esta reducción en un 90%, siendo el caudal vertido antes de la construcción de la presa de Asuán de 85 km<sup>3</sup>/año. La tabla 4.11 muestra estos valores, así como otros correspondientes a la variación de las descargas del río Ebro. Si promediamos estas reducciones obtenemos los valores de 75 km<sup>3</sup>/año y 25 km<sup>3</sup>/año para los ríos Nilo y Ebro respectivamente. En el caso de la evaporación neta, el valor medio obtenido a partir de los datos de la tabla 4.10 arroja un valor de 2126 km<sup>3</sup>/año. Esto supondría que el represamiento del Nilo supone un aumento del 3,5 % en la evaporación neta del Mediterráneo, mientras que el la reducción del caudal del Ebro representa un incremento del 1,2 % de la evaporación neta.

Tabla 4.11. Estimación de la variación de las descargas fluviales por el represamiento del Nilo y del Ebro según diversos autores (en km<sup>3</sup>/año)

	<b>ΔR Nilo</b>	<b>ΔR Ebro</b>
<b>Rohling &amp; Bryden (1992)</b>	90-0 = 90	
<b>Bethoux &amp; Gentili (1996)</b>	64-4 = 58 (Wadie, 1984)	
<b>Bethoux et al. (1998)</b>		32
<b>Krahmann &amp; Schott (1998)</b>		12 (Citan a Ibáñez, 1996)
<b>Boukthir &amp; Barnier (2000)</b>		
<b>Citan a Wadie, 1984</b>	58 (Wadie, 1984)	30 (Martin & Milliman, 1997)
<b>Skliris &amp; Lascaratos (2004)</b>	85 (90 %) = 77	
<b>Ludwig et al. (2009)</b>	83-15 = 68	
<b>Skliris et al. (2012)</b>	85-5 = 80	
<b>Valores medios</b>	75	25

Así, tras mil años de simulación, usando el modelo de intercambio máximo, imponemos un incremento de la evaporación neta del 3,5 %, manteniendo el flujo neto de calor invariable en  $5,95 \text{ W/m}^2$ . Como se vio anteriormente, la figura 4.26a muestra el consiguiente aumento de la temperatura y salinidad de las aguas mediterráneas a partir de este momento. La figura 4.25b es una ampliación de los primeros 300 años tras el aumento de la evaporación neta. El ajuste de una recta a estos primeros 50 años muestra una pendiente de  $0,06 \text{ ups}/100 \text{ años}$  para la salinidad de las aguas mediterráneas y de  $0,01 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ años}$ . Si comparamos estos resultados con las tendencias mostradas para la temperatura y salinidad de las aguas mediterráneas obtenidas mediante diferentes análisis en la tabla 4.3, vemos que la salinidad estaría de acuerdo con aquellas tendencias más altas que llegan en algunos casos a los  $0,08$  y  $0,09 \text{ ups}/100 \text{ años}$ . Sin embargo, las tendencias de temperatura más bajas son de  $0,02 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ años}$ , más altas que la obtenida en el modelo de cajas, y en muchos casos estas tendencias (tabla 4.3) superan los  $0,1 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ años}$ , es decir, un orden de magnitud superior a la obtenida en el modelo de cajas forzado con un incremento de la evaporación neta similar al producido por el represamiento del río Nilo.

En otro experimento numérico, tras mil años de simulación se incrementó la evaporación neta del Mediterráneo en un 1,2 %, de acuerdo a los valores de la tabla 4.11 obtenidos para el represamiento del río Ebro. En este caso, la salinidad de las aguas mediterráneas aumentaron en  $0,02 \text{ ups}/100 \text{ años}$ , comparables con los valores más bajos obtenidos a partir de los datos MEDAR/MEDATLAS, mientras que las variaciones de temperatura fueron despreciables. Cuando se considera un incremento de la evaporación neta del 4,7% equivalente a la reducción de los caudales vertidos al Mediterráneo tanto por el río Nilo como por el Ebro, obtenemos una tendencia de  $0,078 \text{ ups}/100 \text{ años}$  para la salinidad, nuevamente comparable al rango superior de valores obtenidos a partir del análisis de datos MEDAR/MEDATLAS, pero en el caso de la temperatura la tendencia producida por el modelo fue  $0,014 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ años}$ , inferior a los valores más bajos observados ( $0,02 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ años}$ ) y un orden de magnitud inferior a los valores más altos de la tabla 4.3.

Siguiendo las hipótesis propuestas por Bethoux (1998), consideramos que además del aumento de la evaporación neta causada por la presa de Asuán, a lo largo del siglo XX se ha producido un descenso de la pérdida neta de calor a través de la superficie del Mediterráneo, estando esta pérdida de calor ligada al forzamiento radiativo asociado al cambio climático inducido por el aumento de los gases de

efecto invernadero en la atmósfera. De esta forma realizamos un experimento numérico en el que, tras mil años de simulación, imponemos un aumento del 3,5 % en la evaporación neta y un descenso de  $0,4 \text{ W/m}^2$  en el flujo neto de calor desde el Mediterráneo hacia la atmósfera (Figura 4.26).

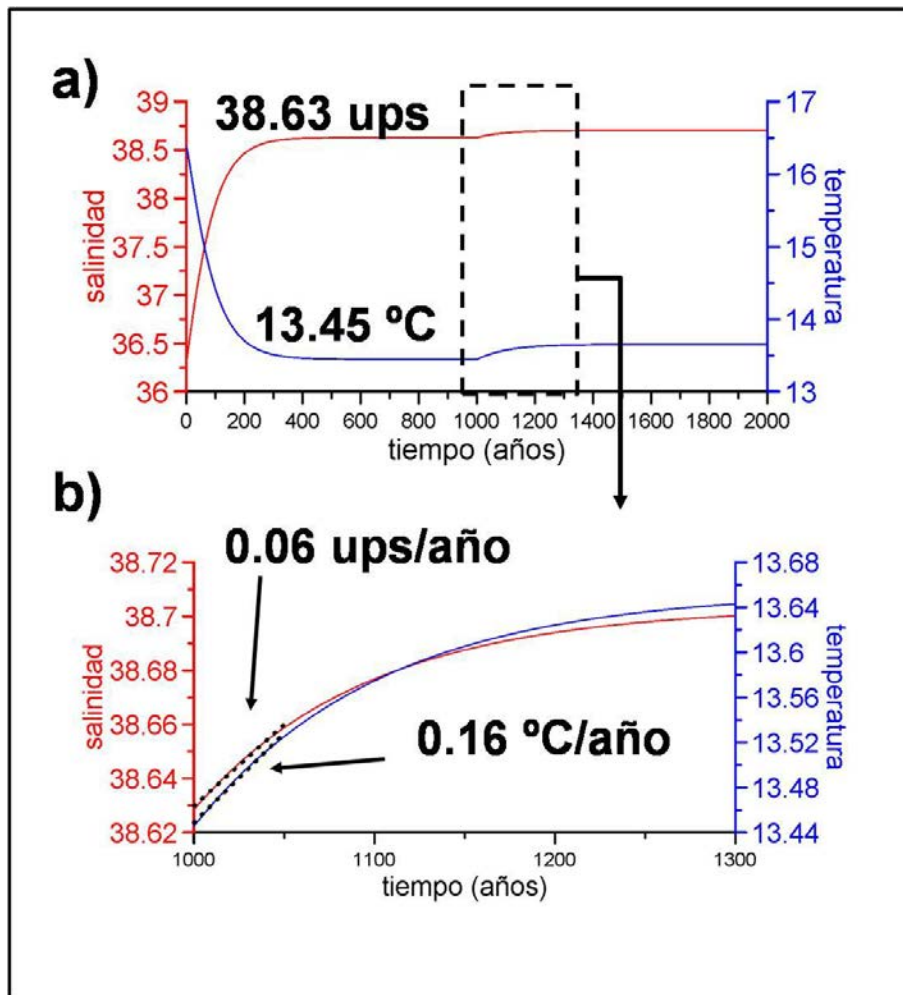


Figura 4.26. a) Resultados del modelo tras imponer a los 1000 años, un aumento del 3,5% en la evaporación y un descenso de  $0,4 \text{ W/m}^2$  en el flujo neto de calor desde el Mediterráneo a la atmósfera, b) ampliación de los primeros 300 años tras imponer los cambios

En este caso se obtienen tendencias de temperatura tanto para la salinidad como para la temperatura comparables con aquellas más altas obtenidas a partir de las observaciones.

Una última hipótesis que consideramos es aquella propuesta por Millot (2007), según la cual el aumento de salinidad de las aguas del Océano Atlántico, y en consecuencia del influjo de AA a través de Gibraltar, habría inducido el consiguiente aumento de la salinidad de las aguas superficiales en el interior del Mediterráneo. Estas aguas más saladas, al participar en la formación de las aguas mediterráneas habrían producido aguas más saladas y a su vez más cálidas, al alcanzar la densidad de las aguas intermedias y profundas con una temperatura más elevada. Millot (2007) cita los trabajos de Boyer et al. (2005) y Reverdin et al. (2007) quienes estiman tendencias de salinidad en las capas superiores del Atlántico de entre 0,001 y 0,004 ups/año.

De esta forma, un nuevo experimento numérico, tras mil años de simulación, imponía una tendencia de 0,001 ups/año para la salinidad del AA entrante a través de Gibraltar. En este caso, durante los primeros 50 años se obtienen tendencias de salinidad de 0,02 ups/100 año, comparables a los valores más bajos observados, mientras que la tendencia de temperatura es prácticamente despreciable.

Una nueva simulación tomando los valores más altos de las tendencias de salinidad para el AA entrante se llevó a cabo. En este caso tal tendencia fue de 0,004 ups/año (Figura 4.27). Nuevamente los primeros 50 años tras el inicio de la tendencia de salinidad del AA muestran una tendencia de salinidad de las aguas mediterráneas comparable con los valores más bajos encontrados en la tabla 4.3, pero la temperatura no muestra cambios apreciables. Es cierto que el comportamiento de la salinidad y temperatura mediterráneas dista mucho de ser lineal. Si se calculan estas tendencias entre los años 1075 y 2025 de la simulación, es decir, 100 años después de iniciarse el aumento de la salinidad entrante, se obtienen tendencias del agua mediterránea de 0,24 ups/100 años, mucho más alta que las observadas, y de 0,04 °C/100, un valor que, aunque bajo, sí podrían compararse con los valores mostrados en la tabla 4.3.

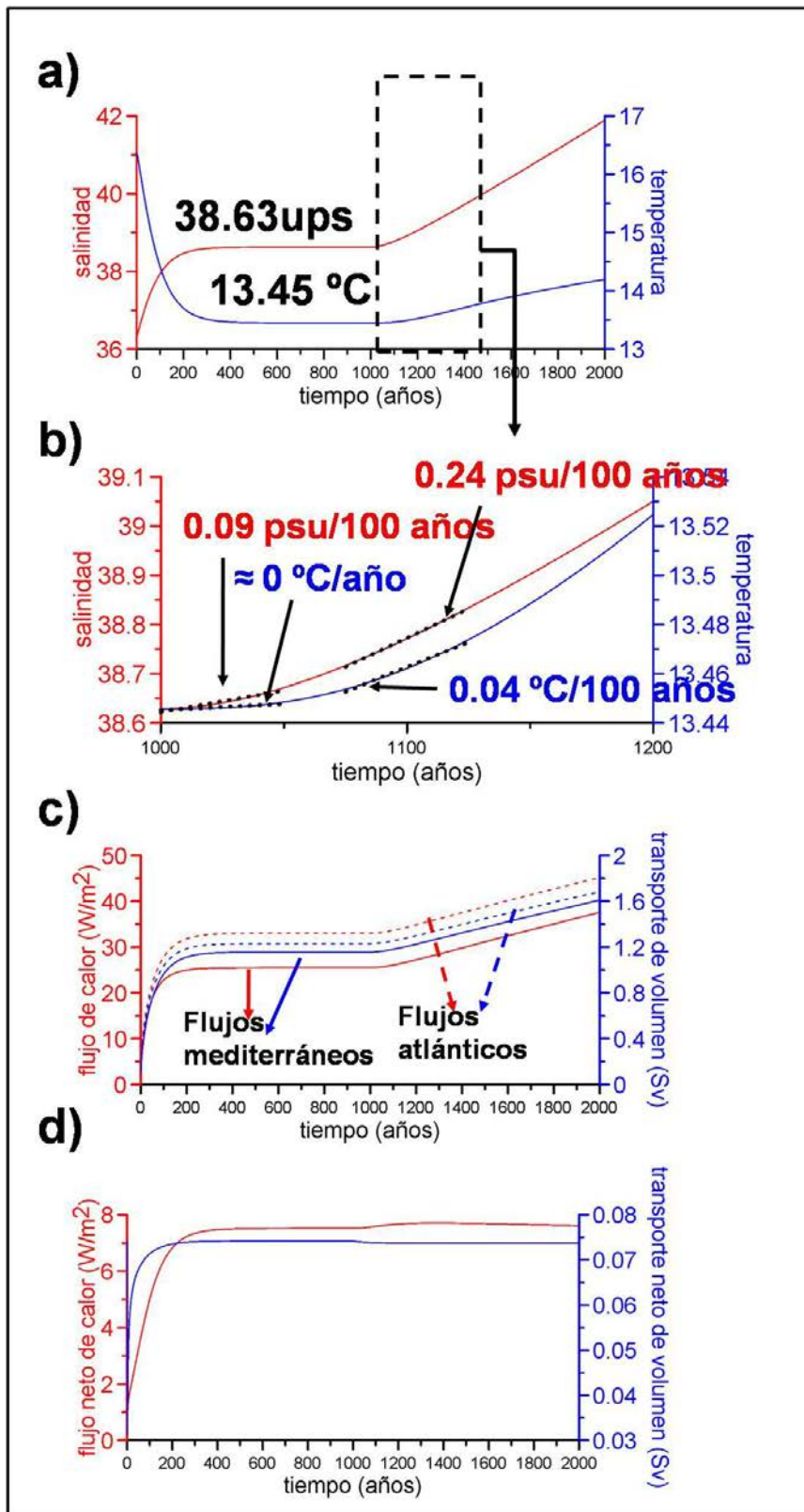


Figura 4.27. a) Resultados del modelo tras imponer los valores más altos de tendencias para la salinidad del AA entrante a través de Gibraltar, a los 1000 años de iniciar la simulación. b) ampliación de los primeros 300 años tras imponer los cambios, c) evolución de flujos de calor y transporte de volumen mediterráneos y atlánticos y d) evolución del flujo neto de calor y transporte neto de volumen.





# **CAPÍTULO 5. EXTENSIÓN DE LAS SERIES TEMPORALES DURANTE EL SIGLO XXI: PROYECTO RADMED**





Como se ha mostrado en los capítulos anteriores, la detección de cambios a largo plazo que pudieran indicar una variación de las condiciones climáticas del Mediterráneo, diferenciada respecto de la variabilidad inter-anual y decadal inherente a todas las series climáticas, es una tarea difícil. La causa es que los cambios que tratamos de detectar, aunque de gran relevancia para el sistema climático y los diferentes ecosistemas del planeta, son muy pequeños si se comparan con las variaciones que se producen sobre escalas temporales más cortas. A esta dificultad se añade la falta de datos derivada de la ausencia o escasez de sistemas de observación sistemática del Mediterráneo durante el pasado siglo XX. Además de la dificultad para reconciliar los resultados obtenidos para distintas cuencas y masas de agua (capítulos 3 y 4) y las discrepancias entre diferentes trabajos anteriores (capítulo 2), trabajos más recientes han mostrado que las bases de datos disponibles actualmente para el análisis de las variaciones climáticas en las aguas del Mediterráneo son insuficientes (Jordá y Gomis, 2013; Llasses et al., 2015).

Por este motivo cobran gran relevancia los sistemas de monitorización en los cuales se realizan medidas de diferentes variables oceanográficas de forma periódica, en posiciones fijas y utilizando la misma metodología. Afortunadamente este tipo de sistemas de observación han aumentado de forma significativa a lo largo del siglo XXI gracias a programas como MEDARGO dedicados a la monitorización del Mediterráneo mediante el uso de boyas perfiladoras (Poulain et al., 2007), el programa HYDROCHANGES, dedicado a la monitorización de la temperatura y salinidad de las masas de agua del Mediterráneo mediante el fondeo de CTDs situados en lugares estratégicos (Schroeder et al., 2013), o la estación DYFAMED, en el Mar Ligur, en la que

se combinan las campañas oceanográficas periódicas con el fondeo de instrumentación oceanográfica (sodyf.obs-vlfr.fr).

A lo largo de la costa española mediterránea, incluyendo las Islas Baleares, el Instituto Español de Oceanografía inició a lo largo de la década de los años 1990 distintos programas de monitorización marina. En 1992 comenzó el proyecto ECOMÁLAGA que monitorizaba de forma multidisciplinar las aguas de la provincia de Málaga mediante tres radiales o transectos que se visitaban con periodicidad estacional (radiales P, M y V en la figura 5.1). En 1994 se inició el proyecto ECOBALEARES, en el que se realizaba un muestreo estacional multidisciplinar en una radial al sur de la Isla de Mallorca (BA en la figura 5.1). Posteriormente en 1996 se inició un proyecto similar, ECOMURCIA al sur de Cabo de Palos (CP, figura 5.1) y otro proyecto dedicado a la monitorización de los canales baleares (C, figura.5.1). A partir de 2007 todos estos proyectos se unifican bajo el paraguas de un nuevo programa denominado RADMED: Series temporales de datos oceanográficos en el Mediterráneo, financiado por el Instituto Español de Oceanografía, como todos los anteriores. Además de mantenerse las radiales o transectos anteriores, se amplió la cobertura espacial incluyéndose dos transectos no muestreados anteriormente, frente a las costas de Tarragona y Barcelona (T y BNA, figura 5.1), otro al Nordeste de Mahón (MH, figura 5.1), una estación profunda al sur de la Isla de Cabrera (EPC, figura 5.1), así como dos nuevos transectos frente a los Cabos Sacratif y Cabo de Gata en el Mar de Alborán (S, CG, figura 5.1). Además, las radiales ya existentes se han extendido hacia mar adentro para obtener información de las aguas intermedias y profundas.

Aunque el análisis de los datos procedentes del proyecto RADMED, en conjunción con aquellos obtenidos a partir de la base de datos MEDAR/MEDATLAS, limitan nuestro estudio a la parte occidental del Mediterráneo, el objetivo de este capítulo es el de tratar de obtener resultados más robustos al trabajar con series temporales más largas incorporando una serie de años en los que los huecos en las series temporales se reducen considerablemente por el carácter periódico y sistemático de las mismas.

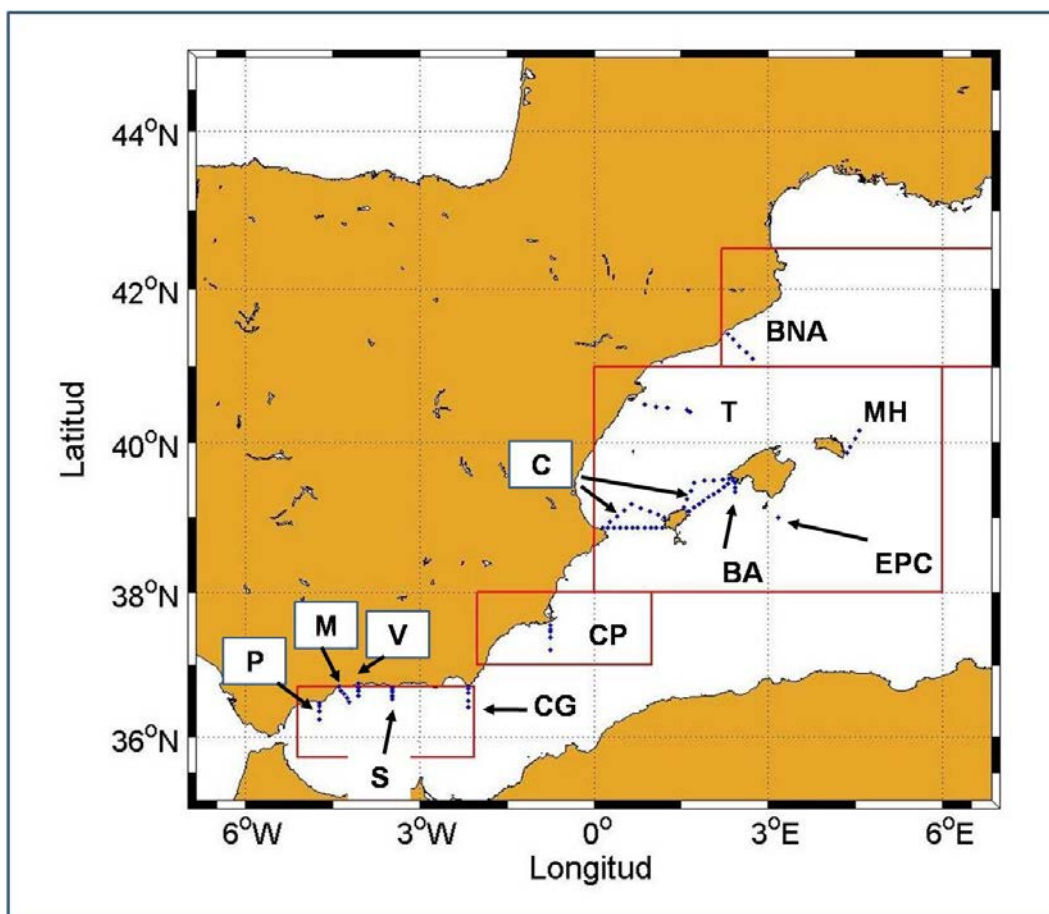


Figura 5.1. Mapa de las radiales y estaciones muestreadas sistemáticamente en las campañas RADMED.

### 5.1 Series temporales extendidas

Aunque el proyecto RADMED es multidisciplinar, en el presente estudio solo nos centraremos en las propiedades físicas (temperatura, salinidad, densidad y calor absorbido) de las masas de agua que ocupan esta parte del Mediterráneo Occidental. Se consideraron todos los perfiles de temperatura potencial y salinidad para cada una de las radiales mostradas en la figura 5.1 y a partir de ellos se construyeron series anuales de temperatura y salinidad en los mismos 23 niveles de presión que hemos considerado en los capítulos anteriores. La mayoría de las radiales del proyecto RADMED se encuentran dentro de tres de las zonas en las que hemos dividido el Mediterráneo Occidental: Mar de Alboran, Mar Balear y Golfo de León. La

radial al sur de Cabo de Palos (CP en la figura 5.1) no se enmarca en ninguna de las zonas anteriores. Por esta razón se tomó un nuevo sector en forma rectangular al sur de Cabo Palos (Figura 5.1) y se descargaron todos los perfiles de temperatura y salinidad disponibles de la base de datos MEDAR/MEDATLAS. Los datos correspondientes a esta nueva zona geográfica se trataron de igual forma que en los casos anteriores, es decir, se rellenaron los huecos por los distintos procedimientos ya descritos (anomalías representativas, cero, usando las tendencias y sin ningún tipo de filtro: R, C, T, SF) y los cálculos se repitieron incluyendo y excluyendo los datos procedentes de batitermógrafos. Los datos procedentes de RADMED pertenecientes a la misma zona geográfica (rectángulos en la figura 5.1) se promediaron para obtener series anuales correspondientes a cada zona y cada nivel isobárico

En cada una de las cuatro zonas mostradas en la figura 5.1 mediante rectángulos, se obtuvieron series anuales de temperatura y salinidad a partir de MEDATLAS/MEDAR y a partir del proyecto RADMED. Las series de ambas procedencias se unieron formando una única serie. Para ello, en los años en los que se solapan los dos tipos de datos, desde 1992 a 2000, se promediaron las series anuales MEDAR y RADMED. De esta forma se obtuvo una extensión de las series temporales hasta el año 2015 (inclusive).

Finalmente se promediaron espacialmente las series de temperatura y salinidad correspondientes a las cuatro regiones analizadas. En este caso volvemos a considerar la posibilidad de la existencia de huecos, es decir, que en algunos años dispongamos de datos en algunas zonas y en otras no. Por ello, estos promedios espaciales volvieron a realizarse considerando anomalías cero para los datos ausentes, o anomalías representativas.

Al mezclar datos de diferentes procedencias y, sobre todo, obtenidos con diferentes metodologías, se comprobó que las series resultantes eran homogéneas y que en el punto de unión entre ambos conjuntos de datos no aparecían discontinuidades. Para ello se aplicó un test estándar de homogeneidad (Alexanderson, 1986; Alexanderson & Moberg, 1997), no detectándose inhomogeneidades en la serie.

## 5.2 Tendencias de temperatura, salinidad, densidad y calor absorbido

En primer lugar y siguiendo la misma metodología utilizada en el capítulo 3, dividimos la columna de agua en tres capas: 0-150 dbar, para la capa más superficial de carácter más atlántico, 150-600 dbar para la capa intermedia, y 600 dbar-fondo para las aguas profundas. Las figuras 5.2, 5.3, 5.4, 5.5, 5.6 y 5.7 muestran la evolución temporal de la temperatura potencial, salinidad y calor absorbido por las tres capas antes citadas y para el caso de series con datos y sin datos de batitermógrafos. En todas las figuras se ha enmarcado el periodo de tiempo a partir del cual empiezan a haber datos procedentes de los distintos proyectos que más tarde configuraron el proyecto RADMED. Hay que destacar que a partir del año 2000 aproximadamente se observa un claro ascenso tanto de la salinidad como de la temperatura en las capas intermedia y sobre todo profunda.

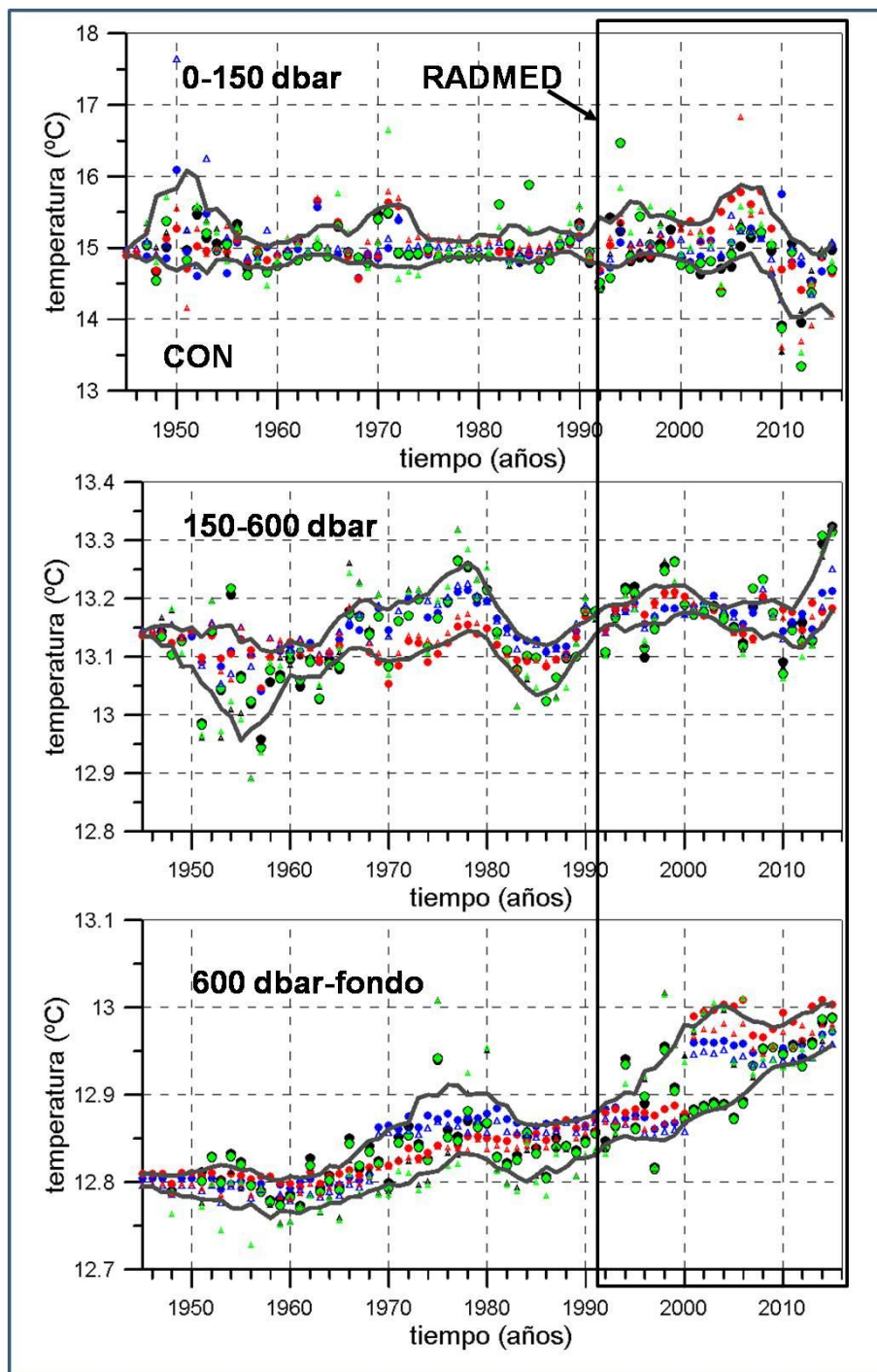


Figura 5.2. Evolución temporal de la temperatura en las tres capas de agua consideradas, incluyendo los datos de batitermógrafos. Extensión de la serie MEDAR/MEDATLAS con los datos de RADMED

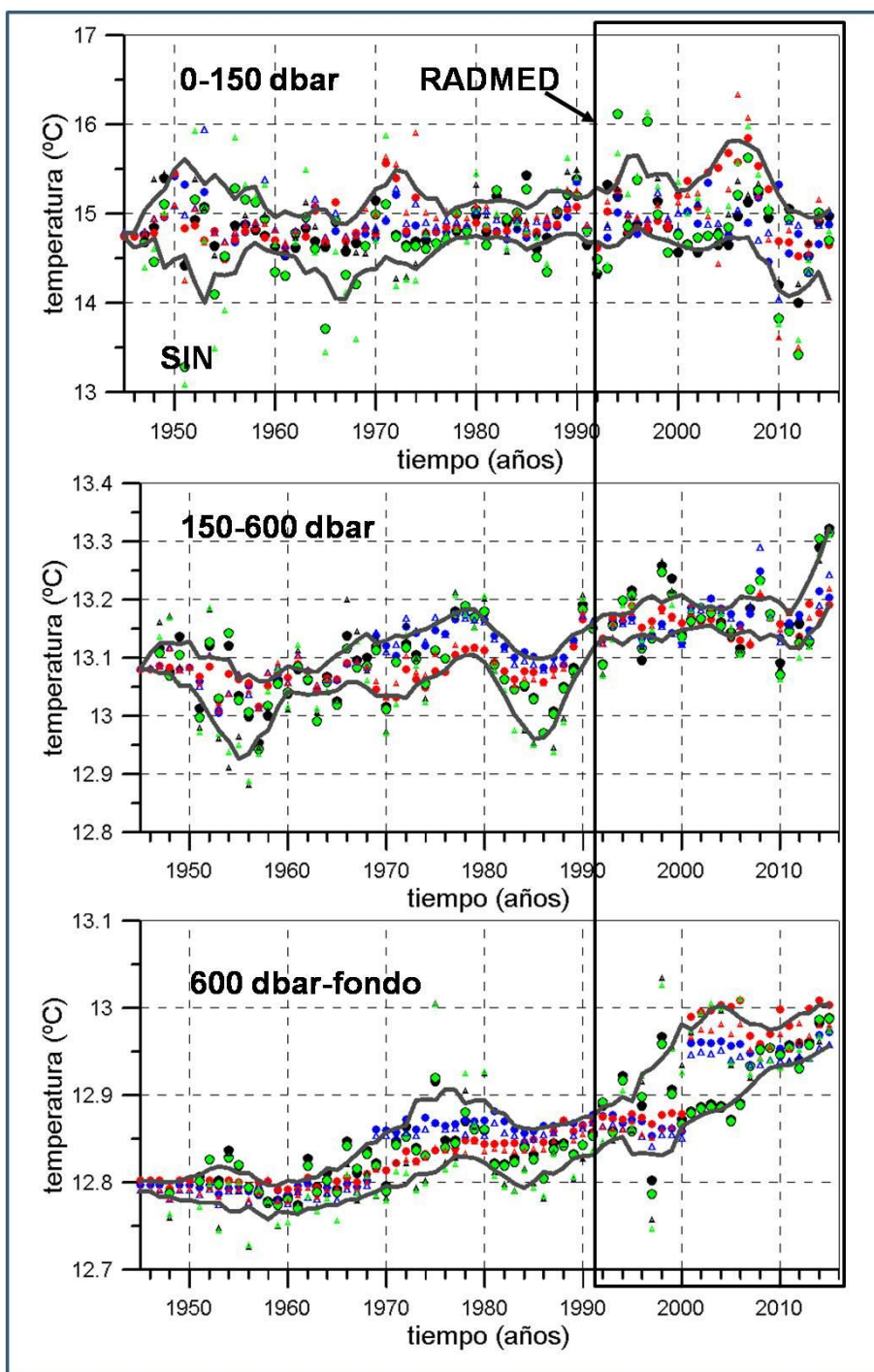


Figura 5.3. Evolución temporal de la temperatura en las tres capas de agua consideradas, sin incluir los datos de batitermógrafos. Extensión de la serie MEDAR/MEDATLAS con los datos de RADMED



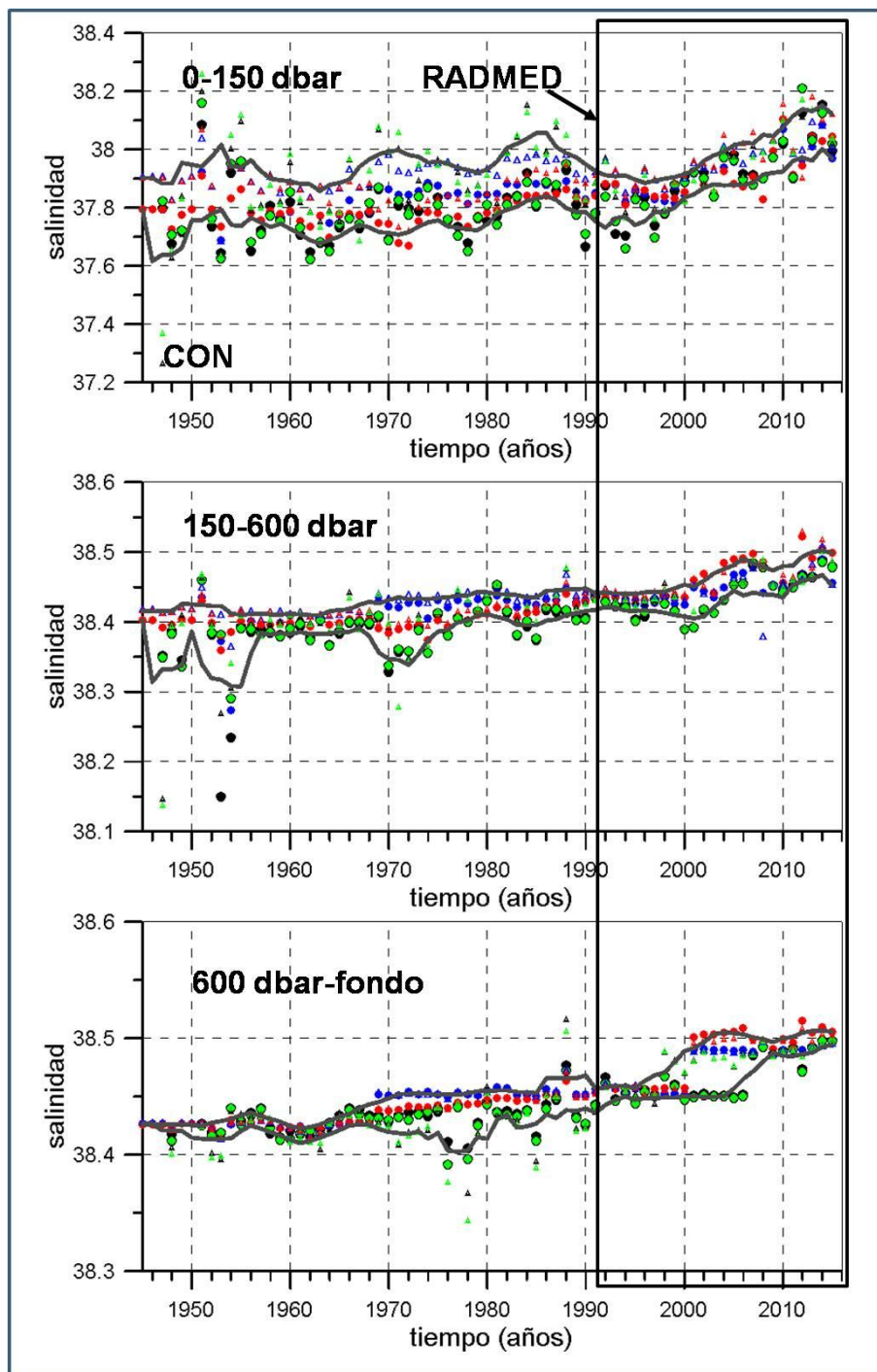


Figura 5.4. Evolución temporal de la salinidad en las tres capas de agua consideradas, incluyendo los datos de batitermógrafos. Extensión de la serie MEDAR/MEDATLAS con los datos de RADMED

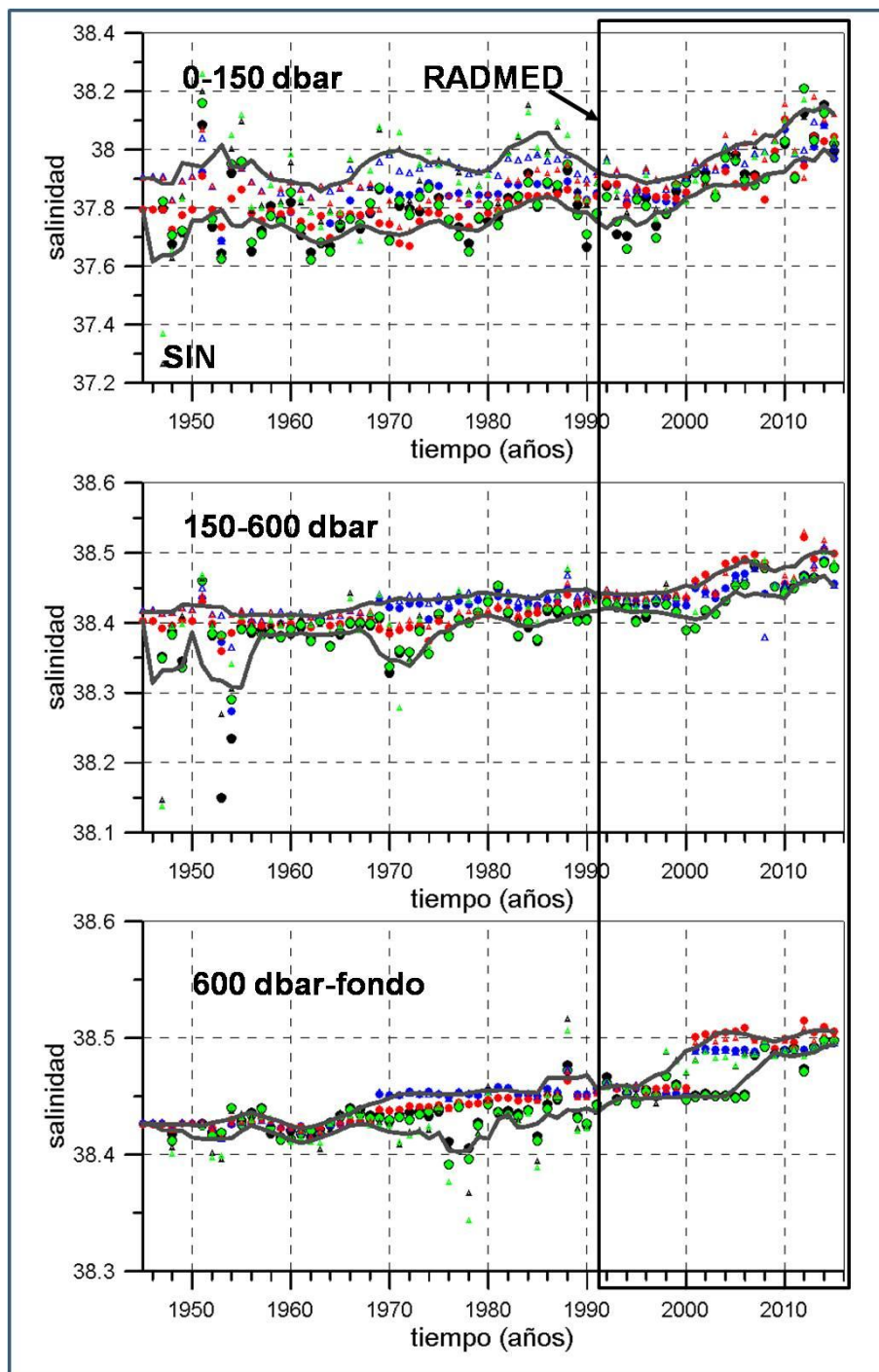


Figura 5.5. Evolución temporal de la salinidad en las tres capas de agua consideradas, sin incluir los datos de batitermógrafos. Extensión de la serie MEDAR/MEDATLAS con los datos de RADMED

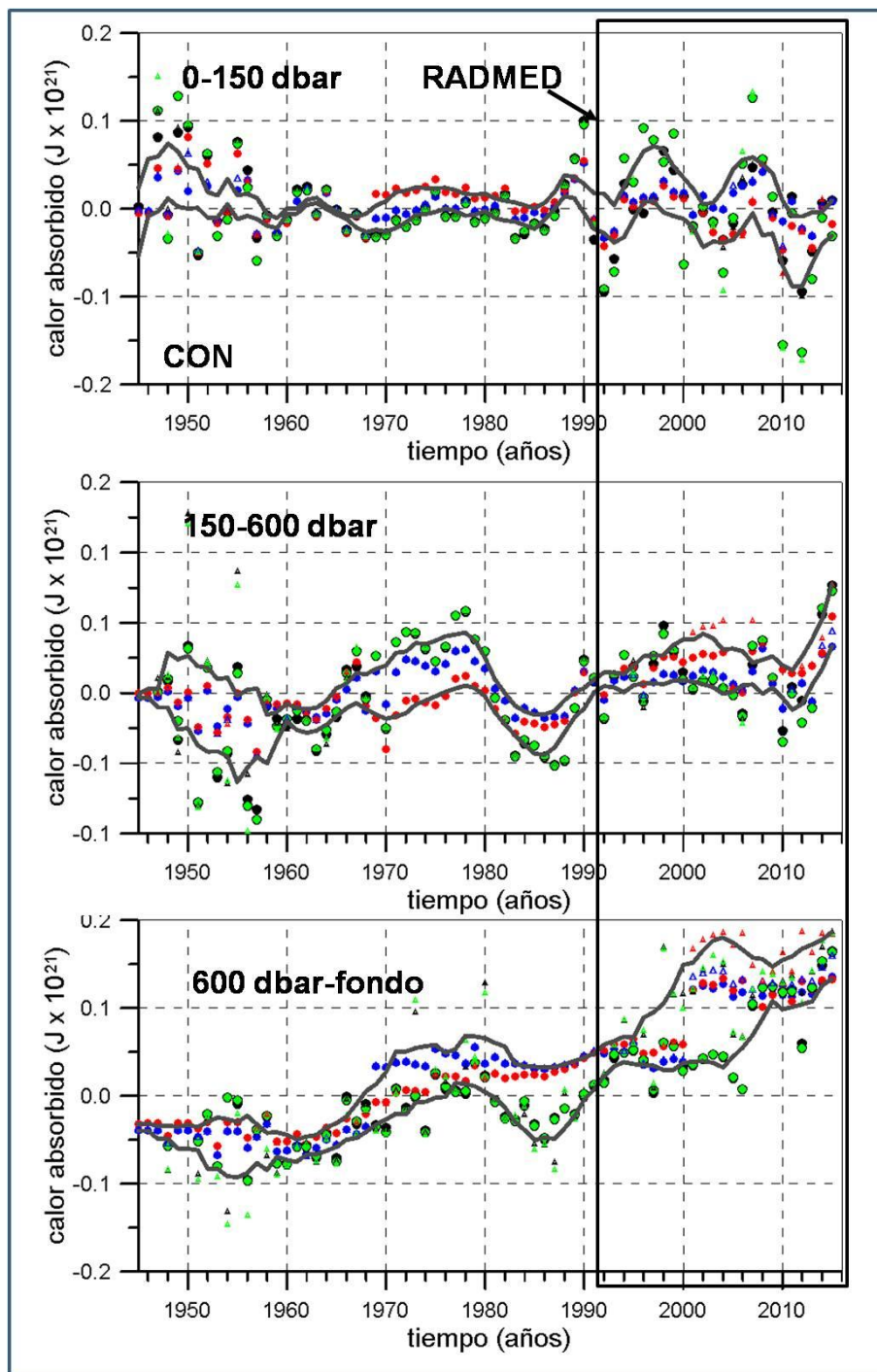


Figura 5.6. Evolución temporal del calor absorbido en las tres capas de agua consideradas, incluyendo los datos de batitermógrafos. Extensión de la serie MEDAR/MEDATLAS con los datos de RADMED

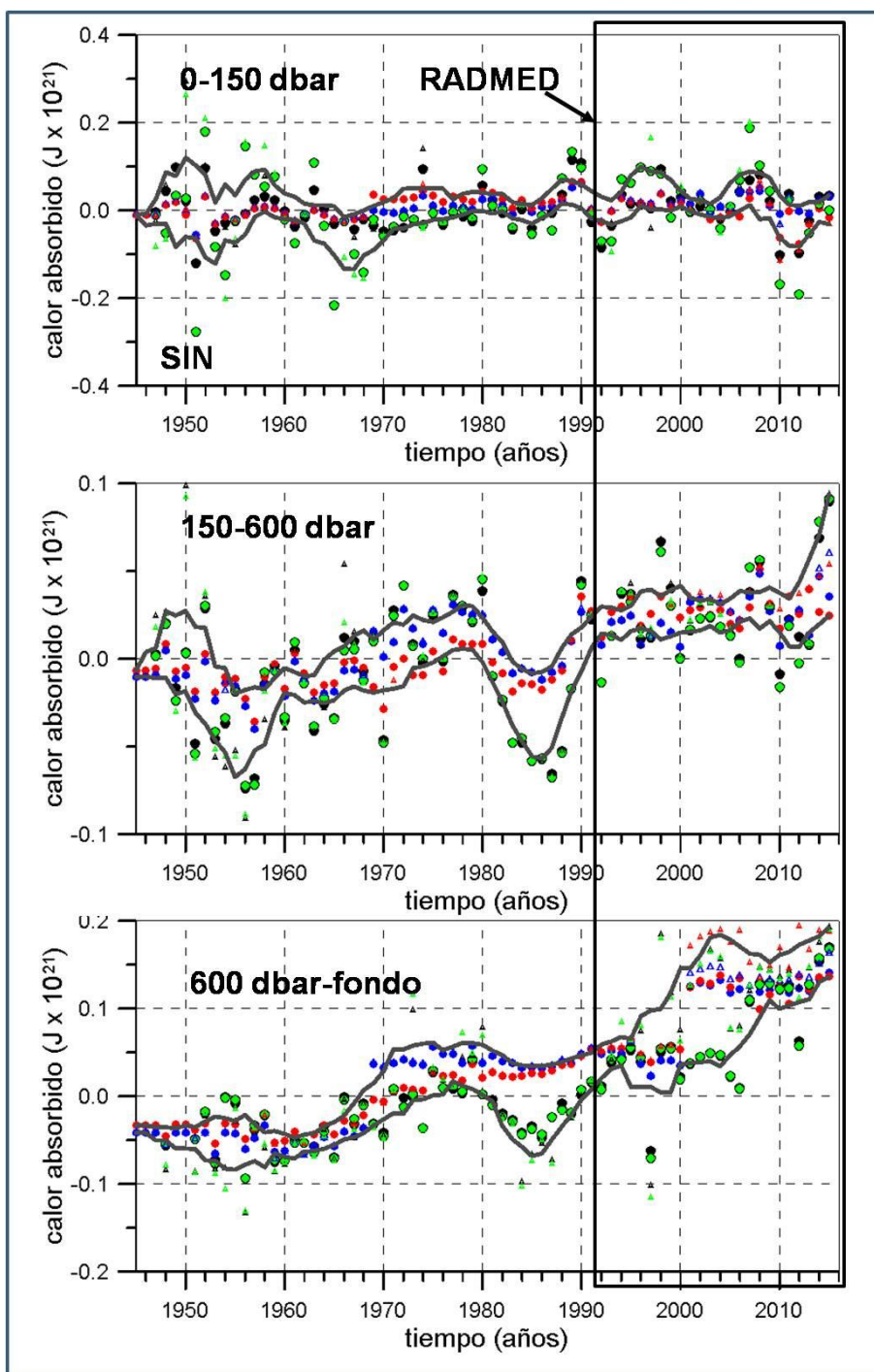


Figura 5.7. Evolución temporal del calor absorbido en las tres capas de agua consideradas, sin incluir los datos de batitermógrafos. Extensión de la serie MEDAR/MEDATLAS con los datos de RADMED

Siguiendo la metodología empleada en capítulos anteriores estas figuras muestran las series temporales obtenidas usando todas las metodologías aplicadas, y se incluyen las curvas máximas y mínimas (suavizadas mediante medias móviles) que envuelven a todas las series anteriores. La tabla 5.1 muestra las tendencias e intervalos de confianza para todas las series analizadas. Se destacan en rojo y negrita aquellas tendencias que son significativas al 95% y en azul las que lo son al 90 %. En negro, no significativas.

Tabla 5.1. Tendencias (b) e intervalos de confianza (IC) para la temperatura y salinidad en la zona RADMED, para todo el periodo de estudio. En rojo significativas al 95%, en azul significativas al 90% y en negro, no significativas

ZONA RADMED (1945-2015)												
Temperatura potencial y salinidad. °C/100 años ups/100 años												
	T 0-150 dbar		S 0-150 dbar		T 150-600 dbar		S 150-600 dbar		T 600 dbar- fondo		S 600 dbar- fondo	
	b	IC	b	IC	b	IC	b	IC	b	IC	b	IC
<b>R/con/1</b>	<b>-0.37</b>	<b>0.37</b>	<b>0.34</b>	<b>0.12</b>	<b>0.18</b>	<b>0.08</b>	<b>0.17</b>	<b>0.05</b>	<b>0.24</b>	<b>0.04</b>	<b>0.10</b>	<b>0.02</b>
F/con/1	-0.04	0.29	<b>0.26</b>	<b>0.06</b>	<b>0.11</b>	<b>0.03</b>	<b>0.11</b>	<b>0.02</b>	<b>0.26</b>	<b>0.03</b>	<b>0.11</b>	<b>0.01</b>
T/con/1	0.19	0.34	<b>0.29</b>	<b>0.07</b>	<b>0.11</b>	<b>0.04</b>	<b>0.14</b>	<b>0.02</b>	<b>0.30</b>	<b>0.04</b>	<b>0.13</b>	<b>0.01</b>
Sf/con/1	-0.38	0.50	<b>0.31</b>	<b>0.13</b>	<b>0.17</b>	<b>0.08</b>	<b>0.14</b>	<b>0.03</b>	<b>0.24</b>	<b>0.04</b>	<b>0.10</b>	<b>0.02</b>
R/con/2	-0.37	0.47	<b>0.32</b>	<b>0.16</b>	<b>0.18</b>	<b>0.10</b>	<b>0.16</b>	<b>0.05</b>	<b>0.34</b>	<b>0.06</b>	<b>0.13</b>	<b>0.03</b>
F/con/2	<b>-0.49</b>	<b>0.44</b>	<b>0.18</b>	<b>0.06</b>	<b>0.09</b>	<b>0.04</b>	<b>0.08</b>	<b>0.02</b>	<b>0.25</b>	<b>0.03</b>	<b>0.11</b>	<b>0.01</b>
T/con/2	-0.36	0.51	<b>0.24</b>	<b>0.09</b>	<b>0.09</b>	<b>0.04</b>	<b>0.12</b>	<b>0.02</b>	<b>0.29</b>	<b>0.03</b>	<b>0.12</b>	<b>0.01</b>
Sf/con/2	-0.31	0.54	<b>0.28</b>	<b>0.17</b>	<b>0.17</b>	<b>0.10</b>	<b>0.15</b>	<b>0.05</b>	<b>0.35</b>	<b>0.06</b>	<b>0.14</b>	<b>0.03</b>
R/sin/1	0.02	0.33	<b>0.34</b>	<b>0.12</b>	<b>0.23</b>	<b>0.07</b>	<b>0.17</b>	<b>0.05</b>	<b>0.24</b>	<b>0.04</b>	<b>0.10</b>	<b>0.02</b>
F/sin/1	0.02	0.24	<b>0.26</b>	<b>0.06</b>	<b>0.20</b>	<b>0.03</b>	<b>0.11</b>	<b>0.02</b>	<b>0.27</b>	<b>0.03</b>	<b>0.11</b>	<b>0.01</b>
T/sin/1	<b>0.47</b>	<b>0.32</b>	<b>0.29</b>	<b>0.07</b>	<b>0.19</b>	<b>0.04</b>	<b>0.14</b>	<b>0.02</b>	<b>0.31</b>	<b>0.04</b>	<b>0.13</b>	<b>0.01</b>
Sf/sin/1	0.35	0.59	<b>0.31</b>	<b>0.13</b>	<b>0.23</b>	<b>0.07</b>	<b>0.14</b>	<b>0.03</b>	<b>0.24</b>	<b>0.04</b>	<b>0.10</b>	<b>0.02</b>
R/sin/2	0.26	0.43	<b>0.32</b>	<b>0.16</b>	<b>0.25</b>	<b>0.10</b>	<b>0.16</b>	<b>0.05</b>	<b>0.34</b>	<b>0.07</b>	<b>0.13</b>	<b>0.03</b>
F/sin/2	-0.18	0.26	<b>0.18</b>	<b>0.06</b>	<b>0.19</b>	<b>0.04</b>	<b>0.08</b>	<b>0.02</b>	<b>0.26</b>	<b>0.03</b>	<b>0.11</b>	<b>0.01</b>
T/sin/2	0.04	0.48	<b>0.24</b>	<b>0.09</b>	<b>0.19</b>	<b>0.04</b>	<b>0.12</b>	<b>0.02</b>	<b>0.29</b>	<b>0.03</b>	<b>0.12</b>	<b>0.01</b>
Sf/sin/2	<b>0.74</b>	<b>0.76</b>	<b>0.28</b>	<b>0.17</b>	<b>0.25</b>	<b>0.10</b>	<b>0.15</b>	<b>0.05</b>	<b>0.34</b>	<b>0.07</b>	<b>0.14</b>	<b>0.03</b>

Hay que señalar que en la capa superior de carácter atlántico las tendencias vuelven a ser erráticas, alternándose valores positivos y negativos que en algunos casos son significativos y relativamente altos. Sin embargo, la extensión de las series temporales mediante la inclusión de los datos del programa RADMED produce tendencias robustas (independientes de la metodología), significativas y más altas que en las series anteriores (sin la inclusión de RADMED) tanto en la salinidad de la capa superficial como en la temperatura y salinidad de las capas intermedia y profunda.

Las tendencias para el contenido calorífico de las distintas capas y para toda la columna de agua reflejan el comportamiento que se acaba de mostrar de la temperatura. La tabla 5.2 muestra que las capas intermedias y profundas han aumentado su contenido calorífico, lo que se traduce en un aumento del calor almacenado en toda la columna de agua a un ritmo de entre 0,33 y 0,57 W/m<sup>2</sup>.

Tabla 5.2. Tendencias (b) e intervalos de confianza (IC) para el calor absorbido en la zona RADMED, para todo el periodo de estudio. En rojo significativas al 95%, en azul significativas al 90% y en negro, no significativas

ZONA RADMED (1945-2015)								
Calor absorbido. Wm <sup>-2</sup>								
	Q		Q		Q		Q	
	0-150 dbar		150-600 dbar		600 dbar-fondo		Total	
	b	IC	b	IC	b	IC	b	IC
R/con/1	-0.04	0.05	0.06	0.05	0.29	0.05	0.36	0.10
F/con/1	0.01	0.03	0.04	0.02	0.32	0.03	0.37	0.06
T/con/1	-0.04	0.04	0.06	0.02	0.32	0.03	0.33	0.05
Sf/con/1	-0.05	0.07	0.06	0.05	0.30	0.05	0.35	0.12
R/con/2	-0.05	0.06	0.04	0.05	0.44	0.07	0.47	0.13
F/con/2	0.00	0.03	0.04	0.02	0.35	0.04	0.39	0.06
T/con/2	-0.05	0.04	0.08	0.02	0.39	0.04	0.41	0.06
Sf/con/2	-0.05	0.08	0.05	0.05	0.44	0.07	0.47	0.15
R/sin/1	0.03	0.07	0.10	0.04	0.29	0.05	0.43	0.12
F/sin/1	0.06	0.02	0.08	0.02	0.33	0.04	0.47	0.06
T/sin/1	0.01	0.04	0.09	0.02	0.32	0.03	0.39	0.05
Sf/sin/1	0.07	0.12	0.09	0.04	0.29	0.06	0.44	0.16
R/sin/2	0.00	0.09	0.09	0.05	0.42	0.08	0.55	0.17
F/sin/2	0.06	0.03	0.09	0.02	0.36	0.04	0.50	0.06
T/sin/2	0.01	0.04	0.10	0.02	0.40	0.04	0.49	0.05
Sf/sin/2	0.07	0.14	0.09	0.05	0.42	0.08	0.57	0.21

La tabla 5.3 muestra que tanto la capa atlántica, como las capas intermedia y profunda aumentaron su densidad. En el caso de la capa superior este incremento de densidad se debe al aumento de salinidad frente al comportamiento errático de la temperatura. En el caso de las aguas intermedias y profundas, aumentaron tanto la temperatura como la salinidad, teniendo ambas variables una influencia opuesta sobre la densidad. Sin embargo, en todos los casos el efecto del aumento de densidad causado por la salinización de las aguas prevaleció sobre el efecto contrario asociado al calentamiento de las mismas.

Tabla 5.3. Tendencias (b) e intervalos de confianza (IC) para la densidad potencial en la zona RADMED, para todo el periodo de estudio. En rojo significativas al 95%, en azul significativas al 90% y en negro, no significativas

ZONA RADMED (1945-2015)						
Densidad potencial $\text{kgm}^{-3}/100\text{años}$						
	$\sigma$		$\sigma$		$\sigma$	
	0-150 dbar		150-600 dbar		600 dbar-fondo	
	b	IC	b	IC	b	IC
R/con/1	0.33	0.14	0.10	0.05	0.03	0.01
F/con/1	0.12	0.10	0.05	0.01	0.03	0.00
T/con/1	0.17	0.11	0.07	0.02	0.03	0.00
Sf/con/1	0.32	0.17	0.07	0.03	0.03	0.01
R/con/2	0.29	0.19	0.10	0.05	0.03	0.02
F/con/2	0.21	0.13	0.04	0.02	0.03	0.00
T/con/2	0.31	0.15	0.06	0.02	0.03	0.00
Sf/con/2	0.25	0.20	0.09	0.05	0.03	0.02
R/sin/1	0.25	0.14	0.06	0.03	0.03	0.01
F/sin/1	0.10	0.10	0.04	0.01	0.03	0.00
T/sin/1	0.11	0.11	0.05	0.02	0.03	0.00
Sf/sin/1	0.16	0.20	0.06	0.03	0.03	0.01
R/sin/2	0.15	0.20	0.07	0.05	0.03	0.02
F/sin/2	0.13	0.08	0.02	0.02	0.03	0.00
T/sin/2	0.18	0.16	0.05	0.02	0.03	0.00
Sf/sin/2	0.03	0.26	0.07	0.05	0.03	0.02

Al igual que se hizo en el capítulo 4, además de dividir la columna de agua en tres capas definidas por ciertos niveles de presión, también se dividió la columna de agua en una capa de carácter atlántico y otra de carácter mediterráneo. Nuevamente el criterio para distinguir ambas capas fue el de considerar la interfaz de salinidad como el punto medio entre el mínimo de salinidad asociado al Agua Atlántica que entra a través de Gibraltar y el máximo de salinidad asociado al núcleo de Agua Levantina Intermedia. Aquellas aguas con salinidades inferiores a la salinidad de la interfaz se consideran como atlánticas mientras que aquellas con valores de salinidad más altos se consideran como aguas mediterráneas. De esta forma se obtuvieron series temporales de temperatura, salinidad, densidad y calor absorbido para las aguas atlánticas y mediterráneas usando todas las metodologías ya descritas. Las figuras 5.8 a 5.13 muestran la evolución de la temperatura, salinidad y calor absorbido para las aguas atlánticas, mediterráneas y para toda la columna de agua, incluyendo y excluyendo el uso de batitermógrafos.

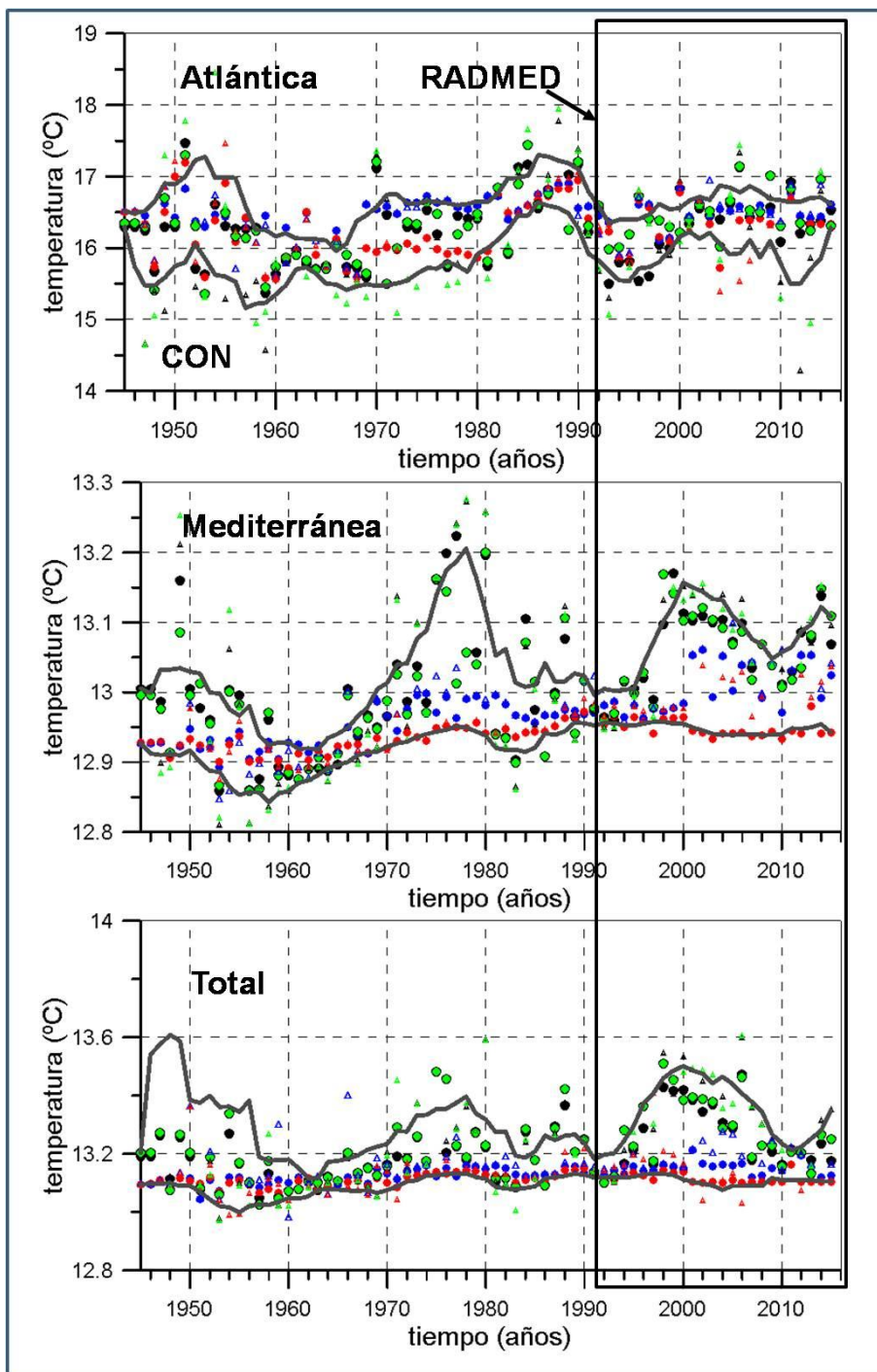


Figura 5.8. Evolución temporal de la temperatura en las en las capas Atlántica, Mediterránea y en toda la columna de agua, incluyendo los datos de batitermógrafos. Extensión de la serie MEDAR/MEDATLAS con los datos de RADMED



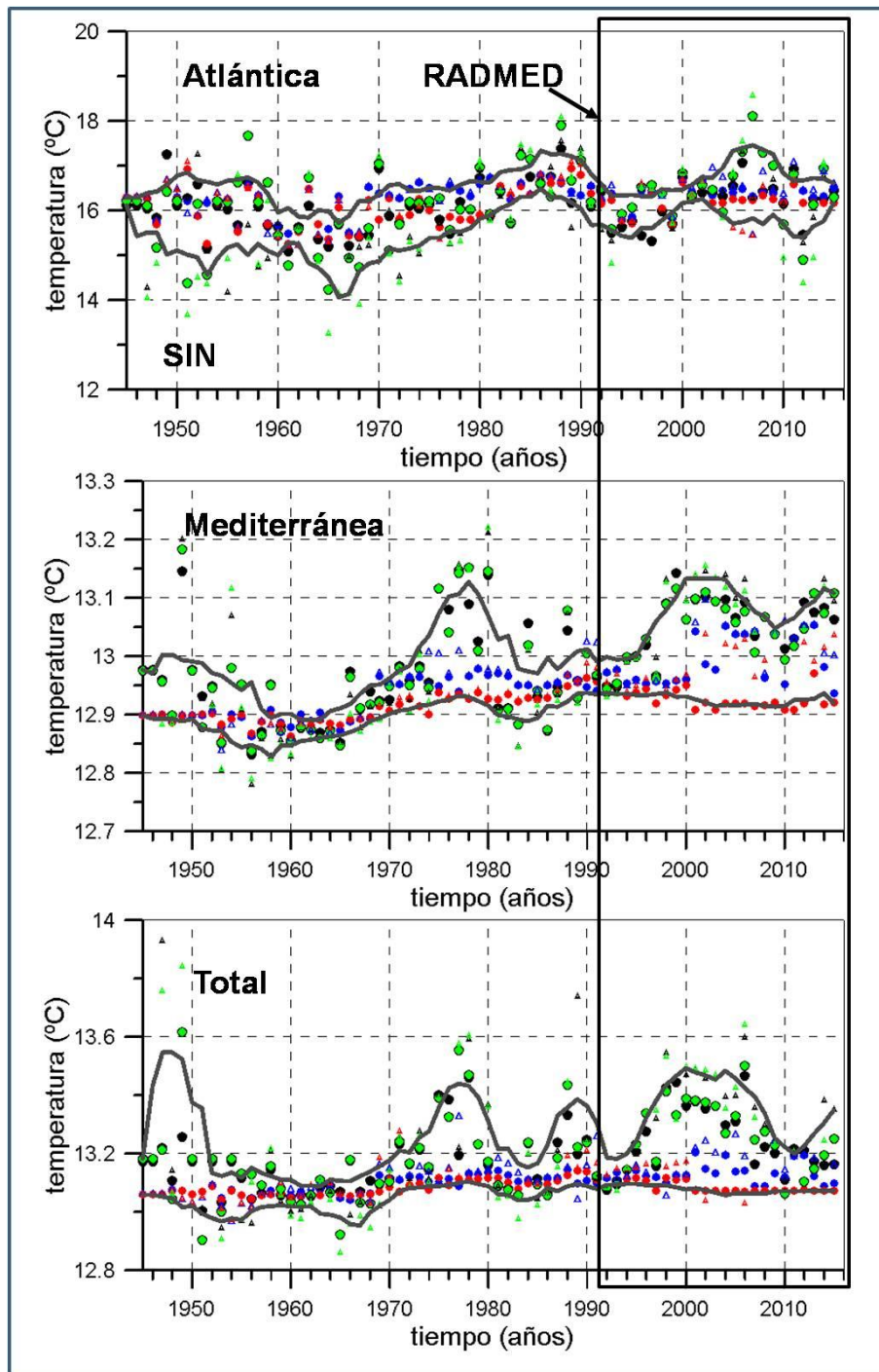


Figura 5.9. Evolución temporal de la temperatura en las en las capas Atlántica, Mediterránea y en toda la columna de agua, sin incluir los datos de batitermógrafos. Extensión de la serie MEDAR/MEDATLAS con los datos de RADMED.

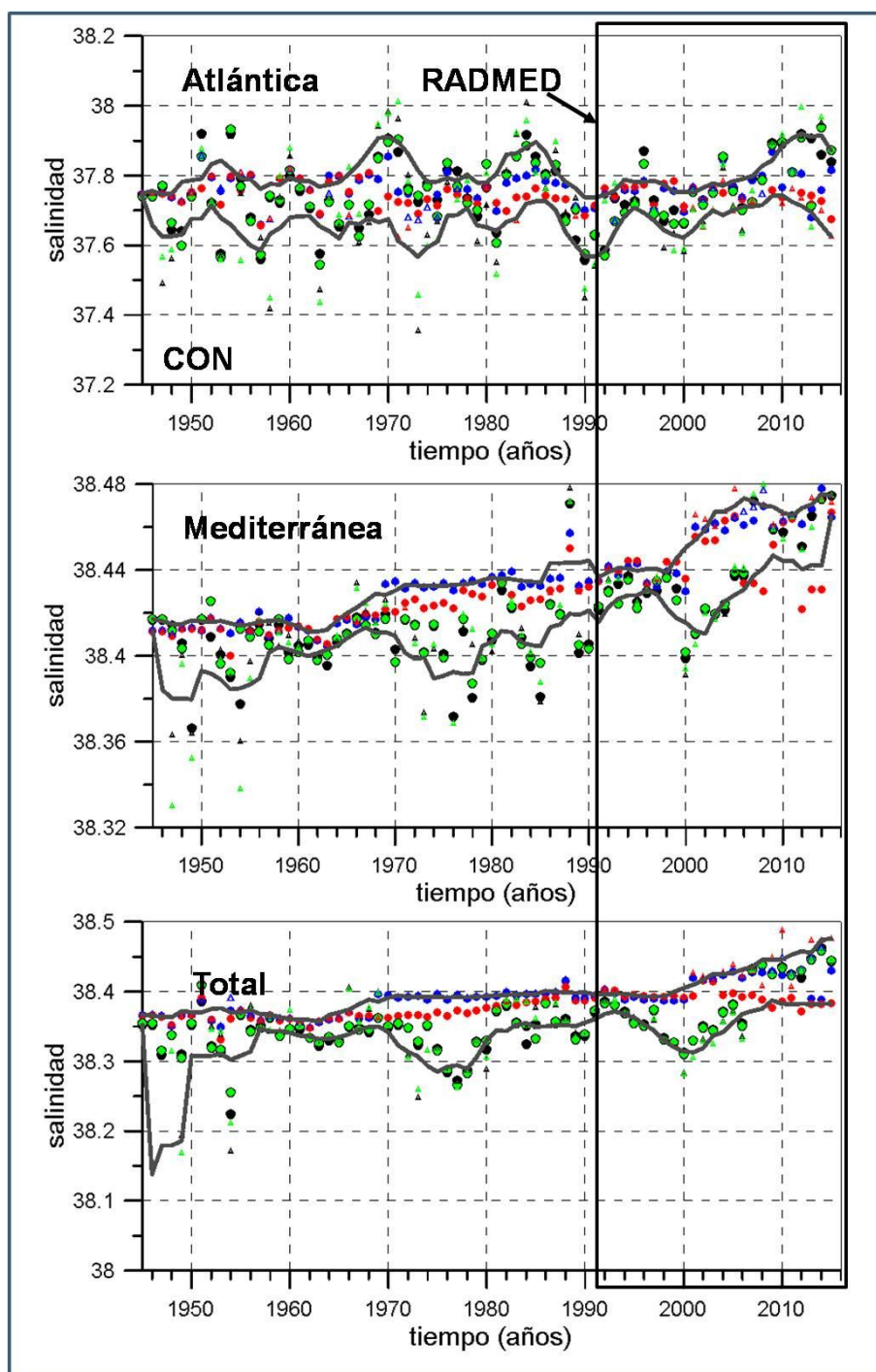


Figura 5.10. Evolución temporal de la salinidad en las en las capas Atlántica, Mediterránea y en toda la columna de agua, incluyendo los datos de batitermógrafos. Extensión de la serie MEDAR/MEDATLAS con los datos de RADMED

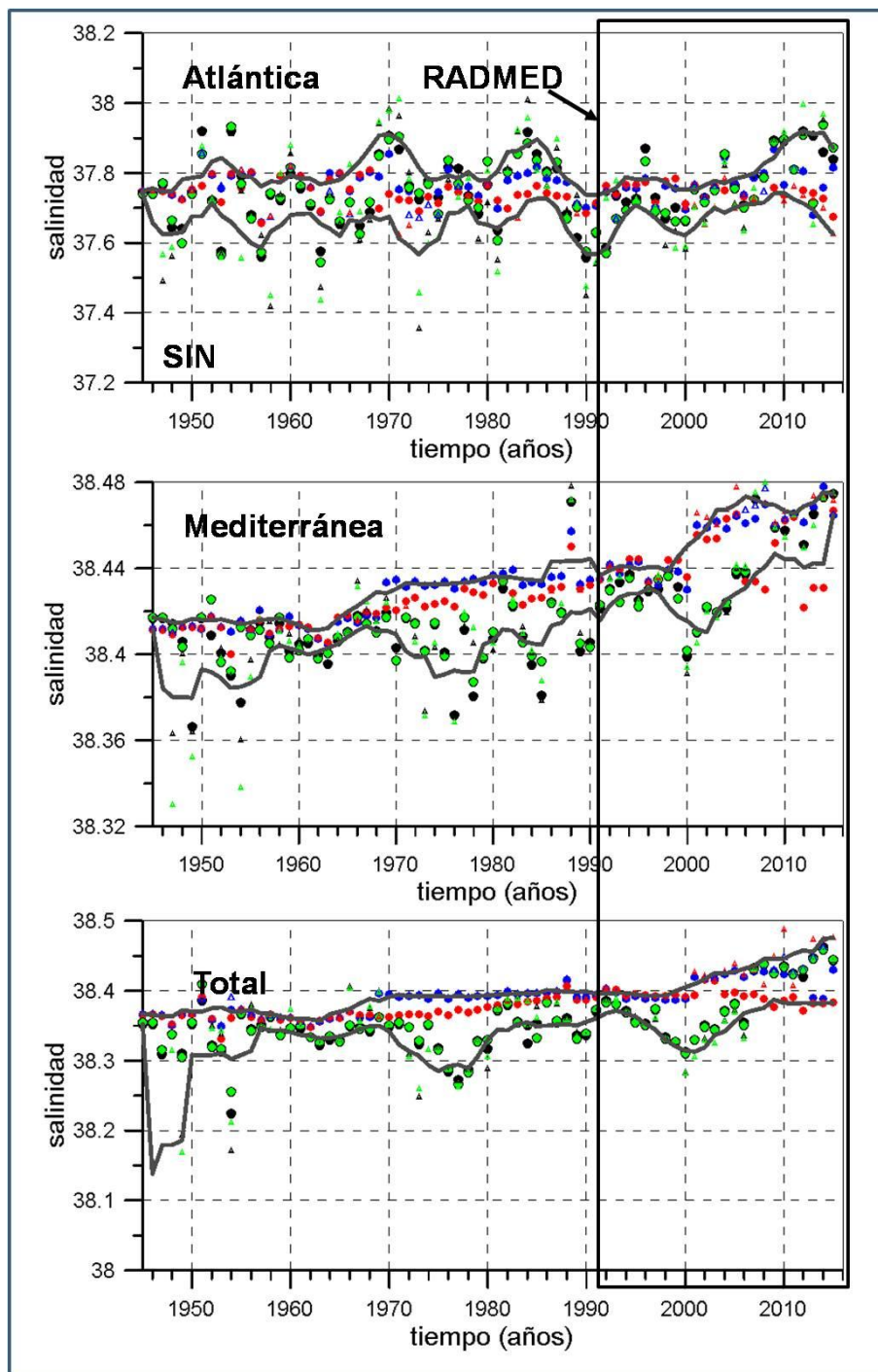


Figura 5.11. Evolución temporal de la salinidad en las en las capas Atlántica, Mediterránea y en toda la columna de agua, sin incluir los datos de batitermógrafos. Extensión de la serie MEDAR/MEDATLAS con los datos de RADMED

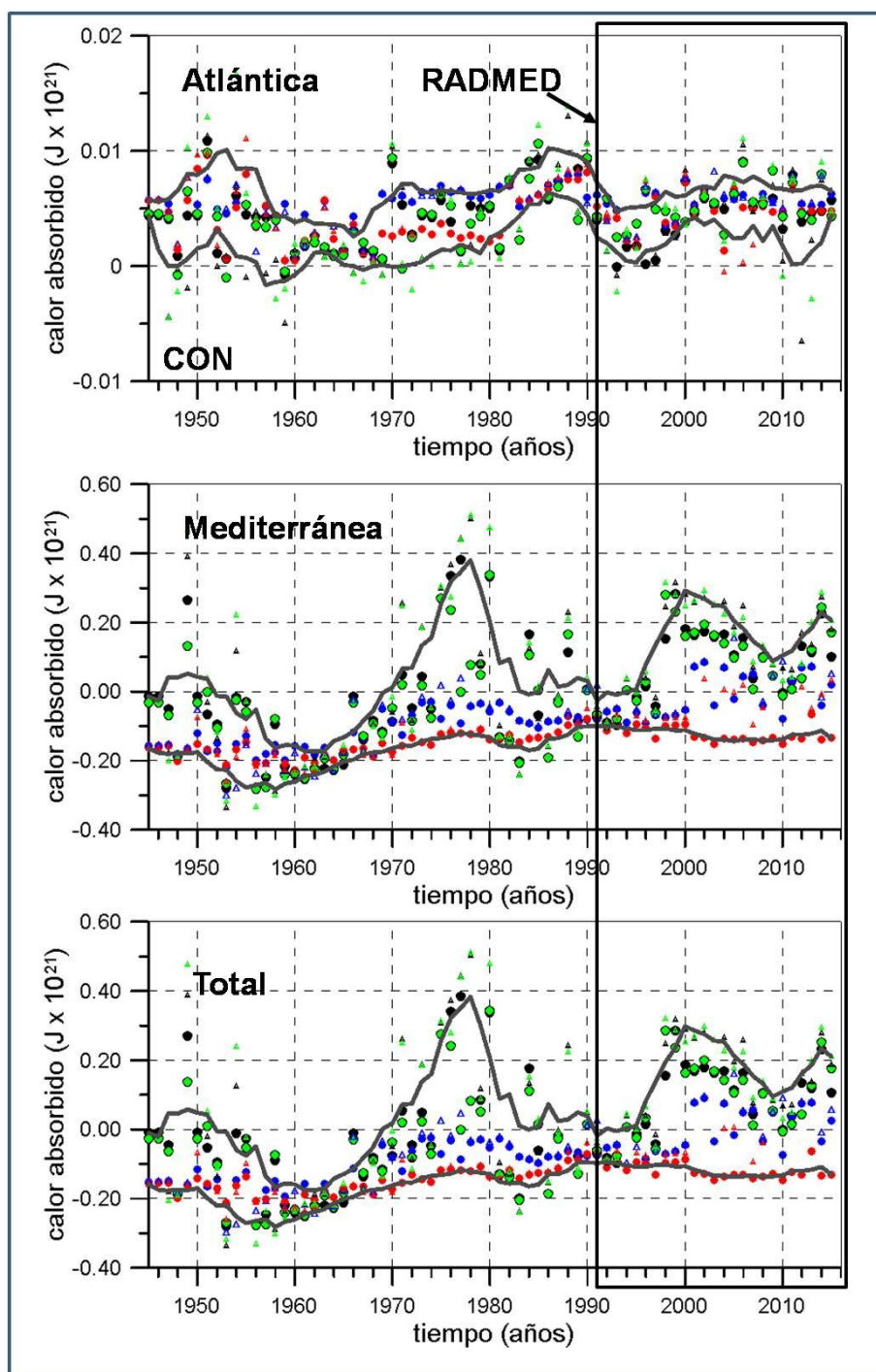


Figura 5.12. Evolución temporal del calor absorbido en las en las capas Atlántica, Mediterránea y en toda la columna de agua, incluyendo los datos de batitermógrafos. Extensión de la serie MEDAR/MEDATLAS con los datos de RADMED.

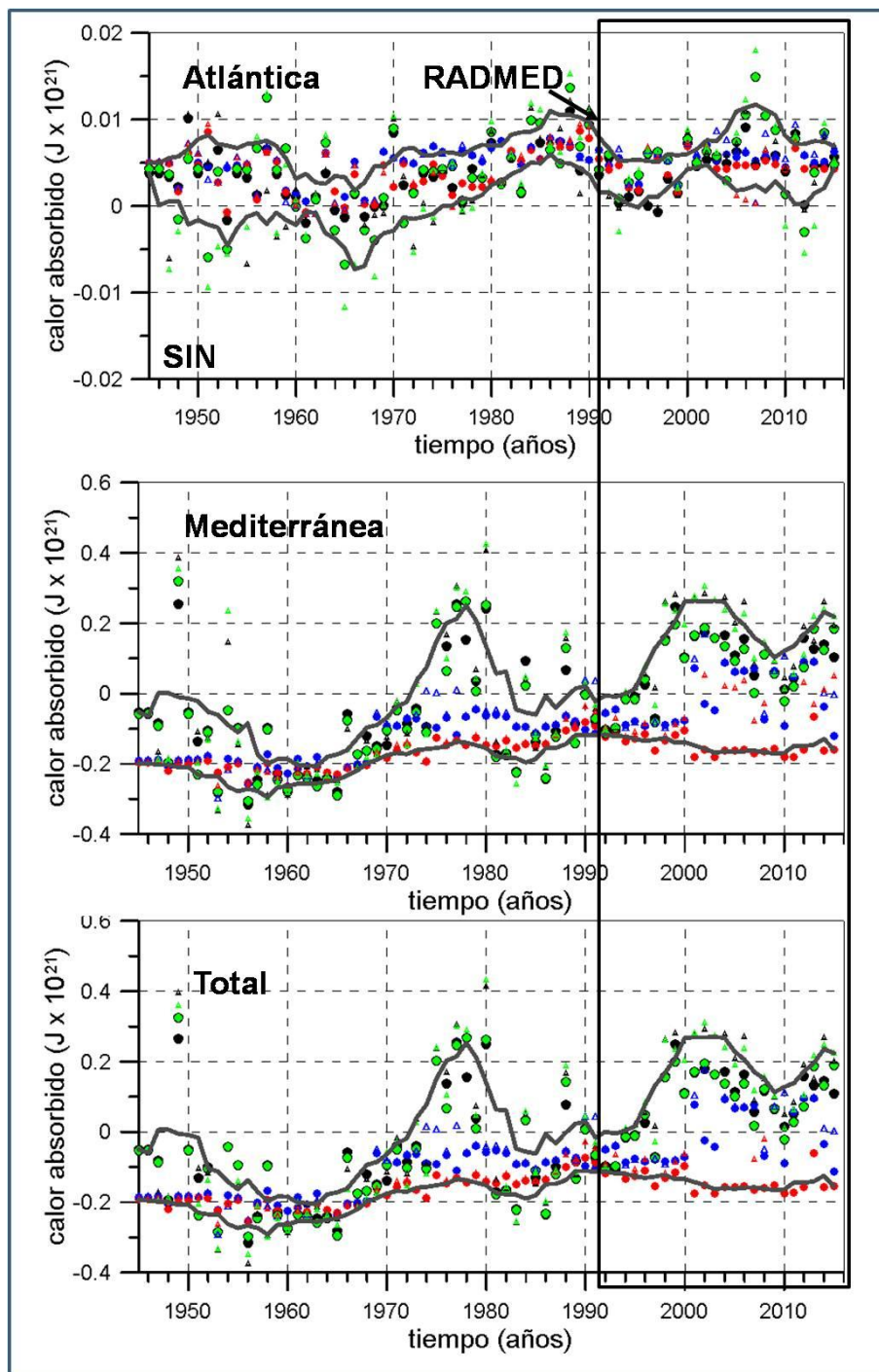


Figura 5.13. Evolución temporal del calor absorbido en las en las capas Atlántica, Mediterránea y en toda la columna de agua, sin incluir los datos de batitermógrafos. Extensión de la serie MEDAR/MEDATLAS con los datos de RADMED.

Las tablas 5.4 y 5.5 muestran las tendencias calculadas para la temperatura y salinidad y el calor absorbido para las capas atlántica y mediterránea calculadas de esta forma (usando la interfaz de salinidad), así como para toda la columna de agua. Las figuras 5.14 y 5.15 muestran la evolución de la densidad potencial para las capas atlántica y mediterránea y la tabla 5.6 muestra las correspondientes tendencias.

Tabla 5.4. Tendencias (T) e intervalo de confianza (IC) para la temperatura y la salinidad de las capas Atlántica y Mediterránea y para toda la columna de agua, en la zona RADMED, para todo el periodo de estudio. En rojo significativas al 95%, en azul significativas al 90% y en negro, no significativas

ZONA RADMED (1945-2015)												
Temperatura potencial y salinidad. °C/100 años ups/100 años												
	T-atlántica		S-atlántica		T-Medit.		S-Medit.		T-total		S-total	
	b	IC	b	IC	b	IC	b	IC	b	IC	b	IC
R/con/1	0.58	0.54	0.12	0.11	0.21	0.09	0.08	0.02	0.21	0.11	0.12	0.04
F/con/1	0.08	0.21	0.01	0.05	0.17	0.03	0.09	0.01	0.10	0.02	0.09	0.01
T/con/1	0.37	0.44	-0.02	0.04	0.06	0.02	0.06	0.01	0.04	0.02	0.06	0.01
Sf/con/1	0.82	0.51	0.10	0.11	0.22	0.08	0.03	0.02	0.22	0.12	0.11	0.04
R/con/2	1.30	0.85	0.18	0.17	0.29	0.13	0.10	0.02	0.05	0.32	0.21	0.11
F/con/2	0.57	0.40	-0.02	0.06	0.21	0.04	0.09	0.01	0.11	0.08	0.11	0.02
T/con/2	0.16	0.60	-0.06	0.05	0.16	0.03	0.09	0.01	0.12	0.09	0.13	0.02
Sf/con/2	0.88	0.99	0.16	0.17	0.27	0.13	0.11	0.03	0.06	0.32	0.20	0.10
R/sin/1	0.64	0.59	0.12	0.11	0.23	0.08	0.08	0.02	0.24	0.12	0.12	0.04
F/sin/1	0.63	0.37	0.01	0.05	0.20	0.03	0.09	0.01	0.13	0.03	0.09	0.01
T/sin/1	0.54	0.44	-0.02	0.04	0.07	0.02	0.06	0.01	0.04	0.03	0.06	0.01
Sf/sin/1	1.41	0.85	0.10	0.11	0.23	0.09	0.03	0.02	0.23	0.16	0.11	0.04
R/sin/2	1.74	0.94	0.18	0.17	0.33	0.11	0.10	0.02	0.26	0.30	0.21	0.11
F/sin/2	0.90	0.47	-0.02	0.06	0.25	0.04	0.09	0.01	0.23	0.06	0.11	0.02
T/sin/2	0.49	0.65	-0.06	0.05	0.21	0.03	0.09	0.01	0.17	0.07	0.13	0.02
Sf/sin/2	2.69	1.27	0.16	0.17	0.33	0.11	0.11	0.03	0.31	0.26	0.20	0.10

Tabla 5.5. Tendencias (T) e intervalo de confianza (IC) para el calor absorbido por las capas Atlántica y Mediterránea y por toda la columna de agua, en la zona RADMED, para todo el periodo de estudio. En rojo significativas al 95%, en azul significativas al 90% y en negro, no significativas.

ZONA RADMED (1945-2015)						
Calor absorbido. W/m <sup>2</sup>						
	Q-atlántica		Q-mediterránea		Q-total	
	b	IC	b	IC	b	IC
R/con/1	0.00	0.00	0.43	0.19	0.43	0.20
F/con/1	0.00	0.00	0.36	0.06	0.33	0.06
T/con/1	0.00	0.00	0.13	0.04	0.13	0.04
Sf/con/1	0.01	0.00	0.46	0.17	0.47	0.17
R/con/2	0.01	0.01	0.61	0.27	0.61	0.27
F/con/2	0.00	0.00	0.45	0.08	0.47	0.09
T/con/2	0.00	0.00	0.34	0.06	0.29	0.07
Sf/con/2	0.01	0.01	0.57	0.27	0.59	0.28
R/sin/1	0.00	0.00	0.49	0.17	0.49	0.18
F/sin/1	0.00	0.00	0.42	0.07	0.42	0.07
T/sin/1	0.00	0.00	0.15	0.05	0.15	0.05
Sf/sin/1	0.01	0.01	0.49	0.18	0.50	0.18
R/sin/2	0.01	0.01	0.69	0.23	0.74	0.23
F/sin/2	0.01	0.00	0.51	0.08	0.52	0.09
T/sin/2	0.00	0.00	0.43	0.05	0.35	0.06
Sf/sin/2	0.02	0.01	0.69	0.23	0.76	0.23

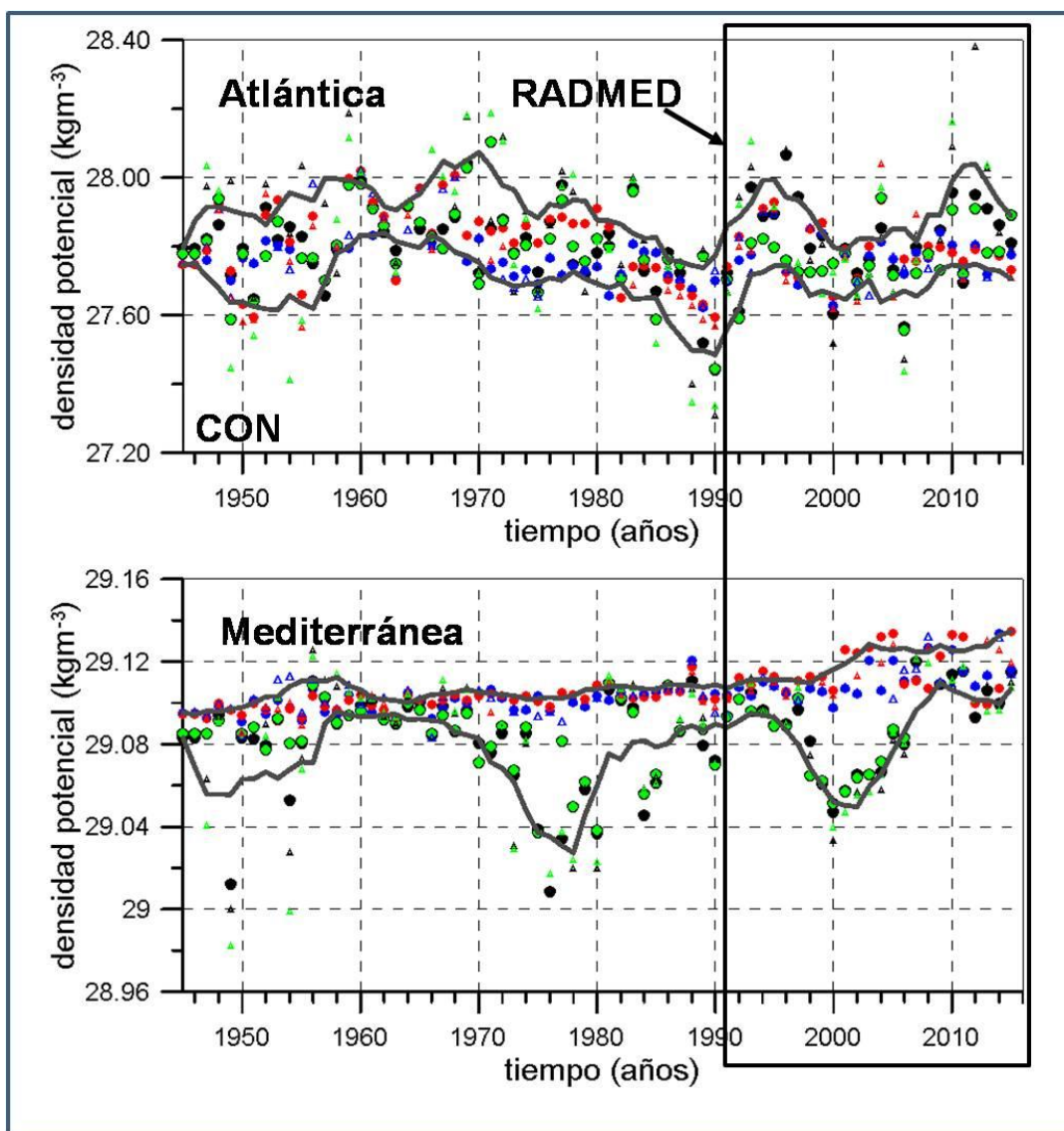


Figura 5.14. Evolución temporal de la densidad potencial en las en las capas Atlántica, Mediterránea, incluyendo los datos de batitermógrafos. Extensión de la serie MEDAR/MEDATLAS con los datos de RADMED.



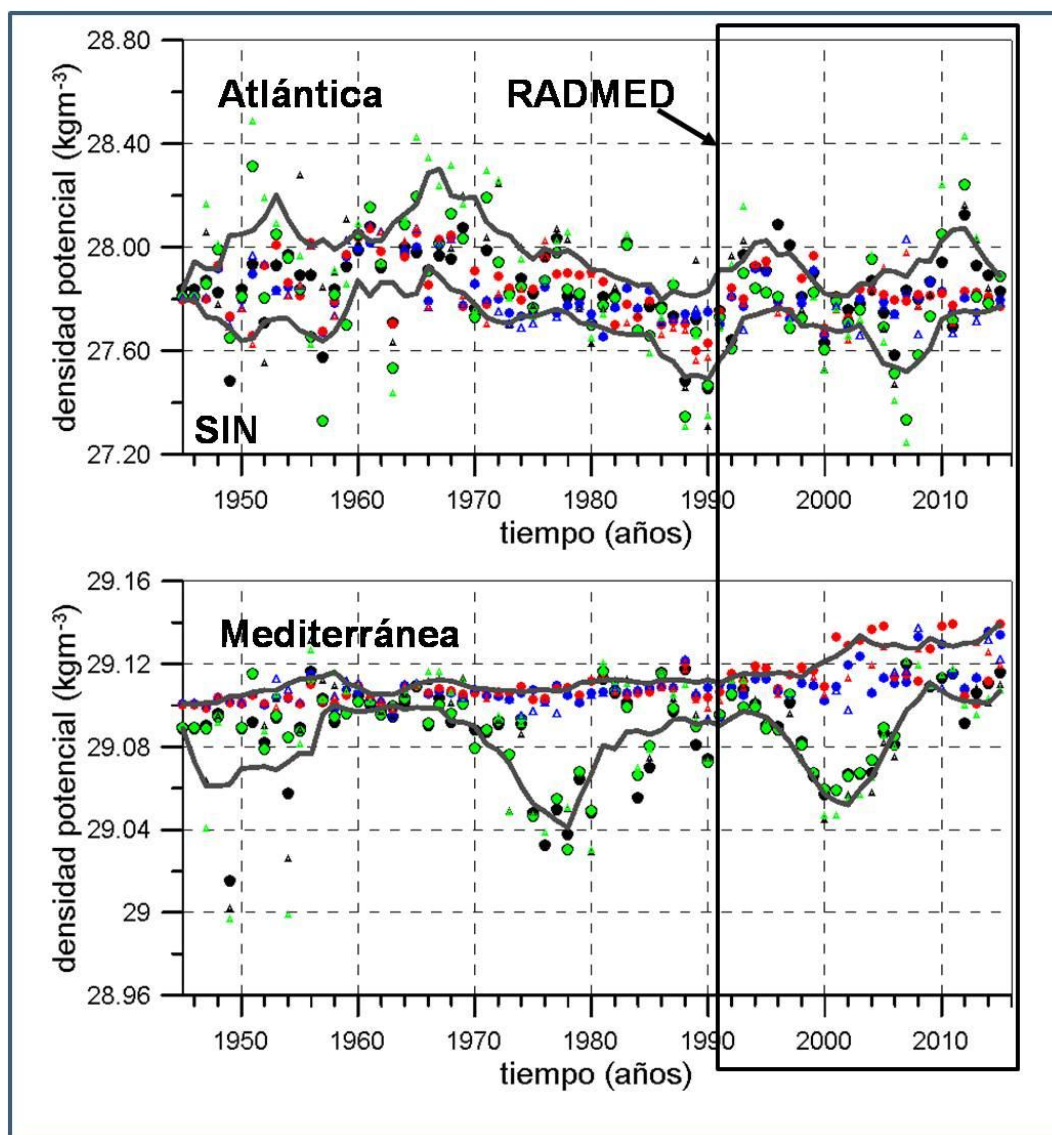


Figura 5.15. Evolución temporal de la densidad potencial en las en las capas Atlántica, Mediterránea, sin incluir los datos de batitermógrafos. Extensión de la serie MEDAR/MEDATLAS con los datos de RADMED.

Tabla 5.6. Tendencias (T) e intervalo de confianza (IC) para la densidad de las capas Atlántica y Mediterránea, en la zona RADMED, para todo el periodo de estudio. En rojo significativas al 95%, en azul significativas al 90% y en negro, no significativas.

ZONA RADMED (1945-2015)				
Densidad $\text{kgm}^{-3}/100$ años				
	$\sigma$ -atlántica		$\sigma$ -mediterránea	
	b	IC	b	IC
R/con/1	-0.04	0.14	<b>0.02</b>	<b>0.03</b>
F/con/1	0.00	0.06	<b>0.03</b>	<b>0.01</b>
T/con/1	<b>-0.10</b>	<b>0.12</b>	<b>0.04</b>	<b>0.01</b>
Sf/con/1	-0.10	0.13	<b>-0.03</b>	<b>0.02</b>
R/con/2	-0.16	0.22	0.02	0.04
F/con/2	<b>-0.15</b>	<b>0.12</b>	<b>0.02</b>	<b>0.01</b>
T/con/2	-0.11	0.16	<b>0.04</b>	<b>0.01</b>
Sf/con/2	-0.10	0.24	<b>0.03</b>	<b>0.04</b>
R/sin/1	-0.06	0.16	0.01	0.03
F/sin/1	<b>-0.14</b>	<b>0.10</b>	<b>0.03</b>	<b>0.01</b>
T/sin/1	<b>-0.14</b>	<b>0.12</b>	<b>0.04</b>	<b>0.01</b>
Sf/sin/1	<b>-0.25</b>	<b>0.22</b>	<b>-0.03</b>	<b>0.03</b>
R/sin/2	<b>-0.24</b>	<b>0.25</b>	0.01	0.03
F/sin/2	<b>-0.24</b>	<b>0.14</b>	<b>0.02</b>	<b>0.01</b>
T/sin/2	<b>-0.20</b>	<b>0.18</b>	<b>0.03</b>	<b>0.01</b>
Sf/sin/2	<b>-0.47</b>	<b>0.34</b>	0.02	0.04

Cuando se realizan de esta forma los cálculos, tanto la capa atlántica como mediterránea parece que aumentan su temperatura y salinidad para la mayoría de las metodologías empleadas, habiendo tan solo algunas excepciones en el caso de la temperatura de la capa atlántica. La densidad de la capa mediterránea aumenta, indicando que el efecto de la salinidad sobre la densidad prevalece sobre el efecto de la temperatura. La situación opuesta parece observarse en el caso de la capa atlántica.

### 5.3 Discusión de los resultados

La incorporación de los datos procedentes del programa RADMED proporciona una fuente de información periódica sin variaciones en la metodología del muestreo y sobre estaciones fijas. De esta forma, los cambios que puedan observarse en las series temporales que se generan no pueden achacarse a variaciones en la zona geográfica de la que proceden los datos o a aspectos de índole metodológico. Aunque estas nuevas series temporales también presentan huecos ya que las campañas oceanográficas siempre están sometidas a numerosas vicisitudes, estos se reducen considerablemente cuando los programas de observación tienen carácter sistemático. Vargas-Yáñez et al. (2017) muestran que, especialmente para las aguas intermedias y profundas, el número de datos por año disponibles a partir de las campañas RADMED es sensiblemente superior a la disponibilidad de datos ofrecida por la base de datos MEDAR/MEDATLAS. En contraposición, un sistema de observación de estas características tiene la limitación de la cobertura geográfica. A pesar de que se incluye un muestreo de la mayor parte de la plataforma continental peninsular e insular del Mediterráneo español y se incluyen estaciones oceanográficas profundas, de tal forma que las aguas intermedias y profundas son muestreadas, no podemos afirmar a priori que la evolución que tienen las distintas masas de agua en las zonas geográficas estudiadas por RADMED sean representativas de todo el Mediterráneo Occidental. En cualquier caso un programa de observación como este debe contribuir junto con otros similares, llevados a cabo por otros países, para conseguir una observación global de Mediterráneo, en primer lugar, y de los océanos en última instancia.

A pesar de las limitaciones geográficas mencionadas, las series extendidas muestran algunos hechos destacables. Cuando se hace un análisis dividiendo la columna de agua en tres capas (0-150, 150-600 y 600-fondo) de forma similar a la utilizada por Rixen et al. (2005), las tendencias de las capas intermedia y profunda son más claras y robustas. En este caso tanto la capa intermedia como la profunda muestran inequívocas tendencias positivas de temperatura y salinidad, siendo además los valores de estas tendencias, superiores a los mostrados por las series obtenidas para la segunda mitad del siglo XX. Cuando el análisis se realiza considerando las aguas atlánticas y mediterráneas separadas por la interfaz de salinidad, igualmente se

observa un claro aumento de la temperatura y salinidad de las aguas mediterráneas. Así mismo, estas capas y el agua mediterránea en su conjunto incrementaron su densidad.

Este aumento de las tendencias del agua mediterránea puede deberse a dos causas. En primer lugar, al aumentar la longitud de la serie, las oscilaciones inter-  
anuales y decadales no influyen tanto en el cálculo de tendencias, que de otra forma son muy sensibles a los valores inicial y final de la serie. Es decir, dependiendo de si los extremos de la serie coinciden con "ciclos" cálidos o fríos, los valores de las tendencias sufrirán variaciones, siendo estas alteraciones más importantes cuanto más cortas sean las series. Por otra parte, los huecos se han reducido considerablemente al emplear un muestreo sistemático y periódico, de tal forma que se reduce la posibilidad de que las tendencias existentes quedaran enmascaradas por estas dificultades en el análisis de los datos.

Al margen de estas cuestiones metodológicas, el aumento de las tendencias a partir del siglo XXI se debe fundamentalmente a un ascenso claro de la temperatura y salinidad de las aguas intermedias y profundas que incluso ha llegado a alterar las características de las masas de agua que habitualmente se encuentran en el Mediterráneo Occidental. Tradicionalmente se considera que el Agua Profunda del Mediterráneo Occidental (APMOC) ocupa la cuenca occidental por debajo del Agua Levantina Intermedia (ALI) hasta el fondo. Esta masa de agua tiene una temperatura potencial de entre 12,7 y 12,9 °C y una salinidad alrededor de los 38,4. La señal de esta masa de agua en los diagramas  $\theta S$  es un descenso continuado de la temperatura y salinidad por debajo de los máximos asociados al ALI. Desde el verano de 2005, López-Jurado et al. (2005) detectaron un aumento de la temperatura y salinidad por debajo del APMOC. Este aumento estaba producido, según estos autores, por la formación de agua profunda más cálida y salada de lo habitual. Esa agua se produciría por convección profunda en mar abierto como consecuencia de la combinación de inviernos excepcionalmente duros con posibles cambios en la circulación del Mediterráneo Noroccidental y el consecuente cambio en la advección de sal y calor hacia la zona de formación de aguas profundas (López-Jurado et al., 2005, Salat et al., 2009). Salat et al. (2009) consideran que la formación de esta masa de agua no es completamente nueva, y que se trata de la misma masa de agua descrita por Lacombe et al., (1985), con la diferencia de que en esta ocasión el volumen de agua

con estas características es mucho mayor que el descrito anteriormente. Otros autores sugieren que la causa de esta anomalía está en la advección de aguas intermedias mucho más cálidas y saladas desde el Mediterráneo Oriental, siendo su origen último la Transición del Mediterráneo Oriental (Eastern Mediterranean Transient, EMT en la literatura de habla inglesa, Schroeder et al., 2010; 2016). Por debajo de esta agua profunda más cálida y salada puede en ocasiones observarse un nuevo descenso de la temperatura y salinidad que se debería a la presencia de un agua profunda menos salada pero mucho más fría que se formaría en la plataforma continental del Golfo de León y que se hundiría posteriormente hasta ocupar las capas más profundas del Mediterráneo Occidental en un proceso que se ha denominado de "cascada" (*cascading*, Salat et al., 2009). Las figuras 5.16, 5.17 y 5.18 muestran la clara señal de esta nueva masa de agua en los diagramas  $\theta S$  de las estaciones CP4, al sur de Cabo de Palos, EPC, cerca de la Isla de Cabrera, y MH4 en la radial de Mahón. Aunque la señal de la nueva APMOC se observa durante varios años, se ha incluido el detalle de las campañas de verano y otoño de 2007, así como de invierno y primavera de 2008 para mostrar a modo de ejemplo la forma anómala de estos diagramas debido a la presencia de esta masa de agua.

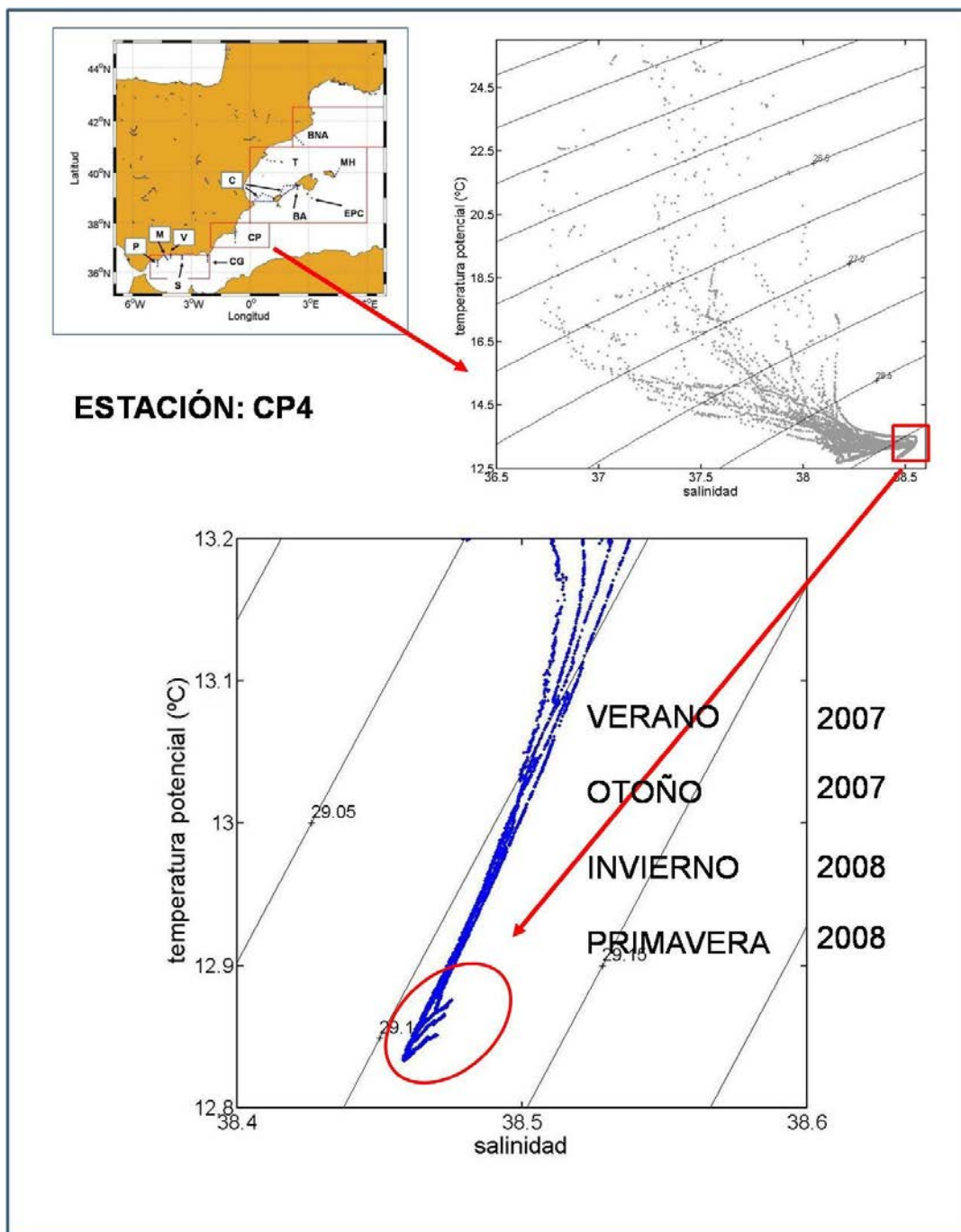


Figura 5.16. Diagramas TS de la estación CP4 (Radial de Cabo Palos). En la parte inferior de la figura, detalle se observa la señal de la nueva APMOC

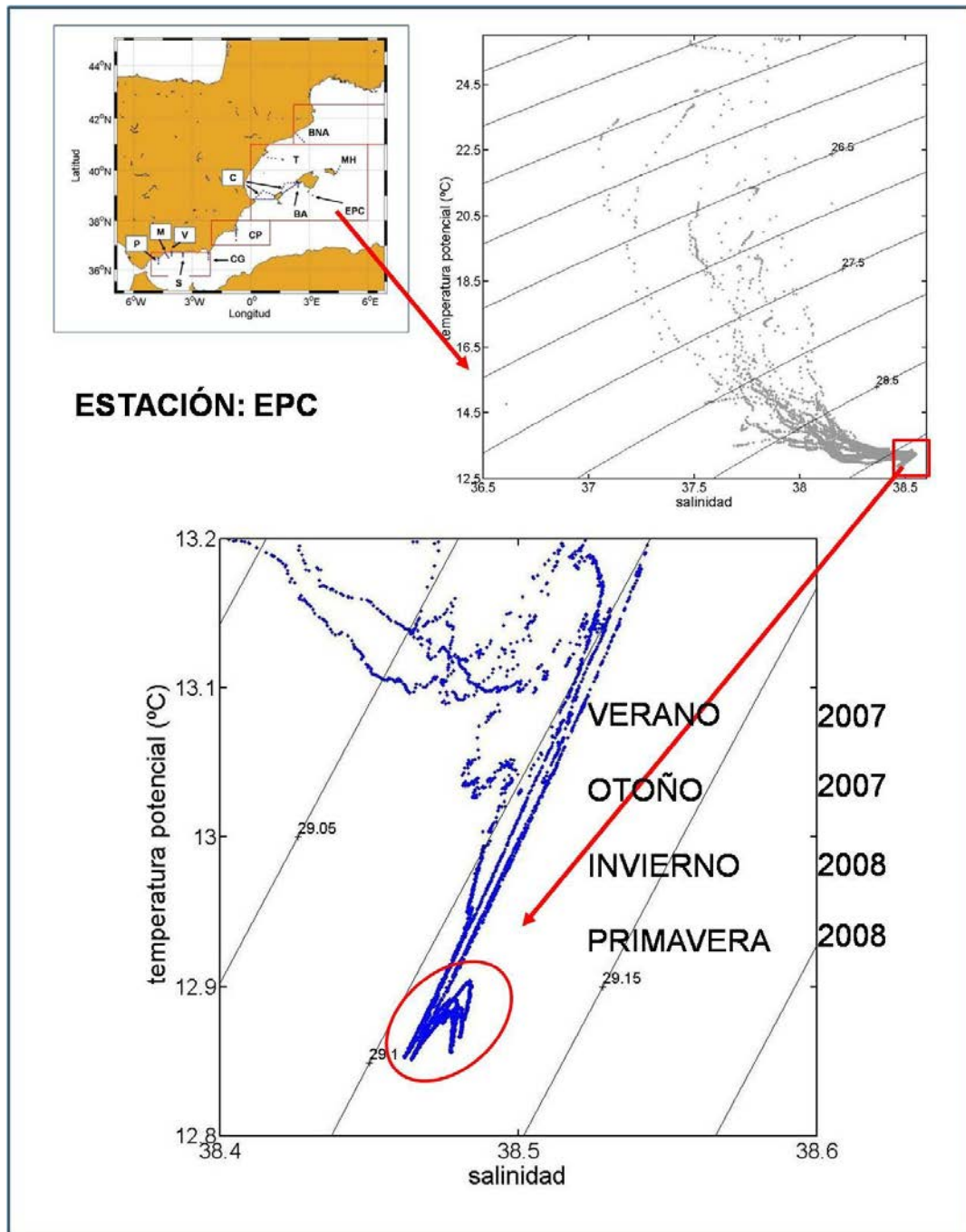


Figura 5.17. Diagramas TS de la Estación Profunda de Cabrera (EPC). En la parte inferior de la figura, detalle se observa la señal de la nueva APMOC

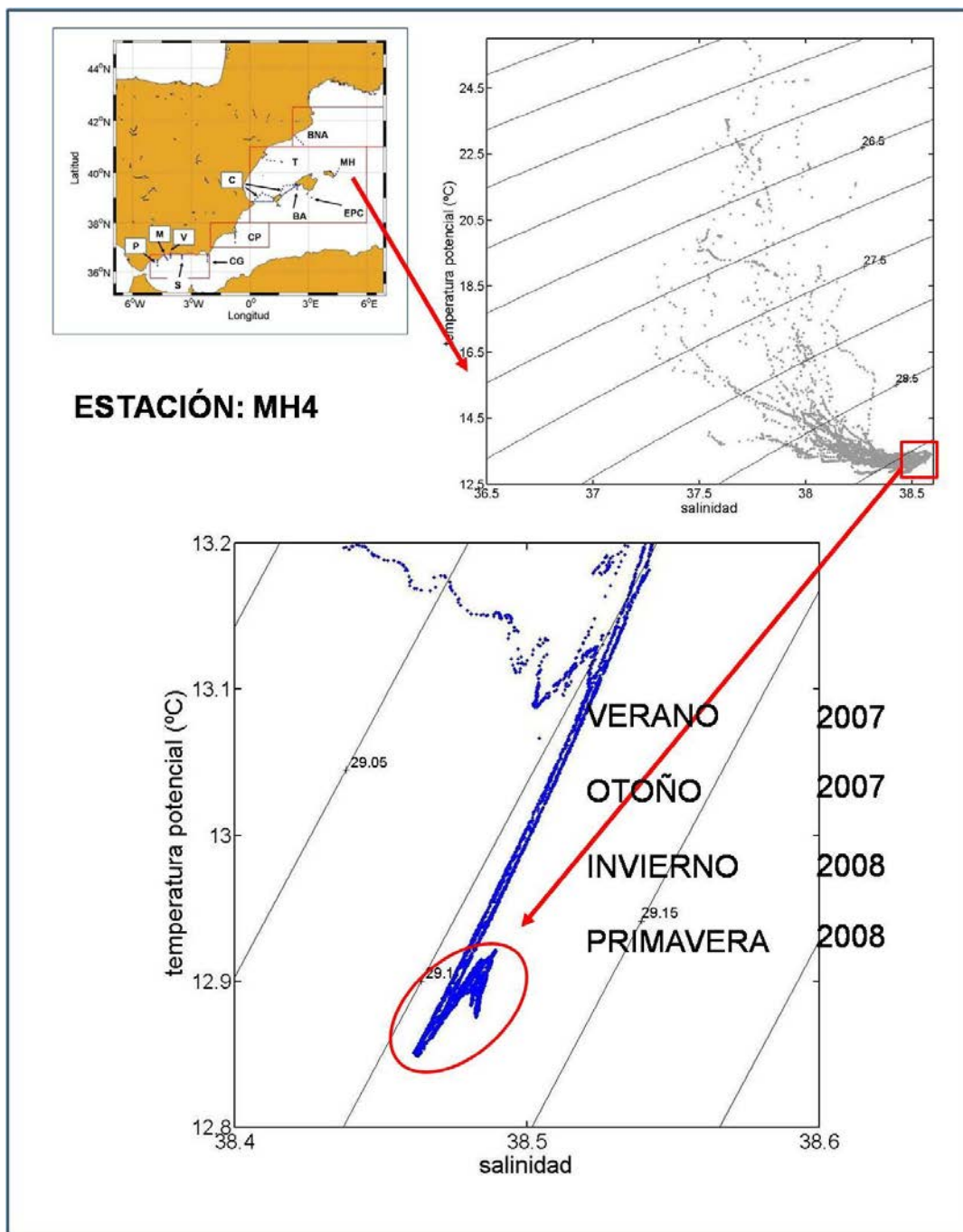


Figura 5.18. Diagramas TS de la estación MH4, al noreste de la isla de Menorca. Abajo una ampliación del diagrama donde se observa la señal de la nueva APMOC



La realización de medidas periódicas en estaciones fijas, incluyendo estaciones distribuidas sobre el talud continental e incluso sobre aguas profundas ha permitido la detección de alteraciones como las que acabamos de describir. Además de permitir la extensión de las series temporales de temperatura, salinidad y calor absorbido a lo largo del siglo XXI y hasta el presente, ha reducido considerablemente los huecos presentes en dichas series. Estas bases de datos extendidas permiten estimar un importante ascenso de la temperatura y salinidad de las aguas mediterráneas. Es interesante destacar que las tendencias para el calor absorbido por la columna de agua desde 1945 hasta 2015 están entre 0,13 y 0,76 W/m<sup>2</sup>. Si realizamos un promedio de los valores obtenidos usando todas las diferentes metodologías (tabla 5.5), obtenemos el valor 0,45 W/m<sup>2</sup>, siendo éste un valor comparable con los 0,39 W/m<sup>2</sup> que Levitus et al. (2012) estiman para el calor absorbido por los 2000 m superiores de los océanos del planeta. En definitiva, las series extendidas a través del proyecto RADMED revelan un continuado aumento de la temperatura y salinidad de las aguas mediterráneas desde mediados del siglo XX con una aceleración a lo largo del siglo XXI. Las contradicciones entre los resultados obtenidos para la temperatura de la capa superficial atlántica al emplear diferentes metodologías e incluso al comparar con trabajos de otros autores deben achacarse a la elevada variabilidad interanual de esta masa de agua acompañada de la escasez e irregularidad de los datos disponibles durante el pasado siglo XX.





## **CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES**



Las principales conclusiones de la tesis doctoral son:

- 1) La revisión bibliográfica de la literatura existente desde finales del siglo XIX ha puesto de manifiesto valores de temperatura potencial y salinidad en las capas profundas del Mediterráneo Occidental y Oriental inferiores a los actuales. Estos valores eran de entre 12,6 °C y 12,7°C para las aguas profundas de la cuenca occidental y en torno a los 13,25 °C en la oriental. Las salinidades eran de 38,39 ups y 38,65 ups en las dos cuencas.

Esta revisión también ha puesto de manifiesto la gran dificultad existente en la estimación de los aportes de agua dulce por los ríos, la evaporación y las precipitaciones. Los diferentes trabajos usan diferentes fuentes y metodologías. El resultado es una gran variabilidad en los valores obtenidos. Los aportes de los ríos oscilarían entre 230 y 900 km<sup>3</sup>/año, la evaporación entre 2320 y 5194 km<sup>3</sup>/año y las precipitaciones entre 825 y 1335 km<sup>3</sup>/año.

- 2) El análisis de las series temporales obtenidas a partir de la base de datos MEDAR/MEDATLAS durante el siglo XX muestra una gran dispersión de resultados dependiendo de la metodología empleada. En la capa superior del Mediterráneo Occidental las tendencias de temperatura no son significativas mientras que las de salinidad sí lo son, siendo positivas y variando entre 0,05 y 0,25 ups/100 años. En la capa intermedia las tendencias de temperatura no son significativas en unos casos y sí lo son en otros, dependiendo de la forma en que se han construido y promediado las series. Las tendencias de salinidad son significativas oscilando entre 0,01 y 0,14 ups/100 años. La capa profunda aumenta significativamente su temperatura y salinidad con un ritmo de crecimiento de entre 0,01 y 0,22 °C/100 año para la temperatura y 0,01 y 0,09 ups/100 años para la salinidad.

En el Mediterráneo Oriental la temperatura de la capa superficial baja de forma significativa con tendencias que pueden alcanzar  $-1,26$  °C/100 años (algunos valores obtenidos son más altos pero irreales). En cambio para la salinidad se alternan los resultados significativos y no significativos. La capa intermedia experimenta un descenso de temperatura de entre  $-0,04$  y  $-0,6$  °C/100 años y un aumento de salinidad de entre  $0,01$  y  $0,09$  ups/100 años. La temperatura y salinidad de la capa profunda aumenta pero de forma no significativa.

- 3) El modelo de cajas propuesto basado en las leyes de conservación de agua, sal y calor en el Mediterráneo, es capaz de reproducir la transformación de las aguas atlánticas que entran a través del Estrecho de Gibraltar en aguas mediterráneas que salen a través de él, así como los flujos de agua intercambiados. Los valores de temperatura y salinidad de las aguas mediterráneas son  $13,45$  °C y  $38,63$  ups que coinciden con los valores obtenidos a partir de la base de datos MEDAR/MEDATLAS para las aguas situadas por debajo de la interfaz de separación entre las aguas atlánticas y mediterráneas. Los flujos de agua de entrada y salida reproducidos por el modelo son  $1,23$  y  $1,16$  Sv respectivamente. Estos valores se obtienen para una pérdida de calor neta a través de la superficie de  $5,95$  W/m<sup>2</sup> y una evaporación neta de  $2340$  km<sup>3</sup>/año. Todos estos valores se encuentran dentro de los rangos encontrados en la literatura respaldando el uso de este modelo simple.
  
- 4) Dicho modelo de cajas, es capaz además de reproducir las tendencias de temperatura y salinidad obtenidas para las aguas mediterráneas, Estas tendencias se encuentran entre  $0,04$  y  $0,12$  °C/100 años para la temperatura y entre  $0,03$  y  $0,04$  ups/100 años para la salinidad. El modelo es capaz de reproducir estas tendencias cuando se impone un aumento de la evaporación neta del  $3,5$  %, equivalente al represamiento del Nilo junto con un descenso de la pérdida de calor hacia la atmósfera de  $0,4$  W/m<sup>2</sup>, similar a la absorción de calor observada en otras partes del océano global. Estos resultados muestran que el calentamiento de las aguas mediterráneas no puede ser explicado solamente por el represamiento de los ríos que vierten sus aguas al

Mediterráneo, sino que también es necesario el descenso de las pérdidas de calor. Igualmente el modelo muestra que los cambios de salinidad observados no pueden explicarse solamente en base al aumento de salinidad de las aguas atlánticas que entran a través del Estrecho de Gibraltar.

- 5) Por último, la extensión de las series temporales hasta 2015 usando los datos procedentes del sistema de observación RADMED del Instituto Español de Oceanografía, muestran tendencias más robustas (independientes de todos los métodos de análisis de datos) y más intensas, con valores de entre 0,06 y 0,33 °C/100 años para la temperatura de las aguas mediterráneas y entre 0,03 y 0,11 ups/100 años para la salinidad. Estos resultados indican, por un lado, que la disponibilidad de datos rutinarios y periódicos es de gran importancia para la detección de tendencias a largo plazo, y por otro, que se ha producido una aceleración del calentamiento y salinización del Mediterráneo Occidental.





# BIBLIOGRAFÍA

- Aimé, M., 1845. Mémoire sur les températures de la Méditerranée, Ann. Chim. Troisième série, Tome quinzième, 5-34.
- Alexanderson, H., 1986. A homogeneity test applied to precipitation data. J. Climatol., 6, 661-675.
- Alexanderson, H., A. Moberg, 1997. Homogenization of Swedish temperature data. Part 1: Homogeneity test for linear trends. Int. J. Climatol., 17, 25-34.
- Anati, D., 1971. On the mechanism of the deep mixed layer formation during MEDOC '69. Cahiers Oceanographiques, 23, 5, 427-443.
- Anati, D., Stommel, H., 1970. The initial phase of deep water formation in the northwest Mediterranean during MEDOC '69 on the basis of observations made by Atlantis II. January 25-February 12, 1969. Cahiers Oceanographiques, 4, 343-351.
- Arago, M., 1838. La météorologie et la physique du globe, en Voyage en Islande et au Groënland. Editado por Arthus Bertrand, Paris.
- Artegiani, A., D. Bregant, E. Paschini, N. Pinardi, F. Raicich, and A. Russo., 1997. The Adriatic Sea general circulation. Part I: Air-sea interactions and water mass structure. J. Phys. Oceanogr., 27(8), 1492-1514.
- Astraldi, M., Gasparini, G.P., 1994. The seasonal characteristics of the circulation in the Tyrrhenian Sea. In Seasonal and interannual variability of the Western Mediterranean Sea. Coastal and Estuarine Studies, Vol. 46, 115-134.
- Bethoux, J.P., B. Gentili, 1999. Functioning of the Mediterranean Sea: past and present changes related to freshwater input and climate changes. J. Mar. Syst., 20, 33-47.

- Bethoux, J.P., B. Gentili, D. Tailliez, 1998. Warming and freshwater budget change in the Mediterranean since 1940s, their possible relation to the greenhouse effect. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 25, No. 7, 1023-1026.
- Bethoux, J.P., B. Gentili, 1996. The Mediterranean Sea, coastal and deep-sea signatures of climatic and environmental changes. *J. Mar. Syst.*, 7, 383-394.
- Bethoux, J.P., B. Gentili, J. Raunet, D. Tailliez, 1990. Warming trend in the Western Mediterranean deep water. *Nature*, Vol. 347, 660-662.
- Bethoux, J.P., 1984. Paleo-hydrologie de la Mer Méditerranée au cours des derniers 20000 ans. *Oceanol. Acta*, 7, 43-48.
- Bethoux J.-P., 1980. Mean water fluxes across sections in the Mediterranean Sea, evaluated on the basis of water and salt budgets and of observed salinities, *Oceanol. Acta*, 3, 1, 79-88.
- Bethoux, J.P., 1979. Budgets of the Mediterranean Sea. Their dependence on the local climate and on the characteristics of the Atlantic Waters. *Oceanol. Acta*, Vol. 2, nº 2, 157-163.
- Borghini, M., H. Bryden, K. Schroeder, S. Sparnocchia, A. Vetrano, 2014. The Mediterranean is becoming saltier. *Ocean Sci.*, 10, 693-700.
- Boukthir, M., B. Bernier, 2000. Seasonal and inter-annual variations in the surface freshwater flux in the Mediterranean Sea from the ECMWF re-analysis Project. *J. Mar. Syst.*, 24, 343-354.
- Boyer, T. P., S. Levitus, J. I. Antonov, R. A. Locarnini, and H. E. Garcia (2005), Linear trends in salinity for the World Ocean, 1955–1998, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L01604, doi:10.1029/2004GL021791.
- Bozec, A., M.S. Lozier, E. P. Chassignet, G. R. Halliwell, 2011. On the variability of the Mediterranean Outflow Water in the North Atlantic from 1948 to 2006. *J. Geophys. Res.*, Vol 116, C09033, doi: 10.1029/2011JC007191.
- Bryden, H.L., T.H. Kinder, 1991. Steady 2-layer exchange through the Strait of Gibraltar. *Deep-Sea Res.*, 38S, 445-463.
- Bryden, H.L., H.M. Stommel, 1984. Limiting processes that determine basic features of the circulation in the Mediterranean Sea. *Oceanol. Acta*, 7, 289-296.
- Bunker, A.F., H. Charnock, R.A., Goldsmith, 1982. A note on the heat balance of the Mediterranean and Red Seas. *J. Mar. Res.*, 40, suppl., 73-84.

- Carpenter, W. B. y J. Gwyn Jeffreys, 1870. Report on Deep-Sea Researches carried on during the months of July, August and September 1870, in H.M. Surveying-ship "Porcupine", Proceedings of the Royal society of London, Vol. 19,123-129 145-221. Doi:10.1098/rspl.1870.0024
- Chelton, D.B., 1983. Effects of sampling errors in statistical estimation. *Deep-Sea Res., Part A*, 30, 1083-1103.
- Criado-Aldeanueva, F., F.J. Soto-Navarro, J. García-Lafuente, 2012. Seasonal and interannual variability of surface heat and freshwater fluxes in the Mediterranean Sea: budgets and Exchange through the Strait of Gibraltar. *Int. J. Climatol.*, 32, 286-302.
- Defant, A., 1961. *Physical Oceanography*. Vol. I. Editado por Pergamon Press, Oxford, 729 pp.
- Domingues, C.M., J.A. Church, N.J. White, P.J. Gleckler, S.E. Wijffels, P.M. Barker, and J. Dunn, 2008. Improved estimates of upper ocean warming and multi-decadal sea level rise. *Nature*, 453, 1090-1093, doi: 10.1038/nature0780.
- Draper, N.R., H. Smith, 1981. *Applied Regression Analysis* (2ª Ed.), New York, USA, Wiley.
- Dumont D'Urville, 1833 *Voyage de la corvette l'Astrolabe pendant les années 1826-1829. Histoire du voyage* [by J. Dumont d'Urville]
- Emmery, W.J., R.E. Thomson, 1998. *Data Analysis methods in Physical Oceanography*, 634 pp, New York, Elsevier.
- Font, J., P. Puig, J. Salat, A. Palanques, M. Emelianov, 2007. Sequence of hydrographic changes in NW Mediterranean deep water due to exceptional winter of 2005. *Sci. Mar.*, 71(2), 339-346.
- Forchhammer, G., 1865. On the composition of Sea-Water in the Different Parts of the Ocean. *Phil. Trans R. Soc. Lond.* January 1, 155: 203-262; doi:10.1098/rstl.1865.0004
- Gačić, m., v. Kovačević, b. Manca, e. Papageorgiou, p.-m. Poulain, p. Scarazzato & a. Vetrano. 1996. Thermohaline properties and circulation in the Strait of Otranto. In: *Dynamics of Mediterranean Straits and Channels*, Bull. Inst. Oceanogr., Monaco, n. spécial 17, CIESM Science Series n. 2, F. Briand (Editor), 117-145.
- García-Martínez, M. D. C.**, Vargas-Yáñez, M., Moya, F., Zunino, P., and Bautista, B.: The effects of Climate Change and rivers damming in the Mediterranean Sea during the twentieth century. 2018. *International Journal of Environmental Sciences and Natural Resources*. Vol 8 (4). DOI 10.19080/IJESNR.2018.08.555741

- Garrett, C., R. Outerbridge, K. Thompson, 1993. Interannual variability in the Mediterranean heat and buoyancy fluxes. *J. Clim.*, 6, 900-910.
- Gasparini, G.P., A. Ortona, G. Budillon, M. Astraldi, E. Sansone, 2005. The effect of the Eastern Mediterranean Transient on the hydrographic characteristics in the Strait of Sicily and in the Tyrrhenian. *Deep-Sea Res. I*, 52, 915-935.
- Gill, A.E., 1982. *Atmosphere-Ocean Dynamics*. 662 pp. Academic Press, Inc., San Diego, California.
- Gilman, C., C. Garrett, 1994. Heat flux parameterizations for the Mediterranean Sea: The role of atmospheric aerosols and constraints from the water budget. *J. Geophys. Res.*, 99, NO. C3, 5119-5134.
- Gouretski, V. and K. P. Koltermann, 2007. How much is the ocean really warming? *Geophys. Res. Lett.*, 34, L01610, doi: 10.1029/2006GL027834.
- Gregory, J. M., H. T. Banks, P. A. Stott, J.A. Lowe, and M.D. Palmer, 2004. Simulated and observed decadal variability in ocean heat content. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L15312, doi: 10.1029/2004GL020258.
- Halley, 1687. An estimate of the quantity of vapour raised out of the sea by the warmth of the sun: derived from an experiment shown before the Royal Society, at one of their late meetings. *P.T.*, 16. No. 189, 366-70
- Heburn, G. W., La Violette, P.E., 1990. Variations in the structure of the anticyclonic gyres found in the Alborán Sea. *J. Geophys. Res.* 95 (C2), 1599-1613.
- Herrmann, M., F. Sevault, J. Beuvier, S. Somot, 2010. What induced the exceptional 2005 convection event in the northwestern Mediterranean basin? Answers from a modeling study. *J. Geophys. Res.*, Vol. 115, C12051, doi: 10.1029/2010JC006162.
- Herrmann, M., C. Estournel, M. Déqué, P. Marsaleix, F. Sevault, S. Somot, 2008. Dense water formation in the Gulf of Lions shelf: Impact of atmospheric interannual variability and climate change. *Cont. Shelf Res.*, 28, 2092-2112.
- Ibañez, C., N. Prat, A. Canicio, 1996. Changes in the hydrology and sediment transport by large dams on the lower Ebro river and its estuary. *Regulated Rivers: Research and Management*, 12, 51-62.
- IPCC, 2013: "Resumen para responsables de políticas. En: Cambio Climático 2013: Bases físicas. Contribución del Grupo de trabajo I al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K.

- Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex y P.M. Midgley (eds.]. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, Estados Unidos de América.
- Ishii, M., and M. Kimoto, 2009. Reevaluation of historical ocean heat content variations with time-varying XBT and MBT bias. *J. Oceanogr.*, 65, 287-299.
- Jordá, G., Gomis, D., 2013. Reliability of the steric and mass components of the Mediterranean Sea level es estimated from hydrographic gridded products. *Geophys. Res. Lett.* 40, 3655–3660. <http://dx.doi.org/10.1002/grl.50718>.
- Josey, S. A., 2003. Changes in the heat and fresh water forcing of the eastern Mediterranean and their influence on deep water formation. *J. Geophys. Res.* Vol. 108, No. C7, 3237, doi: 10.1029/2003JC001778.
- Katz, E.J., 1972. The Levantine Intermediate water between the Strait of Sicily and the Strait of Gibraltar. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 19:507-520. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(72\)90018-6](https://doi.org/10.1016/0011-7471(72)90018-6)
- Krahmann, G., F. Schott, 1998. Longterm increases in Western Mediterranean salinities and temperatures: anthropogenic and climatic sources. *Geophys. Res. Lett.* Vol. 25, No. 22, 4209-4212.
- Kraus, E.B., J.S. Turner, 1967. A one-dimensional model of the seasonal thermocline. II. The general theory and its consequences. *Tellus*, XIX, 98-105.
- Kullenberg, B., 1953. Les échanges d'eau á travers le Detroit de Gibraltar. *B. Inf. Com. Oceanogr. Et cotes*, Paris, 298-302.
- Lacombe, H., P. Tchernia, L. Gamberoni, 1985. Variable bottom water in the Western Mediterranean basin. *Prog. Oceanogr.*, 14, 319-338.
- Lacombe, H., Gascard, J.C., Gonella, J., Bethoux, J.P., 1981. Response of the Mediterranean to the water and energy fluxes across its surface, on seasonal and interannual scales. *Oceanologica Acta*. Vol. 4, 247-255
- Lacombe, H., Tchernia, P., 1972a. Caractères hydrologiques et circulation des eaux en Méditerranée. In *The editerranean Sea*. D.J. Stanley (Ed.) Dowden Hutchinson and Ross, Strousberg, 25-36.

- Lacombe, H., Tchernia, P., 1972b. Le problem de la formation des eaux marines profondes. Déroulement du phenomema en Méditerranée nord-occidentale par hiver très froid (Janvier-Mars, 1963). *Annales de l'Institut Océanographique*, XLVIII, 1, 75-110.
- Lacombe, H., Tchernia, P., Richez, C. and Gamberoni, I., 1964. Deuxieme contribution a l'étude du détroit de Gibraltar. *Cahiers Oceanographiques*, 16 (4), 283-327. Resultats d'observations. (Id. Ibid:23-94)
- Lascaratos, A., W. Roether, K. Nittis, B. Klein, 1999. Recent changes in deep wáter formation and spreading in the Eastern Mediterranean Sea: a review. *Prog. In Oceanogr.*, 44, 5-36.
- Lascaratos, A., R.G. Williams, E. Tragou, 1993. A mixed layer study of the formation of Levantine Intermediate Water. *J. Geophys. Res.*, Vol. 98, No. C8, 14739-14749.
- Leaman, K.D., F. Schott, 1991. Hydrographic structure of the convection regime in the Gulf of Lions: Winter 1987. *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 21, 575-598.
- Lenschow, D.H., B.B. Stankov, 1986. Length scales in the convective boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 43, 1198-1209.
- Levitus, S., J.I. Antonov, T.P. Boyer, O.K. Baranova, H.E. García, R. A. Locarnini, A.V. Mishonov, J. R. Reagan, D. Seidov, E. S., Yarosh, M.M. Zweng, 2012. World ocean heat content and thermosteric sea level change, 1955-2010. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 39, L10603, doi: 10.1029/2012GL051106.
- Levitus, S., J. Antonov, T. Boyer, 2005. Warming of the world ocean, 1955-2003. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L02604, doi:10.1029/2004GL021592
- Llases J, Jordà G, Gomis D (2015) Skills of different hydrographic networks in capturing changes in the Mediterranean Sea at climate scales. *Clim Res* 63:1-18. <https://doi.org/10.3354/cr01270>
- López García, M.J., 2015. Recent warming in the Balearic Sea and Spanish Mediterranean coast. Towards an earlier and longer summer. *Atmósfera*, 28(3), 149-160.
- López-Jurado, J.L., C. González-Pola, P. Vélez-Belchí, 2005. Observation of an abrupt disruption of the long-term warming trend at the Balearic Sea, Western Mediterranean, in summer 2005. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 32, L24606, doi: 10.1029/2005GL024430.
- López-Jurado, J.L., J. García-Lafuente, N. Cano, 1995. Hydrographic conditions of the Ibiza Channel during November 1990, March 1991 and July 1992. *Oceanol. Acta*, 18(2), 235-243.



- López-Jurado, J.L., 1990. Masas de agua alrededor de las Islas Baleares. Bol. Inst. Esp. Oceanogr., 6(2), 3-20.
- Lozier, M. S., Sindlinger, L., 2009. On the source of Mediterranean Overflow water property changes. Journal of Physical Oceanography, vol. 39. Doi: 10.1175/2009JPO4109.1
- Ludwig, W., E. Dumont, M. Meybeck, S. Heussner, 2009. River discharges of water and nutrients to the Mediterranean and Black Sea: Major drivers for ecosystem changes during past and future decades. Prog. In Oceanogr., 80, 199-217.
- Lutgens, R., 1911. Die Verdunstung auf dem Meere. A.H. 39, 410 pp.
- Macdonald, A., J. Candela, H.L. Bryden, 1994. An estimate of the net heat transport through the Strait of Gibraltar. In Coastal Estuarine Studies, Vol. 46, edited by P.E. La Violette, AGU, Washington, D.C.
- Mantziafou, A. and Lascaratos, A., 2008. Deep Sea Research Part I Oceanographic Research Papers 55(11):1403-1427 DOI: 10.1016/j.dsr.2008.06.005
- Martin, J.M., J.D. Milliman, 1997. Eros 2000 (European river ocean system), the western Mediterranean: An introduction. Deep-Sea Res., 44, 521-529.
- MEDAR Group, 2002. Mediterranean and Black Sea Database of temperature, salinity and biocjhemical parameters and climatological atlas (4 CD-ROMs). Ifremer Ed., Plouzane, France (<http://www.ifremer.fr/sismer/program/medar>).
- MEDOC Group, 1970. Observation of the formation of Deep Water in the Mediterranean Sea, 1969. Nature, Vol., 227, No. 5262, 1037-1040.
- Millot, C., 2007. Interannual salinification of the Mediterranean inflow. Geophys. Res. Lett., 34, doi: 10.1029/2007GL031179.
- Millot, C., J. Candela, J.L. Fuda, Y. Tber, 2006. Large warming and salinification of the Mediterranean outflow due to changes in its composition. Deep-Sea Res. I, 53, 656-665.
- Millot, C., 1999. Circulation in the Western Mediterranean Sea. J. Mar. Syst., 20, 423-442.
- Millot, C., 1987. Circulation in the Western Mediterranean Sea. Oceanol. Acta, 10, 2, 143-149.
- Morel, A., 1971. Caracteres hydrologiques des eaux échanges entre le basin et le basin occidental de la Mediterranee. Ch. Oceanogr., XXIII année, 4, 329-343.
- Nielsen, J.N., 1912. Hydrography od the Mediterranean and adjacent waters. Report on the Danish Oceanographical expeditions 1908-1910 to the Mediterranean and adjacent seas. Vol. I, 72-191.

- Nof, D.: On man-induced variations in the circulation of the Mediterranean Sea, *Tellus*, 31, 558–564, 1979.
- Nykjaer, L., 2009. Mediterranean Sea surface warming 1985-2006. *Clim. Res.*, 39, 11-17. Doi: 10.3354/cr00794.
- Özsoy, E., Ünlüata, 1997. Oceanography of the Black Sea: a review of some recent results. *Earth-Science Reviews*, 42: 231-272.
- Painter, S.C., M.N. Tsimplis, 2003. Temperature and salinity trends in the upper waters of the Mediterranean Sea as determined from MEDATLAS data set. *Cont. Shelf Res.*, 23, 1507-1522.
- Pascual, J., J. Salat, M. Palau, 1995. Evolución de la temperatura del mar entre 1973 y 1994, cerca de la costa catalana, en *Int. Coll. Okeanos*, 23-28, Montpellier.
- Pinot, J.M., A. Ganachaud, 1999. The role of Winter intermediate waters in the spring-summer circulation of the Balearic Sea. 1. Hydrography and inverse box modeling. *J. Geophys. Res.*, 104, No. C12, 29843-29864.
- Pollak, M.I., 1951. The resources of deep water in the eastern Mediterranean Sea. *Journal of Marine Research*, 10, 128-152
- Poulain P.-M., Barbanti R., Font J., Cruzado A., Millot C., Gertman I., Griffa A., Molcard A., Rupolo V., Le Bras S., and Petit de la Villeon L., 2007. MedArgo: a drifting profiler program in the Mediterranean Sea, *Ocean Sci.*, 3: 1901-1943.
- Rhein, M., S.R. Rintoul, S. Aoki, E. Campos, D. Chambers, R.A. Feely, S. Gulev, G.C. Johnson, S.A. Josey, A. Kostianoy, C. Mauritzen, D. Roemmich, L.D. Talley and F. Wang, 2013: Observations: Ocean. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Reverdin, G., Blouch, J., Boutin, P., Niiler, J. Rolland, W., Scuba, A., Lourenço, a, Rios, A. 2007. Surface salinity measurements-COSMOS 2005 experiment in the Bay of Biscay. *J. Atmos. And Ocean. Tech.*, 24, 1643-1654
- Rixen, M., J.M. Beckers, S. Levitus, J. Antonov, T. Boyer, C. Maillard, M. Fichaut, E. Balopoulos, S. Iona, H. Dooley, M.J. Gracia, B. Manca, A. Giorgetti, G. Manzella, N. Mikhailov, N. Pinardi,

- M. Zavatarelli, 2005. The Western Mediterranean Deep Water: A proxy for climate change. *Geophys. Res. Lett.*, 32, doi: 10.1029/2005GL022702.
- Rixen, M., J.M. Beckers, J-M. Bankart, P. Brasseur, 2000. A numerically efficient data analysis method with error map generation. *Ocean Modelling*, 2 (1-2), 45-60.
- Robinson, A.R. P. Malanotte-Rizzoli, A. Hetch, A. Michelato, W. Roether, A. Theocharis, Ü. Unlüata, N. Pinardi, A. Artegiani, A. Bergamasco, J. Bishop, S. Brenner, S. Christianidis, M. Gacic, D. Georgopoulos, M. Golnaraghi, M. Hausmann, H.G. Junghaus, A. Lascaratos, M. A. Latif, W. G. Leslie, C. J. Lozano, T. Oguz, E. Özoy, E. Papageorgiou, E. Paschini, Z. Rozentroub, E. Sansone, P. Scarazzato, R. Schlitzer, G. C. Spezie, E. Tziperman, G. Zodiatis, L. Athanassiadou, M. Gerges, M. Osman, 1992. General circulation of the Eastern Mediterranean. The POEM group. *Earth-Science Reviews*, 32, 285-309.
- Roether, W., B. Klein, B. B. Manca, A. Theocharis, S. Kioroglou, 2007. Transient Eastern Mediterranean deep waters in response to massive dense-water output of the Aegean Sea in the 1990s.
- Roether, W., B.B. Manca, B. Klein, D. Bregant, D. Georgopoulos, V. Beitzel, V. Kovacevic, A. Luchetta, 1996. Recent changes in the Eastern Mediterranean Deep Waters. *Science*, Vol. 271, 333-335.
- Roether, W., R. Schlitzer, 1991. Eastern Mediterranean Deep Water renewal on the basis of chlorofluoromethans and tritium. *Dynamics of atmospheres and Oceans*, 15, 333-354.
- Rohling, E.J., H.L. Bryden, 1992. Man-induced salinity and temperature increase in Western Mediterranean Deep Water. *J. Geophys. Res.*, Vol. 97, No. C7, 11191-11198.
- Ruíz, S., D. Gomis, M.G. Sotillo, S.A. Josey, 2008. Characterization of surface heat fluxes in the Mediterranean Sea from a 44-year high-resolution atmospheric data set. *Global and Planetary Change*, 63, 258-274.
- Salat, J., M. Emelianov, P. Puig, 2009. From Bottom Water (Lacombe, 1985) to New-WMDW since 2005. Possible shifts on Open Sea Deep Convection. En *CIESM, 2009. Dynamics of Mediterranean Deep Waters*. CIESM Workshop Monographs, nº 38, [F. Briand, Ed.], 132 pp., CIESM Publisher, Monaco.
- Salat, J., 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. Sánchez, S.M. Vicente Serrano, S. Lanjeri, N. De Luis Arrillaga, J.C. González-Hidalgo

(Editores). Publicaciones de la Asociación Española de Climatología (AEC), serie A, nº 5, 284-290.

Salat, J., J. Font, 1987. Water mass structure near and offshore the Catalan coast during the winters of 1982 and 1983. *Annales Geophysicae*, 5B (1), 49-54.

Sánchez-Román, A., G. Sannino, J. García-Lafuente, A. Carrillo, F. Criado-Aldeanueva, 2009. Transport estimates at the western section of the Strait of Gibraltar: A combined experimental and numerical modelling study. *J. Geophys. Res.*, Vol. 114, C06002, doi: 10.1029/2008JC005023.

Sankey, T., 1973. The formation of deep water in the Northwestern Mediterranean. *Progress in Oceanography*, Vol 6, 159-188

Schott G., Die Gewasswe des Mittelmeers. *Annal. Der Hydrographie und maritime Meteorologie. Deutsche Seewarte*, 43, 1-18, 63-79, 1915

Schroeder, K., J. Chiggiato, H.L. Bryden, M. Borghini, S.B. Ismail, 2016. Abrupt climate shift in the Western Mediterranean Sea. *Scientific Reports*, 6: 23009, doi:10.1038/srep23009.

Schroeder, K., C. Millot, L. Bengara, S. Ben Ismail, M. Bensi, M. Borghini, G. Budillon, V. Cardin, L. Coppola, C. Curtil, A. Drago, B. El Moumni, J. Font, J. L. Fuda, J. García-Lafuente, G. P. Gasparini, H. Kontoyiannis, D. Lefevre, P. Puig, P. Raimbault, G. Rougier, J. Salat, C. Sammari, J. C. Sanchez-Garrido, A. Sanchez-Roman, S. Sparnocchia, C. Tamburini, I. Taupier-Letage, A. Theocharis, M. Vargas-Yañez, and A. Vetrano. 2013. Long-term monitoring programme of the hydrological variability in the Mediterranean Sea: a first overview of the HYDROCHANGESnetwork. *Ocean Sci.*, 9, 301-324. doi:10.5194/os-9-301-2013

Schroeder, K., S.A. Josey, M. Hermann, L. Grignon, G.P. Gasparini, H.L. Bryden, 2010. Abrupt warming and salting of the Western Mediterranean Deep Water after 2005: Atmospheric forcing and lateral advection. *J. Geophys. Res.*, 115, C08029. Doi: 10.1029/2009JC005749.

Schroeder, K., G.P. Gasparini, M. Tangherlini, M. Astraldi, 2006. Deep and Intermediate water in the western Mediterranean under the influence of the Eastern Mediterranean Transient. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L21607. Doi: 10.1029/2006GL027121.

Skliris, N., S. S. Sofianos, A. Gkanasos, A. Mantziafou, V. Versatis, P. Axaopoulos, A. Lascaratos, 2012. Decadal scale variability of sea surface temperatura in the Mediterranean Sea in relation to atmospheric variability. *Ocean Dynamics*, doi: 10.1007/s10236-011-0493-5.

- Skliris, N., S. Sofianos, A. Lascaratos, 2007. Hydrological changes in the Mediterranean Sea in relation to changes in the freshwater budget: A numerical modelling study. *J. Mar. Syst.* 65, 400-416.
- Skliris, N., A. Lascaratos, 2004. Impacts of the Nile River damming on the thermohaline circulation and water mass characteristics of the Mediterranean Sea. *J. Mar. Syst.*, 52,121-143.
- Smith, R.O., H.L. Bryden, K. Stansfield, 2008. Observations of new western Mediterranean deep water formation using Argo floats 2004-2006. *Ocean Sci.*, 4, 133-149.
- Sparnocchia, S., G.P. Gasparini, M. Astraldi, M. Borghini, P. Pistek, 1999. Dynamics and mixing of the Eastern Mediterranean outflow in the Tyrrhenian basin. *J. Mar. Syst.* 20, 301-317.
- Sparnocchia, S., G.M.R. Manzella, P.E. La Violette, 1994. The interannual and seasonal variability of the MAW and LIW core properties in the Western Mediterranean Sea. En *Seasonal and Interannual variability of the Western Mediterranean. Coastal and Estuarine Studies*. P.E. La Violette (Editor), American Geophysical Union, Washington.
- Stommel, H., 1972. Deep winter-time convection in the Western Mediterranean Sea. In *Studies in Physical Oceanography, a tribute to G. Wüst on his 80<sup>th</sup> birthday*, 207-210, Vol. 2. Gordon and Breach Science, New York.
- Struglia, M.V., A. Mariotti, A. Filograsso, 2004. River discharge into the Mediterranean Sea: Climatology and aspects of the observed variability. *J. Clim.*, 17, 4740-4751.
- Supic, N., B. Grbec, I. Vilibic, I. Ivancic, 2004. Long term changes in hydrological conditions in northern Adriatic and its relationship to hydrological and atmospheric processes. *Annale Geophysicae*, 22, 733-745.
- Sverdrup, H.U., M.W. Johnson and R.H. Fleming, 1942. *The Oceans, Their Physics, Chemistry, and General Biology*. Prentice Hall, New York, 1087 pp.
- Theocharis, A., A. Lascaratos, A. Sofianos, 2002. Variability of sea water properties in the Ionian, Cretan and Levantine seas during the last century. In *CIESM, 2001. Tracking long-term hydrological change in the Mediterranean Sea*. CIESM Workshop Series, nº 16, Monaco. 71-74.
- Tixeront, J., 1970. Le bilan hydrologique de la Mer Noire et de la Mer Méditerranée. *Cah. Océanogr.*, 22, 227-237.
- Tsimplis, M.N., T.F. Baker, 2000. Sea level drop in the Mediterranean Sea: An indicator of deep water salinity and temperature changes? *Geophys. Res. Lett.* Vol. 27, No. 12, 1731-1734.

- Vargas-Yáñez, M., **García-Martínez, M.C.**, Moya, F., Balbín, R., López-Jurado, J.L., Serra, M., Zunino, P., Pascual, J., Salat, J. Updating temperature and salinity climatologies and trends in the Western Mediterranean: RADMED project. 2017. Progress in Oceanography 157, 27-46 <http://dx.doi.org/10.1016/j.pocean.2017.09.004>
- Vargas-Yáñez, M., P. Zunino, K. Schroeder, J.L. López-Jurado, F. Plaza, M. Serra, C. Castro, **M.C. García-Martínez**, F. Moya, J. Salat, 2012a. Extreme Western Intermediate Water formation in Winter 2012. J. Mar. Syst. 105-108, 52-59.
- Vargas-Yáñez, M., E. Mallard, M. Rixen, P. Zunino, **M.C. García-Martínez**, F. Moya, 2012b. The effect of interpolation methods in temperature and salinity trends in the Western Mediterranean. Medit. Mar. Sci., 13/1, 118-125.
- Vargas-Yáñez, M., P. Zunino, A. Benali, M. Delpy, F. Pastre, F. Moya, **M. C. García-Martínez**, E. Tel, 2010a. How much is the Western Mediterranean really warming and salting?. J. Geophys. Res., 115, C04001, doi: 10.1029/2009JC005816.
- Vargas-Yáñez, M., F. Moya, **M.C. García-Martínez**, E. Tel, P. Zunino, F. Plaza, J. Salat, J. Pascual, J.L. López-Jurado, M. Serra, 2010b. Climate change in the Western Mediterranean Sea 1900-2008, J. Mar. Syst., 82, 171-176.
- Vargas-Yáñez, M., F. Moya, E. Tel, **M.C. García-Martínez**, E. Guerber, M. Bourgeon, 2009. Warming and salting in the Western Mediterranean during the second half of the 20th century: Inconsistencies, unknowns and the effect of data processing. Sci. Mar. 73(1), doi: 10.3989/scimar.2009.73n1007.
- Vargas-Yáñez, M., Salat, J., Fernández de Puellas, M.L., López-Jurado, J.L., Pascual, J., Ramírez, T., Cortés, D., Franco, I. 2005. Trends and variability in the northern continental shelf of the western Mediterranean. J. Geophys. Res., 110, C11019, doi:10.1029/2004JC002799
- Vargas-Yáñez, M., Plaza, F., García-Lafuente, J., Sarhan, T., Vargas, J.M., Vélez-Belchi, P., 2002. About the seasonal variability of the Alboran Sea circulation. J. Mar. Syst., 35, 229-248.
- Voorhis, A.D., Webb, D.C., 1970. Large vertical currents observed in a winter sinking region of the northwestern Mediterranean. Cahiers Oceanographiques, XXII, 6, 571-580.
- Wadie, W.F., 1984. The effect of the regulation of the Nile river discharge on the oceanographic conditions of the southeastern part of the Mediterranean Sea. Acta Adriat., 25, 29-43.
- Whitehead, J.A., A. Leetmaa, R.A. Knox, 1974. Rotating hydraulics of strait and still flows. Geophys. Fluid Dyn., 6, 101-125.
- Wolf, J and Luksch, J., 1881. J. Mitt. Geb. Seevensens, 8 and 9, 1-79

Wüst G., 1961. On the vertical circulation of the Mediterranean Sea. *Journal of Geophysical Research*, 66, 3261-3271

Zar, J.H., 1984. *Biostatistical analysis* (2ª Ed.). New Jersey, USA, Prentice-Hall.

Zunino, P., K. Schroeder, M. Vargas-Yáñez, G.P. Gasparini, L. Coppola, **M.C. García-Martínez**, F. Moya, 2012. Effects of the Western Mediterranean Transition on the resident water masses: Pure warming, pure freshening and pure heaving. *J. Mar. Syst.*, doi: 10.1016/j.jmarsys.2012.01.011.







## ÍNDICE DE FIGURAS

### Introducción y objetivos

1. Vista del Mediterráneo desde satélite (imagen tomada de Google Earth).....4
2. Cuencas Occidental y Oriental del Mediterráneo.....8
3. Mediterráneo Occidental.....9
4. Mediterráneo Oriental.....11

### Capítulo 1. Una revisión histórica de los estudios oceanográficos en el Mediterráneo

- 1.1. Modelos de balance de Nielsen (1912) y Sverdrup (1942). Todos los valores en  $\text{km}^3/\text{año}$ .  $V_a$ ,  $V_m$  y  $V_N$  son los volúmenes de agua atlántica, mediterránea y del mar Negro.....21
- 1.2. Propuesta de circulación de Nielsen (1912) en el Mediterráneo Occidental.....23
- 1.3. Propuesta de circulación de Nielsen (1912) en el Mediterráneo Oriental. ....24
- 1.4. Esquema de circulación y valores de Temperatura y Salinidad en aguas intermedias y profundas del Mediterráneo Oriental (Nielsen, 1912). ....25
- 1.5. Esquema de circulación y valores de Temperatura y Salinidad en aguas intermedias, del Mediterráneo Oriental (Nielsen, 1912).....27
- 1.6. Esquema de circulación y valores de Temperatura y Salinidad en aguas intermedias del Mediterráneo Occidental (Nielsen, 1912).....28
- 1.7. Modelo de Wüst (1961): distribución de Temperatura y Salinidad a lo largo de una sección vertical desde el extremo Oriental al Occidental del Mediterráneo.....30
- 1.8. Esquema de circulación en el Mediterráneo (Lacombe y Tchernia, 1972).....32
- 1.9. Esquema de circulación del Agua Levantina Intermedia (ALI) propuesto por Lacombe y Tchernia (1972).....34
- 1.10. Valores de Precipitación (P), Evaporación (E), Aportes de ríos (R) y aporte del Mar Negro ( $V_{MN}$ ) propuestos por Tixeront (1970).....36
- 1.11. Valores de Precipitación (P), Evaporación (E), Aportes de ríos (R) y aporte del Mar Negro ( $V_{MN}$ ) propuestos por Lacombe y Tchernia (1972).....37
- 1.12. Proceso de plataforma virtual descrito por Lacombe y Tchernia, 1972.....39
- 1.13. Zona de circulación ciclónica (C) donde se produce la formación de aguas profundas.....40
- 1.14. Esquema de la circulación y masas de agua en el Mediterráneo Oriental.....42

1.15	Rangos de variación de aportes de los ríos en las cuencas occidental y oriental (Km <sup>3</sup> /año).....	47
1.16	Rangos de variación de aportes de Evaporación anual media (E) y Precipitación anual media (P) en las cuencas occidental y oriental (Km <sup>3</sup> /año).....	49
1.17	Flujos netos de calor (Q) intercambiados en las cuencas Occidental y Oriental del Mar Mediterráneo según literatura.....	54

### **Capítulo 3. Análisis de los cambios en las propiedades físicas del Mediterráneo durante el siglo XX: Series temporales**

3.1	Áreas geográficas seleccionadas para la obtención de series temporales.....	78
3.2	Datos de temperatura recopilados en la cuenca argelina.....	79
3.3	Serie estacional de temperatura de la cuenca argelina (1992-2000).....	80
3.4	Número de datos por año de temperatura en el Golfo de León a distintos niveles de presión.....	82
3.5	Número de datos por año de temperatura en la Cuenca Argelina a distintos niveles de presión.....	82
3.6	Número de datos por año de temperatura en el Mar Jónico a distintos niveles de presión.....	83
3.7	Número de datos por año de temperatura en la Cuenca Levantina a distintos niveles de presión.....	83
3.8	Número de datos por año de salinidad en el Golfo de León a distintos niveles de presión.....	84
3.9	Número de datos por año de salinidad en la Cuenca Argelina a distintos niveles de presión.....	84
3.10	Número de datos de salinidad por año en el Mar Jónico a distintos niveles de presión.....	85
3.11	Número de datos de salinidad por año en la Cuenca Levantina a distintos niveles de presión.....	85
3.12	Perfiles climatológicos estacionales de temperatura y salinidad en el Mar de Alborán y Mar Jónico. El color azul corresponde al invierno, el verde a la primavera, el rojo al verano y el marrón al otoño.....	87
3.13	A) Serie de temperatura superficial en la Cuenca Argelina. B) Serie rellenada con medias representativas: R C) Serie rellenada con valores climatológicos y D) promedios anuales a partir de series rellenadas con valores climatológicos.....	88

3.14	A) Serie de temperatura superficial en la Cuenca Argelina. B) Serie obtenida a partir de A eliminando los años de los que no se disponga de 4 datos y C) Serie obtenida a partir de A promediando los datos disponibles, sin aplicar filtros (SF).....	90
3.15	Esquema de interpolación temporal y espacial siguiendo el método de Rixen et al. (2005).....	97
3.16	Esquema de las distintas metodologías empleadas para la obtención de series temporales de temperatura y salinidad.....	98
3.17	Esquema de cálculo de salinidad media en la cuenca oriental por diferentes métodos: A) Anomalías Cero y B) Anomalías Representativas.....	100
3.18	Esquema de la metodología empleada para la obtención por distintos métodos de series temporales.....	101
3.19	Funciones de autocorrelación para las series anuales de temperatura en el nivel de 50db en el mar de Alborán, mar Tirreno, mar Jónico y cuenca Levantina.....	109
3.20	Evolución de la temperatura de las series temporales calculadas incluyendo datos de batitermógrafos, en el Mediterráneo Occidental, para las capas 0-150 dbar, 150-600 dbar y 600 dbar-fondo.....	111
3.21	Evolución de la salinidad de las series temporales calculadas incluyendo datos de batitermógrafos, en el Mediterráneo Occidental, para las capas 0-150 dbar, 150-600 dbar y 600 dbar-fondo.....	112
3.22	Evolución de la temperatura de las series temporales calculadas sin incluir datos de batitermógrafos, en el Mediterráneo Occidental, para las capas 0-150 dbar, 150-600 dbar y 600 dbar-fondo.....	113
3.23	Evolución de la salinidad de las series temporales calculadas sin incluir datos de batitermógrafos, en el Mediterráneo Occidental, para las capas 0-150 dbar, 150-600 dbar y 600 dbar-fondo.....	114
3.24	Evolución de la temperatura de las series temporales calculadas incluyendo datos de batitermógrafos, en el Mediterráneo Oriental, para las capas 0-150 dbar, 150-600 dbar y 600 dbar-fondo. ....	115
3.25	Evolución de la salinidad de las series temporales calculadas incluyendo datos de batitermógrafos, en el Mediterráneo Oriental, para las capas 0-150 dbar, 150-600 dbar y 600 dbar-fondo. ....	116
3.26	Evolución de la temperatura de las series temporales calculadas sin incluir datos de batitermógrafos, en el Mediterráneo Oriental, para las capas 0-150 dbar, 150-600 dbar y 600 dbar-fondo.....	117

3.27	Evolución de la salinidad de las series temporales calculadas sin incluir datos de batitermógrafos, en el Mediterráneo Oriental, para las capas 0-150 dbar, 150-600 dbar y 600 dbar-fondo. ....	118
3.28	Evolución de la temperatura de las series temporales calculadas incluyendo datos de batitermógrafos, en todo el Mediterráneo, para las capas 0-150 dbar, 150-600 dbar y 600 dbar-fondo. ....	119
3.29	Evolución de la salinidad de las series temporales calculadas incluyendo datos de batitermógrafos, en todo el Mediterráneo, para las capas 0-150 dbar, 150-600 dbar y 600 dbar-fondo.....	120
3.30	Evolución de la temperatura de las series temporales calculadas sin incluir datos de batitermógrafos, en todo el Mediterráneo, para las capas 0-150 dbar, 150-600 dbar y 600 dbar-fondo. ....	121
3.31	Evolución de la salinidad de las series temporales calculadas sin incluir datos de batitermógrafos, en todo el Mediterráneo, para las capas 0-150 dbar, 150-600 dbar y 600 dbar-fondo.....	122

#### **Capítulo 4. Un modelo de cajas para explicar algunos de los cambios observados**

4.1	Perfiles climatológicos y promedios anuales de temperatura y salinidad de las cuencas occidental y oriental. Se incluye localización, temperatura y salinidad de la interfaz atlántico-mediterránea en ambas cuencas.....	139
4.2	Series temporales de temperatura para las aguas atlánticas, mediterráneas y para toda la columna de agua en el Mediterráneo Occidental, incluyendo los datos de batitermógrafos.....	141
4.3	. Series temporales de salinidad para las aguas atlánticas, mediterráneas y para toda la columna de agua en el Mediterráneo Occidental, incluyendo los datos de batitermógrafos.....	142
4.4	Series temporales de temperatura para las aguas atlánticas, y para toda la columna de agua en el Mediterráneo Occidental, sin incluir los datos de batitermógrafos.....	143
4.5	Series temporales de salinidad para las aguas atlánticas, mediterráneas y para toda la columna de agua en el Mediterráneo Occidental, sin incluir los datos de batitermógrafos.....	144
4.6	Series temporales de temperatura para las aguas atlánticas, mediterráneas y para toda la columna de agua en el Mediterráneo Oriental, incluyendo los datos de batitermógrafos.....	145
4.7	Series temporales de salinidad para las aguas atlánticas, mediterráneas y para toda la columna de agua en el Mediterráneo Oriental, incluyendo los datos de batitermógrafos.....	146

4.8	Series temporales de temperatura para las aguas atlánticas, mediterráneas y para toda la columna de agua en el Mediterráneo Oriental, sin incluir los datos de batitermógrafos.....	147
4.9	Series temporales de salinidad para las aguas atlánticas, mediterráneas y para toda la columna de agua en el Mediterráneo Oriental, sin incluir los datos de batitermógrafos.....	148
4.10	Series temporales de temperatura para las aguas atlánticas, mediterráneas y para toda la columna de agua en el Mediterráneo en su conjunto, incluyendo los datos de batitermógrafos.....	149
4.11	Series temporales de salinidad para las aguas atlánticas, mediterráneas y para toda la columna de agua en el Mediterráneo en su conjunto, incluyendo los datos de batitermógrafos.....	150
4.12	Series temporales de temperatura para las aguas atlánticas, mediterráneas y para toda la columna de agua en el Mediterráneo en su conjunto, sin incluir los datos de batitermógrafos.....	151
4.13	Series temporales de salinidad para las aguas atlánticas, mediterráneas y para toda la columna de agua en el Mediterráneo en su conjunto, sin incluir los datos de batitermógrafos.....	152
4.14	Calor absorbido por las aguas Atlántica, Mediterránea y por toda la columna de agua en el Mediterráneo Occidental, incluyendo los datos de batitermógrafos.....	157
4.15	Calor absorbido por las aguas Atlántica, Mediterránea y por toda la columna de agua en el Mediterráneo Oriental, incluyendo los datos de batitermógrafos.....	158
4.16	Calor absorbido por las aguas Atlántica, Mediterránea y por toda la columna de agua en todo el Mediterráneo, incluyendo los datos de batitermógrafos.....	159
4.17	Calor absorbido por las aguas Atlántica, Mediterránea y por toda la columna de agua en el Mediterráneo Occidental, sin incluir los datos de batitermógrafos.....	160
4.18	Calor absorbido por las aguas Atlántica, Mediterránea y por toda la columna de agua en el Mediterráneo Oriental, sin incluir los datos de batitermógrafos.....	161
4.19	. Calor absorbido por las aguas Atlántica, Mediterránea y por toda la columna de agua en todo el Mediterráneo, sin incluir los datos de batitermógrafos.....	162
4.20	Esquema de transporte de masa en el Mediterráneo.....	167
4.21	Evolución de la envolvente formada por los límites superior e inferior de temperatura y de los valores medios entre ambas, en las capas Atlántica, Mediterránea y en toda la columna de agua, incluyendo los datos de batitermógrafos.....	169
4.22	Evolución de la envolvente formada por los límites superior e inferior de salinidad y de los valores medios entre ambos, en las capas Atlántica, Mediterránea y en toda la columna de agua, incluyendo los datos de batitermógrafos.....	170
4.23	Evolución de la envolvente formada por los límites superior e inferior de calor absorbido y de los valores medios entre ambos, en las capas Atlántica, Mediterránea y en toda la columna de agua, incluyendo los datos de batitermógrafos.....	172
4.24	Esquema de transporte de masa en el Mediterráneo. Léase el texto para detalles de ecuaciones.....	175

4.25	Resultados del modelo: a) evolución de la salinidad (línea roja) y temperatura (línea azul), b) ampliación de los 300 primeros años tras el aumento impuesto de evaporación neta a los 1000 años de inicializar el modelo, c) evolución de flujos de calor (líneas rojas) y transporte de volumen (líneas azules) mediterráneos y atlánticos y d) flujo neto de calor (línea roja) y transporte neto de volumen (línea azul).....	180
4.26	a) Resultados del modelo tras imponer a los 1000 años, un aumento del 3,5% en la evaporación y un descenso de 0,4 W/m <sup>2</sup> en el flujo neto de calor desde el Mediterráneo a la atmósfera, b) ampliación de los primeros 300 años tras imponer los cambios.....	186
4.27	Resultados del modelo tras imponer los valores más altos de tendencias para la salinidad del AA entrante a través de Gibraltar, a los 1000 años de iniciar la simulación. b) ampliación de los primeros 300 años tras imponer los cambios, c) evolución de flujos de calor y transporte de volumen mediterráneos y atlánticos y d) evolución del flujo neto de calor y transporte neto de volumen.....	188

## **Capítulo 5. Extensión de las series temporales durante el siglo XXI: Proyecto RADMED**

5.1	Mapa de las radiales y estaciones muestreadas sistemáticamente en las campañas RADMED.....	195
5.2	Evolución temporal de la temperatura en las tres capas de agua consideradas, incluyendo los datos de batitermógrafos. Extensión de la serie MEDAR/MEDATLAS con los datos de RADMED.....	198
5.3	Evolución temporal de la temperatura en las tres capas de agua consideradas, sin incluir los datos de batitermógrafos. Extensión de la serie MEDAR/MEDATLAS con los datos de RADMED.....	199
5.4	Evolución temporal de la salinidad en las tres capas de agua consideradas, incluyendo los datos de batitermógrafos. Extensión de la serie MEDAR/MEDATLAS con los datos de RADMED.....	200
5.5	Evolución temporal de la salinidad en las tres capas de agua consideradas, sin incluir los datos de batitermógrafos. Extensión de la serie MEDAR/MEDATLAS con los datos de RADMED.....	201
5.6	Evolución temporal del calor absorbido en las tres capas de agua consideradas, incluyendo los datos de batitermógrafos. Extensión de la serie MEDAR/MEDATLAS con los datos de RADMED.....	202
5.7	Evolución temporal del calor absorbido en las tres capas de agua consideradas, sin incluir los datos de batitermógrafos. Extensión de la serie MEDAR/MEDATLAS con los datos de RADMED.....	203

5.8	Evolución temporal de la temperatura en las en las capas Atlántica, Mediterránea y en toda la columna de agua, incluyendo los datos de batitermógrafos. Extensión de la serie MEDAR/MEDATLAS con los datos de RADMED.....	207
5.9	Evolución temporal de la temperatura en las en las capas Atlántica, Mediterránea y en toda la columna de agua, sin incluir los datos de batitermógrafos. Extensión de la serie MEDAR/MEDATLAS con los datos de RADMED.....	208
5.10	Evolución temporal de la salinidad en las en las capas Atlántica, Mediterránea y en toda la columna de agua, incluyendo los datos de batitermógrafos. Extensión de la serie MEDAR/MEDATLAS con los datos de RADMED.....	209
5.11	Evolución temporal de la salinidad en las en las capas Atlántica, Mediterránea y en toda la columna de agua, sin incluir los datos de batitermógrafos. Extensión de la serie MEDAR/MEDATLAS con los datos de RADMED.....	210
5.12	Evolución temporal del calor absorbido en las en las capas Atlántica, Mediterránea y en toda la columna de agua, incluyendo los datos de batitermógrafos. Extensión de la serie MEDAR/MEDATLAS con los datos de RADMED.....	211
5.13	Evolución temporal del calor absorbido en las en las capas Atlántica, Mediterránea y en toda la columna de agua, sin incluir los datos de batitermógrafos. Extensión de la serie MEDAR/MEDATLAS con los datos de RADMED.....	212
5.14	Evolución temporal de la densidad potencial en las en las capas Atlántica, Mediterránea, incluyendo los datos de batitermógrafos. Extensión de la serie MEDAR/MEDATLAS con los datos de RADMED.....	215
5.15	Evolución temporal de la densidad potencial en las en las capas Atlántica, Mediterránea, sin incluir los datos de batitermógrafos. Extensión de la serie MEDAR/MEDATLAS con los datos de RADMED.....	216
5.16	Diagramas TS de la estación CP4 (Radial de Cabo Palos). En la parte inferior de la figura, detalle se observa la señal de la nueva APMOC.....	221
5.17	Diagramas TS de la Estación Profunda de Cabrera (EPC). En la parte inferior de la figura, detalle se observa la señal de la nueva APMOC.....	222
5.18	Diagramas TS de la estación MH4, al noreste de la isla de Menorca. Abajo una ampliación del diagrama donde se observa la señal de la nueva APMOC.....	223



## ÍNDICE DE TABLAS

### Capítulo 1. Una revisión histórica de los estudios oceanográficos en el Mediterráneo

- 1.1 Temperatura y salinidad de aguas profundas (Sverdrup, 1942).....30

### Capítulo 3. Análisis de los cambios en las propiedades físicas del Mediterráneo durante el siglo XX: Series temporales

- 3.1 Frecuencia de valores estacionales para la temperatura superficial (°C) en algunas zonas del Mediterráneo Occidental: Mar de Alborán, Cuenca Argelina, Mar Ligur y Mar Tirreno.....92
- 3.2 Frecuencia de valores estacionales de temperatura superficial (°C) en dos zonas del Mediterráneo Oriental: Cuenca Levantina y Mar Adriático.....93
- 3.3 Tendencias (b) e intervalos de confianza (IC) de temperatura y salinidad para las tres capas en el Mediterráneo Occidental.....124
- 3.4 Tendencias (b) e intervalos de confianza (IC) de densidad potencial para las tres capas en el Mediterráneo Occidental.....124
- 3.5 Tendencias (b) e intervalos de confianza (IC) de temperatura y salinidad para las tres capas en el Mediterráneo Oriental.....126
- 3.6 Tendencias (b) e intervalos de confianza (IC) de densidad potencial para las tres capas en el Mediterráneo Oriental.....126
- 3.7 . Tendencias (b) e intervalos de confianza (IC) de temperatura y salinidad para las tres capas en todo el Mediterráneo.....127
- 3.8 Tendencias (b) e intervalos de confianza (IC) de calor absorbido para las tres capas en el Mediterráneo Occidental.....128
- 3.9 Tendencias (b) e intervalos de confianza (IC) de calor absorbido para las tres capas en el Mediterráneo Oriental.....128
- 3.10 Tendencias (b) e intervalos de confianza (IC) de calor absorbido para las tres capas en todo el Mediterráneo.....129

### Capítulo 4. Un modelo de cajas para explicar algunos de los cambios observados

- 4.1 Tendencias (b) e intervalos de confianza (IC) de temperatura y salinidad para aguas atlánticas, mediterráneas y para toda la columna de agua en el Mediterráneo Occidental.....153

4.2	Tendencias (b) e intervalos de confianza (IC) de temperatura y salinidad para aguas atlánticas, mediterráneas y para toda la columna de agua en el Mediterráneo Oriental.....	154
4.3	Tendencias (b) e intervalos de confianza (IC) de temperatura y salinidad para aguas atlánticas, mediterráneas y para toda la columna de agua en todo el Mediterráneo.....	155
4.4	Tendencias de calor absorbido en el Mediterráneo Occidental.....	163
4.5	Tendencias de calor absorbido en el Mediterráneo Oriental.....	164
4.6	Tendencias de calor absorbido en todo el Mediterráneo.....	165
4.7	Tendencias de temperatura y salinidad calculadas a partir de la envolvente formada por los límites superior e inferior de temperatura y de los valores medios entre ellas, en el Mediterráneo, incluyendo datos de batitermógrafos.....	171
4.8	Tendencias de temperatura y salinidad calculadas a partir de la envolvente formada por los límites superior e inferior de temperatura y de los valores medios entre ambos, en el Mediterráneo, sin incluir los datos de batitermógrafos.....	171
4.9	Tendencias de temperatura y salinidad calculadas a partir de la envolvente formada por los límites superior e inferior de calor absorbido y de los valores medios entre ambos, en el Mediterráneo, incluyendo los datos de batitermógrafos.....	173
4.10	Valores de evaporación (E), precipitación (P), aportes fluviales (R), flujo neto de agua procedente del Mar Negro (M.N.) y evaporación neta ( $E_{\text{Neta}} = E - P - R - MN$ ) según varios autores (todos en $\text{km}^3/\text{año}$ ).....	183
4.11	Estimación de la variación de las descargas fluviales por el represamiento del Nilo y del Ebro según diversos autores (en $\text{km}^3/\text{año}$ ).....	184

## Capítulo 5. Extensión de las series temporales durante el siglo XXI: Proyecto RADMED

5.1	Tendencias (b) e intervalos de confianza (IC) para la temperatura y salinidad en la zona RADMED, para todo el periodo de estudio.....	204
5.2	Tendencias (b) e intervalos de confianza (IC) para el calor absorbido en la zona RADMED, para todo el periodo de estudio.....	205
5.3	Tendencias (b) e intervalos de confianza (IC) para la densidad potencial en la zona RADMED, para todo el periodo de estudio.....	206
5.4	Tendencias (T) e intervalo de confianza (IC) para la temperatura y la salinidad de las capas Atlántica y Mediterránea y para toda la columna de agua, en la zona RADMED, para todo el periodo de estudio.....	213
5.5	Tendencias (T) e intervalo de confianza (IC) para el calor absorbido por las capas Atlántica y Mediterránea y por toda la columna de agua, en la zona RADMED, para todo el periodo de estudio.....	214
5.6	Tendencias (T) e intervalo de confianza (IC) para la densidad de las capas Atlántica y Mediterránea, en la zona RADMED, para todo el periodo de estudio.....	217



# ANEXO 1



# The Effects of Climate Change and Rivers Damming in the Mediterranean Sea during the Twentieth Century



MC Garcia Martinez<sup>1,3\*</sup>, M Vargas Yanez<sup>1</sup>, F Moya<sup>1</sup>, P Zunino<sup>2</sup> and B Bautista<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Instituto Español de Oceanografía, Centro Oceanográfico de Málaga, Spain

<sup>2</sup>Univ Brest, Laboratoire d'Océanographie Physique et Spatiale (LOPS), France

<sup>3</sup>Universidad de Málaga Departamento de Ecología, Facultad de Ciencias, Spain

Submission: January 02, 2018; Published: February 02, 2018

\*Corresponding author: MC Garcia Martinez, Instituto Espanol de Oceanografía, Centro Oceanográfico de Málaga Puerto pesquero de Fuengirola 29640, Fuengirola (Malaga), Spain, Email: mcarmen.garcia@ma.ieo.es

## Abstract

The Mediterranean Sea transforms Atlantic Waters inflowing through the Strait of Gibraltar into saltier, cooler and denser Mediterranean Waters that outflow into the Atlantic Ocean. A theoretical steady state functioning of the Mediterranean Sea would be the result of the balance between the net heat and volume transports through the Strait of Gibraltar and the heat loss to the atmosphere through the sea surface and the net evaporation. The salt transport for the inflow and outflow should be balanced. Changes in the heat content, temperature and salinity of the Mediterranean waters reveal that the present Mediterranean functioning is out of this equilibrium state. A new analysis for MEDAR data shows that the temperature and salinity averaged for the Mediterranean Waters in the whole basin increased at rates of 0.1 °C/100 yr and 0.02 psu/100 yr during the twentieth century. This temperature trend is equivalent to 0.14 W/m<sup>2</sup> heat absorption.

The analysis of RADMED monitoring program in the Spanish Mediterranean and the EN4 data set from the Met Office Hadley Center show that this warming and salting would have increased during the beginning of the twenty first century at the Western and Eastern Mediterranean (0.2 °C/100 yr, 0.09 psu/100 yr), maybe linked to the Western and Eastern Mediterranean Transients. Results from a simple box model using heat, volume and salt conservation laws indicate that the observed changes during the twentieth century cannot be attributed only to an increase of the net evaporation, nor to a salinity increase of the Atlantic Waters flowing through the Strait of Gibraltar as previous hypotheses suggested. A 3.5% increase in the net evaporation combined with a 0.4W/m<sup>2</sup> reduction of the heat losses to the atmosphere could explain the observed changes.

## Introduction

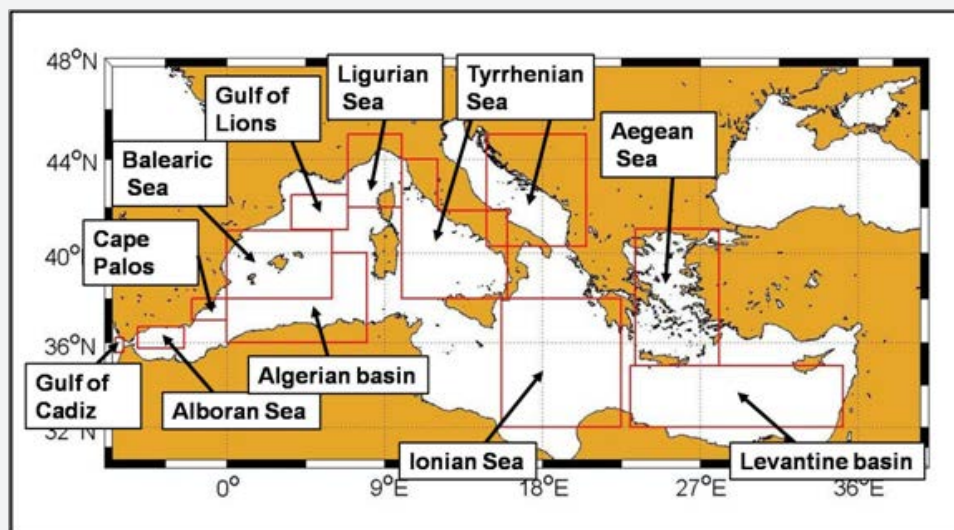


Figure 1: Mediterranean Sea. Temperature and salinity data have been obtained from MEDAR data base in seven boxes in the Western Mediterranean and four boxes in the Eastern Mediterranean. Temperature and salinity data from a box in the Gulf of Cadiz are used for the characterization of Atlantic Waters flowing into the Mediterranean Sea.

Because of its reduced dimensions, if compared with the world oceans, and because of its own thermohaline circulation, the Mediterranean Sea has been considered as a natural laboratory for climate change studies [1]. Since the mid 1980s, many works have reported changes in the temperature and salinity of its water masses [2]. These changes have been clearly observed in the deep layers of both the Western and Eastern basins (WMED, EMED, Figure 1) which have increased their temperature and salinity along the second half of the twentieth century [1,3-7]. The origin of the observed trends could be linked to the global warming process [5]. Nevertheless, the Mediterranean Sea is also influenced by other anthropogenic stressors which can also alter the thermohaline properties of the Mediterranean waters, enhancing or masking the effects of climate change.

A clear example of such alterations occurred during the mid twentieth century with the damming of some of the main rivers draining into the Eastern (Nilo) and Western (Ebro) Mediterranean. The consequence of the river damming would have been an increase in the freshwater deficit of the Mediterranean Sea. During the 1990s and beginning of the twenty first century several hypotheses were proposed to explain the deep water warming and salting. The first one considers that these changes are caused by the global warming and the consequent reduction in the heat losses from the Mediterranean to the atmosphere [5]. Another hypothesis considers that the deep water warming is the result of the damming of the river Nilo and of those rivers draining into the Black Sea during the 1950s and 1960s. The result of this reduction in the fresh water inputs to the Mediterranean Sea would be an increase of the surface salinity. As surface waters in the Eastern Mediterranean take part in Levantine Intermediate Water (LIW) formation, this water mass would have also increased its salinity.

Saltier waters would reach the deep water density with a temperature higher than the one previous to the damming of these rivers [7]. According to Krahnmann and Schott [6], the warming of the Western Mediterranean Deep Waters (WMDW) has been caused by the increase of the salinity of surface waters, but the origin of such a salinity increase would be the damming of river Ebro in the Western Mediterranean and a rainfall reduction associated to a positive phase of the NAO index from mid 1960s to mid 1990s. Finally, Millot [8] also considers that the factor that triggers the warming of the deep waters in the

Western Mediterranean is the surface layer salinity increase. Nevertheless, Millot [8] hypothesizes that the cause for the Mediterranean surface salting is the increment of the salinity of the Atlantic Water (AW) flowing into the Mediterranean Sea through the Strait of Gibraltar. Discerning the accuracy of the different hypotheses is a difficult task. Many works appeared since the mid 1980s deal with the changes observed in the properties of the Mediterranean water masses.

Nevertheless the results presented are in some cases contradictory and different works support different hypotheses. Summarizing the main findings: both temperature and salinity of WMDW have increased along the twentieth century [1,4-9]. Some works have found positive trends for the salinity of the LIW [1,4,7]. Other works consider that the LIW salinity has not changed along the twentieth century [10]. Some studies have reported positive temperature trends for the LIW [1,11] whereas others consider that the temperature of this water mass only exhibits decadal variability or even decreasing trends [4,6,10]. Concerning AW, Krahnmann and Schott [6], Sparnocchia et al. [11] found no changes in its temperature.

On the contrary, Salat and Pascual [12], Skliris et al. [13] reported the warming of this water mass from the mid 1970s. Finally, Krahnmann and Schott [6] reported positive salinity trends for the AW while Sparnocchia et al. [11] found no changes for the salinity of this water mass. More recent works have evidenced by means of satellite infrared data the warming of the surface layer, both in the Western and Eastern Mediterranean (WMED and EMED) from the mid 1980s to the first decade of the twenty first century [13-15] and Von Schuckmann et al. [16] have estimated positive trends for the surface temperature of the Mediterranean Sea from 1993 to 2015. Table 1 summarizes the main trends for temperature, salinity and density along the twentieth century, indicating the geographical area, the depth level and the time period for each calculation (confidence intervals are included when available in the original work). This table is updated and completed from the one in Vargas-Yáñez et al. [9]. In order to understand the discrepancies outlined above, it has to be considered that monitoring programs in the Mediterranean Sea have been launched mainly during the 1990s and the beginning of the twenty first century (for instance, Hydro changes network, Schroeder et al. [17], MEDARGO program; Poulain et al. [18], RADMED; López-Jurado et al. [19]; Tel et al. [20].

**Table 1:** A review of the potential temperature, salinity and density trends reported in the literature for the different areas and depth levels of the Mediterranean Sea.

Author	Geographical area	Level	Period	$\theta$ (oC/yr)	S (psu/yr)	$\sigma_{\theta}$ (Kgm <sup>-3</sup> /yr)
Lacombe et al. [24]	WMED	≥ 2000 m	1909-1975	0.001	0.0002	
Bethoux et al. [4]	WMED	≥ 2000 m	1959-1989	0.004	0.001	N
Leamann & Schott [26]	NWMED	1850 ≤ z ≤ 2050	1969-1987	0.0027	0.0019	N



Rohling & Bryden [45]	Africa-42°N 0°-10°E	2000 m	1909-1989	0.00083	0.00069	0.00037
	Africa-42°N 0°-10°E	2000 m	1955-1989	0.0016	0.00095	0.00037
	41°N-42°N 5°E-7°50'E	Salinity maximum	1909-1989		0.00092	
	41°N-42°N 5°E-7°50'E	Salinity maximum	1955-1989		0.0025	
	Africa-35°N 20°E-22°50'E	Salinity maximum	1909-1989		0.0016	
	Africa-35°N 20°E-22°50'E	Salinity maximum	1955-1989		0.0046	
	Africa-35°N 24°E-26°50'E	Salinity maximum	1909-1989		0.0014	
	Africa-35°N 24°E-26°50'E	Salinity maximum	1955-1989		0.0021	
Sparnocchia et al.[53]	WMED	AW core	1950-1987	N	N	
	Sicily, Ligurian an Balearic Sea	LIW core	1950-1987	0.0081±0.0027	0.0016±0.0005	
Bethoux & Gentili [3]	WMED	2000m	1959-1994	0.0036	0.0011	N
	South of Nice	300-400m	1950-1992	0.0068	0.0018	
Krahmann & Schott [22]	Africa-39°N 5°W-10°E	0-70m	1960-1995	N	N	
	39°N-44°N 0°-10°E	0-70m	1960-1995	N	0.0037±0.0009	
	Tyrrhenian Sea	0-70m	1960-1995	N	N	
	Three regions above	275-475	1960-1995	N	N	
	39°N-44°N 0°-10°E	1625-2750	1960-1995	0.0016±0.0005	0.0008±0.0001	N
Painter & Tsimplis [39]	WMED	0-200m	1945-1990	N	increase	
	EMED	0-200m	1945-1990	decrease	increase	
	Levantine basin	LIW core	1945-1990		-0.0007±0.0009*	
	Sicilian basin	LIW core	1945-1990	-0.0010	0.0011±0.0007	
Rixen et al. [43]	MED	0-bottom	1950-2000	0.0019±0.0001	0.00075±0.00005	
Salat & Pascual [47]	Catalonian shelf	0-80m	1974-2005	0.027±0.007		
Vargas-Yáñez et al. [58]	WMED	0-200	1943-2000	0.013±0.012	0.00097±0.0013*	
		200-600	1943-2000	0.0004±0.002*	0.0013±0.00043	
		600-bottom	1943-2000	0.002±0.001	0.0009±0.0004	
Skiris et al. [52]	WMED	surface	1973-2008	0.022		
	EMED	surface	1973-2008	0.026		
Llasses et al. [30]	Numerical model. MED	0-bottom	1962-2100	0.011±0.003	0.0036±0.0011	



New platforms and data bases have been developed for the compilation of high quality data and products Von Schuckmann et al. [16] SEADATANET, the Met Office Hadley Center Data Sets; Good et al. [21] or the World Ocean Data Base; Boyer et al. [22]. On the contrary, the works outlined above are based on data obtained from different cruises without a common objective or methodology. As a result of the lack of monitoring programs during the last century, oceanographic data are scarce and unevenly distributed. According to Llasses et al. [23], Jordá and Gomis [24], Beuvier et al. [25], data available for the second half of the twentieth century could not be appropriate for the description of the climatic variability of the different depth levels and regions in the Mediterranean Sea. Vargas-Yáñez et al. [3,9] have suggested that the data scarcity would make trend estimations in the Mediterranean Sea very sensitive to small changes in the data processing methods.

The present work has a threefold objective: First, Vargas-Yáñez et al. [9] have shown that the data processing of time series affects the estimation of temperature and salinity trends in the Mediterranean Sea. Vargas-Yáñez et al. [3] analyze the effect of using in situ data versus 3D temperature and salinity fields interpolated by Rixen et al. [26], and Vargas-Yáñez et al. [9] checks the dependence of trend estimations on the use of bathythermograph data. The present work summarizes the different methodologies used in previous works. Temperature and salinity time series for the second half of the twentieth century in the Mediterranean Sea are analyzed considering all the different data processing methods used in previous works. In this way, time series include two kinds of errors. First ones are those associated to measurements and to the natural variability at short spatial and time scales, and the second one is the dispersion associated to the different data analysis methods. The first objective of the present work is to provide error estimations for the Mediterranean temperature and salinity time series and to check which trend estimations are not sensitive to the used methodology. Second, using heat, salt and volume conservation laws, a simple box model is developed for assessing the temperature and salinity evolution of the Mediterranean Waters (MW). Using this simple model it is attempted to establish the validity of the different hypotheses proposed for the explanation of the warming and salting of the MWs. Finally, although the main objective of the present work is to study the changes occurred along the twentieth century analyzing the role of different anthropogenic effects such as climate change and river damming, a third objective will be the extension of time series during the twenty first century (up to 2015).

## Data and Methods

### a. Data and Data Processing

The Mediterranean Sea was divided into eleven geographical areas (Figure 1), seven of them corresponding to the WMED and four more regions for the EMED. Temperature and salinity profiles from MEDAR data base were selected [27]. These data

are quality controlled and those profiles labeled as low quality were discarded. Finally each profile was linearly interpolated into 23 pressure levels (0, 10, 20, 30, 50, 100, 150, 200, 300, 400, 500, 600, 700, 800, 900, 1000, 1200, 1400, 1500, 1750, 2000, 2250, 2500 dbar). The first step is the construction of annual temperature and salinity time series for the WMED and EMED. As already explained in the introduction, the data are scarce and time series contain frequent gaps. The data availability decreases considerably with depth (Figures S1 & S2 in supplementary material show the number of available data for the WMED and EMED at some selected pressure levels). Therefore the first difficulty is to handle these gaps

In order to check the influence of possible biases already reported in Bathythermograph data [28-31], two different data sets were constructed. The first one included all the profiles from oceanographic bottles, CTDs and expendable bathythermographs (XBTs) from 1945 to 2000. Hereafter this data set will be referred to as "With". Another data set was constructed using only data from oceanographic bottles and CTDs ("Without" hereafter). The following step was to construct annual time series. Data were grouped and averaged by season of the year: Winter (JFM), spring (AMJ), summer (JAS) and autumn (OND). The existing gaps were filled following the two approaches proposed by Gregory et al. [32]. The first approach is named as "representative anomalies". All data corresponding to the same season of the year and for each pressure level were averaged in order to obtain a climatological value. Climatological values were subtracted to obtain time series of anomalies or deviations respect to the climatological value.

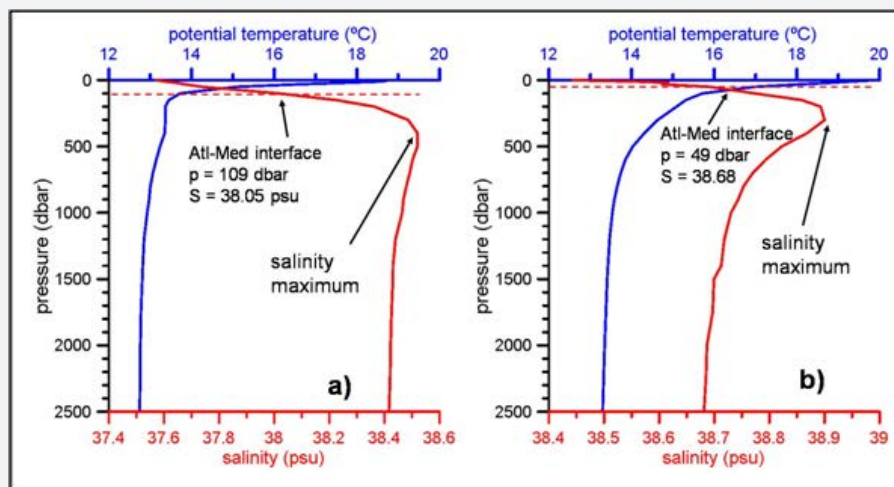
The anomalies corresponding to the same year were averaged obtaining an annual value. The second approach was to fill the data gaps with the climatological values. This method is equivalent to consider that missing values correspond to years with zero anomalies or deviations. Therefore this procedure is named as "zero anomalies" [32]. An initial inspection of annual time series showed that filling gaps with climatological values produced flattened time series. For this reason, a third method was to estimate climatological values and linear trends from seasonal time series. Gaps were filled with the value predicted by the climatology plus the linear trend. Finally a more simple approach was followed. It simply consisted in averaging the seasonal values corresponding to each year without considering possible biases associated to the missing values. Notice that averaging seasonal data would produce an unrealistically high result if autumn or winter values were missing, while the annual mean would be lower than the real one if the missing values were those from summer or spring. Nevertheless if the probability of having a missing value does not depend on the season of the year, that is, the time series are not seasonally biased, this methodology would artificially increase the time series variance but would not alter the trend estimation (although it would reduce the statistical significance). On the other hand, if the time series were seasonally biased and this bias changed with

time, it would produce erroneous trends. For instance, if cold seasons were more frequently sampled during the beginning of the time series, and the final part of the series was biased towards warm seasons, then an artificial positive trend would result. Chi-squared tests showed that the time series were not seasonally biased and there were no changes with time in the seasonal distribution of data gaps. This result stands for all the geographical areas in both the WMED and EMED. The above described methods provide four annual time series for temperature and salinity for each geographical area.

In addition a fifth time series was considered using the 3D interpolated fields by In this case the time series have no gaps. All time series were checked for suspicious or anomalous values. An initial review eliminated those data out of the range 12 °C-28°C for potential temperature and 36psu-40psu for salinity. A second review eliminated those values more than 3 standard deviations from the climatologically mean. Times series from the seven regions within the WMED and from the four regions in the EMED were averaged in order to obtain temperature and salinity time series for the 23 pressure levels for the two basins of the Mediterranean Sea. The average was weighted by the volume of each basin and depth layer. When annual data from some region were missing, the two procedures already described (representative and zero anomalies) were used. For each annual

salinity profile corresponding to both the WMED and EMED, it was determined the Atlantic-Mediterranean interface as the mid-point between the salinity minimum corresponding to the AW and the salinity maximum associated to the core of the LIW.

Temperature and salinity data above and below the interface were averaged for the determination of the Atlantic and Mediterranean Water temperature and salinity, Figure 2 shows the position of the Atlantic-Mediterranean interface and the properties of the waters above (AW) and below (MW) from the climatologically mean profiles. Time series constructed using all the different methodologies were obtained for the two data sets considered, that is, for time series “with” bathythermograph data, and for time series “without” such data. Figure S3 in supplementary material shows the large dispersion associated to the different methodologies for the MWs in the WMED and EMED. This can be considered as an estimation of the uncertainty linked to the MEDAR time series. Beside these estimations, standard deviations were calculated for temperature and salinity time series corresponding to each basin and each pressure level (Figure S4-S7 in suppl. material). Notice that in most of the cases the uncertainty associated to the data analysis methods is larger than the standard deviation which represents possible measurement errors and short time and spatial scale variability. Therefore the methodological uncertainty will be considered.



**Figure 2:** Figure 2a shows the climatological or mean temperature and salinity profiles for the Western Mediterranean. The minimum salinity is at the sea surface and the maximum salinity corresponds to the core of the LIW. The mean values from the minimum and maximum provides the position of the Atlantic-Mediterranean interface. Figure 2b is the same for the Eastern Mediterranean.

**b. Data extension**

It has already been explained that the main goal of this work is to determine the changes occurred in the Mediterranean Sea and their causes during the second half of the twentieth century when different anthropogenic factors affected to the Mediterranean Sea. Nevertheless, for the completeness of the present work, time series have been extended until 2015, assessing the changes occurred along the twenty first century. To accomplish the third objective (see introduction) for both the WMED and EMED, the EN4 data set from the Met Office Hadley

Centre was used [16]. For the case of the WMED, data from the RADMED monitoring program were also used [20,30].

**c. Trend Estimations**

Temperature and salinity time series for the AW and MW in the WMED and EMED were considered as made of a linear trend representing possible long term changes and a higher frequency variability (inter-annual to decadal).

$$y_i = a + b(t_i - \bar{t}) + z_i \quad i=1, \dots, n \quad (1)$$



Where  $y_i$  is the time series value corresponding to time  $t_i$  and  $z_i$  is the inter-annual variability superimposed to the linear trend,  $n$  the number of data. Parameter  $a$  is the mean value and  $b$  is the slope which represents the average rate of change for the variable  $y$ . Parameters  $a$  and  $b$  were determined by means of least square fit. Confidence intervals for  $b$  can be estimated at the  $\alpha$  significance level according to the expression [31-34]:

$$\pm t_{n-1}(1-\alpha/2) \frac{s}{\sqrt{\sum_{j=1}^n (t_j - \bar{t})^2}} \quad (2)$$

Where  $t_{n-1}$  is the  $1-\alpha/2$  quantil for a t-student distribution with  $n-1$  degrees of freedom.

The validity of the expression above depends on the normality and the statistical independence of the residuals or  $z_i$ . The normality of the residuals was checked by means of Chi-squared and Smirnov-Kolmogorov tests [33]. Nevertheless, the residuals are far from being statistically independent due to the high inertia of temperature and salinity in the ocean. The approach followed in the present work was to use expression (2) substituting the degrees of freedom by the effective degrees of freedom [35,36]. The edf were estimated as:

$$n^* = \frac{n\Delta t}{\tau} \quad (3)$$

Being  $\Delta t$  the time step (one year in our case) and  $\tau$  the integral time scale which is defined as:

$$\tau = \int_0^{\infty} \rho(t) dt \quad (4)$$

$\rho(t)$  is the autocorrelation function for the residuals  $z_i$  at lag  $t$ . In the practice the integral in (4) is calculated between zero and the first zero crossing of the autocorrelation function. Alternatively the intergral time scale can be estimated as the first maximum of the function [37].

$$\tau(r) = \int_0^r \rho(t) dt \quad (5)$$

No differences were obtained in the significance of the trends when using the first zero crossing or the expression proposed by Lenschow and Stankov [37].

**d. Heat and salt conservation: a box model**

Previous works have already used box-models for analyzing in a simple way the main features of the Mediterranean Sea [38], the changes occurred during the twentieth century [1,39] and their effects on the MW flowing into the Atlantic Ocean [40]. Some of these models attempted to explain the main features of the MW and the water volumes exchanged through the Strait of Gibraltar. In some cases it was assumed that the Mediterranean Sea was in a steady state and the salt, volume and heat fluxes through the Strait of Gibraltar, sea surface and rivers were balanced [38]. In these early works, the Mediterranean outflow was considered proportional to the square root of the reduced gravity and therefore to the square root of the density difference between the Atlantic and Mediterranean waters.

A first attempt to model the Mediterranean outflow considered potential and kinetic energy conservation laws and the Strait geometry [38,41] considered the use of the expression obtained by Whitehead et al. [42] including the effect of the Earth rotation. Lozier and Sindlinger [40] used a box model to study the evolution of the Mediterranean outflow salinity. In this case the volume of Mediterranean waters flowing through the Strait of Gibraltar followed the maximal exchange model by Bryden and Kinder [43], Figure 3 describes schematically the box model used in the present work. Atlantic waters flow into the Mediterranean Sea to compensate for the Mediterranean outflow and the net evaporation, which accounts for the difference between evaporation and precipitation, river runoff and net transport through the Bosphorus and Dardanelles.

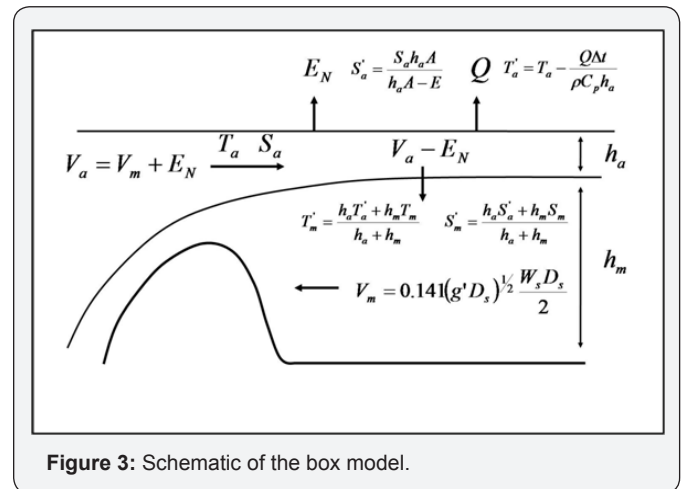


Figure 3: Schematic of the box model.

The Mediterranean outflow was modeled following Lozier and Sindlinger [40] and Bryden and Kinder [43]. In this box model,  $E_N$  denotes the net evaporation and  $V_a, V_m$  de Atlantic and Mediterranean flows:

$$V_a = V_m + E_N \quad (6)$$

$$V_m = 0.141(g'D_s)^{1/2} \frac{W_s D_s}{2} \quad (7)$$

being  $D_s$  the sill depth (284m),  $\frac{W_s D_s}{2}$  the cross sectional area at the sill ( $3.16 \times 10^6 \text{ m}^2$ ) and  $g' = g \frac{\Delta\rho}{\rho_m}$  the reduced gravity. After one year, the thickness, temperature and salinity of the Atlantic layer is changed by the effect of heat fluxes through the sea surface ( $Q$ ) and net evaporation:

$$\frac{dh_a}{dt} = -\frac{E_N}{A} \quad (8) \quad \frac{dT_a}{dt} = \frac{Q}{\rho_a c_p h_a} \quad (9) \quad \frac{dS_a}{dt} = -\frac{S_a}{h_a} \frac{dh_a}{dt} \quad (10)$$

The AW becomes cooler and saltier by the effect of surface fluxes, sinks and mixes with the Mediterranean waters which would alter its temperature, salinity and density according to expressions:

$$T'_m = \frac{h_a T'_a + h_m T'_m}{h_a + h_m} \quad (11) \quad S'_m = \frac{h_a S'_a + h_m S'_m}{h_a + h_m} \quad (12)$$

Being  $T'_a$ ,  $S'_a$ ,  $T'_m$ ,  $S'_m$  the temperature and salinity of Atlantic and Mediterranean waters after being modified by surface fluxes and mixing.

**e. Initialization of the Model and Meteorological Forcing**

Initially the Mediterranean Sea was filled with AW. Temperature and salinity profiles from the MEDAR data base were selected from a box located west of the Strait of Gibraltar (Figure 1). Considering the sill depth, temperature and salinity data for the upper 300m were averaged to obtain the temperature and salinity of the inflowing AW. The resulting values were  $16.4 \pm 0.3$  °C and  $36.3 \pm 0.1$  psu. A large range of values can be found in the literature for both the net evaporation and the net heat loss in the Mediterranean Sea. An extensive review of the existing literature revealed that estimations for heat fluxes can differ from  $-7$  W/m<sup>2</sup> (loss to the atmosphere) to a net gain of  $1$  W/m<sup>2</sup> [44,45] for some of these values). Precipitation, evaporation and river runoff estimations also change in a wide range: 825 to 1335 km<sup>3</sup>/yr for precipitation, 2320 to 5194 km<sup>3</sup>/yr for evaporation and 230 to 900 km<sup>3</sup>/yr for river runoff [46-48].

Different values have also been obtained for the net volume transport through the Dardanelles Strait. These values range from 200 to 300 km<sup>3</sup>/yr [24,48,49]. Therefore, considering the lower and upper limits of all these estimations, the net evaporation could be between 1065 and 2659km<sup>3</sup>/yr, which is equivalent to 0.43 m/yr to 1.06 m/yr. Because of the large uncertainty in the freshwater and heat fluxes, the following approach was adopted.  $Q$  and  $E_N$  in the model were considered as adjusted parameters. The time evolution of the MW properties should reproduce those observed in the MEDAR data base. As explained previously, a mean temperature and salinity profile was obtained for the Mediterranean Sea. Considering waters below the interface, the mean temperature and salinity values for the MW were determined as  $13.45 \pm 0.03$  °C and  $38.63 \pm 0.01$  psu respectively.

The  $Q$  and  $E_N$  values in the box model were adjusted in such a way that this simple model was able to reproduce the observed Mediterranean properties. In order to accept the validity of this adjustment, the heat flux and net evaporation obtained in this way should relay within the already observed ranges.

**f. Sensitivity test**

To check the dependence of our results on the method used to estimate the volumes of water exchanged through the Strait of Gibraltar, three different approaches were followed. The first one, already commented, was to assume the maximal exchange model proposed by Bryden and Kinder [10] already used in the box model by Lozier and Sindlinger [32]. The second one was to use the expression proposed by considering the geometry of the Strait and the effect of the Earth rotation. The third one was simply to consider that the Mediterranean outflow was proportional to the density difference. The three methods are summarized in the following expressions:

Method 1.  $V_m = 0.141(g'D_s)^{1/2} \frac{W_s D_s}{2}$  (7)

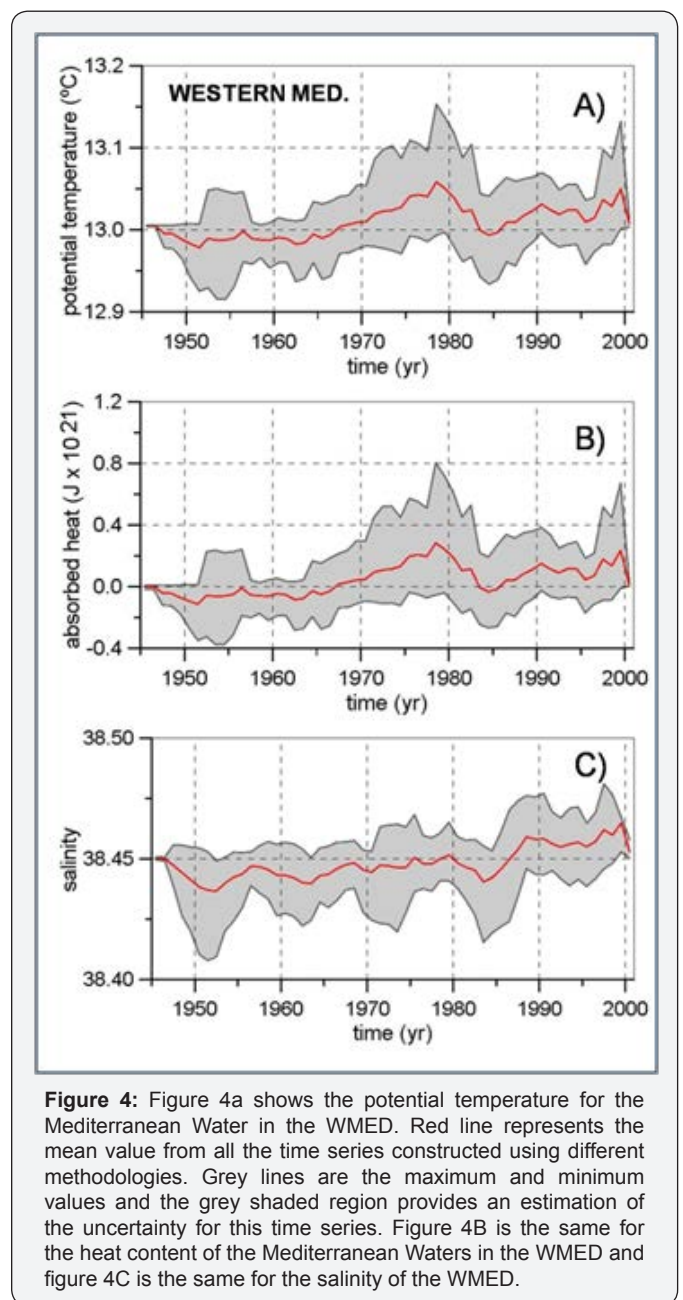
Method 2.  $V_m = 0.5\sqrt{g'H}^{3/2}L \left[ 1 - \frac{L^2}{3x_0^2} \right]$  (13)

Method 3.  $V_m = k(\rho_m - \rho_a)$  (14)

In the case of method 3, the heat flux, net evaporation and  $k$  coefficient were adjusted parameters. Those values reproducing the observed Mediterranean temperature and salinity were considered as the right ones.

**Results**

**a. Temperature, Salinity and Heat Content Time Series**



**Figure 4:** Figure 4a shows the potential temperature for the Mediterranean Water in the WMED. Red line represents the mean value from all the time series constructed using different methodologies. Grey lines are the maximum and minimum values and the grey shaded region provides an estimation of the uncertainty for this time series. Figure 4B is the same for the heat content of the Mediterranean Waters in the WMED and figure 4C is the same for the salinity of the WMED.

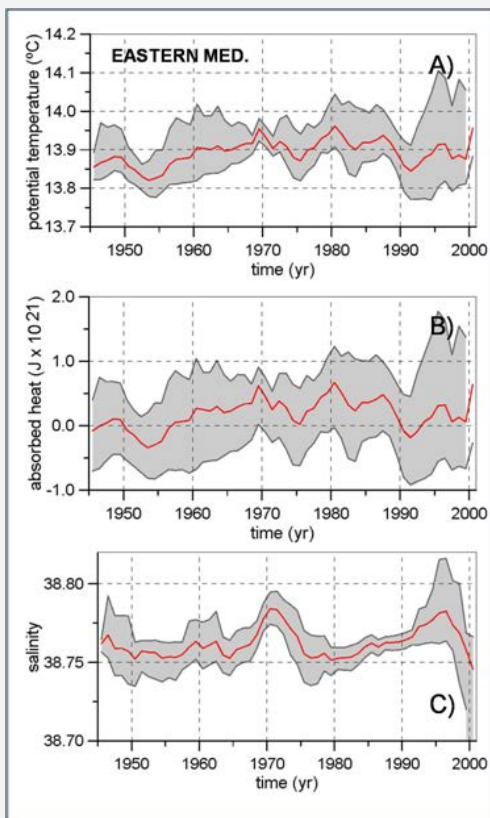


Figure 5: The same as in Figure 4, but for the EMED.

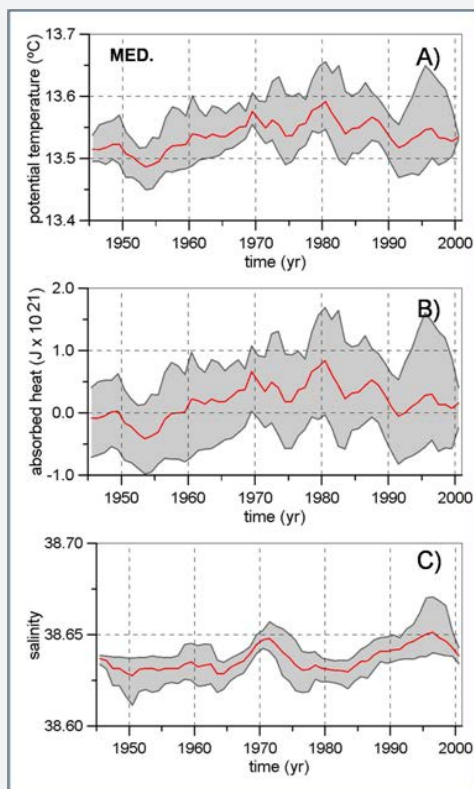


Figure 6: The same as in Figure 4, but for the whole Mediterranean Sea (MED).

The climatological profiles in Figure 2 showed an interface at  $109 \pm 6$  dbar with a salinity of  $38.05 \pm 0.03$  psu in the WMED. The average potential temperature and salinity for the AW within the WMED were  $15.41 \pm 0.29$  °C,  $37.81 \pm 0.03$  psu, while the values corresponding to the MW were  $12.98 \pm 0.02$  °C,  $38.45 \pm 0.01$  psu. In the EMED, the interface was located at  $49 \pm 10$  dbar with a salinity value of  $38.68 \pm 0.03$  psu. Potential temperature and salinity mean values for the AW above the interface were  $18.83 \pm 0.63$  °C,  $38.58 \pm 0.02$  psu, and values corresponding to the MW below the interface were  $13.87 \pm 0.04$  °C,  $38.75 \pm 0.01$  psu. When the whole Mediterranean basin was considered, the MW mean temperature and salinity were  $13.45 \pm 0.03$  °C and  $38.63 \pm 0.01$  psu. (Figures 4-6) show the evolution of the temperature, heat content and salinity for the MW for the WMED, EME and MED. Red line is the mean value from all the time series obtained using the different methodologies explained in section 2.1. The upper and lower curves are the maximum and minimum values. The grey area represents the uncertainty associated to methodological factors. All time series (maximum, minimum and mean values) have been smoothed with a five-year moving average. Table 2 summarizes the observed trends for the potential temperature and salinity of the Atlantic and Mediterranean waters in the WMED, EMED and for the whole Mediterranean Sea (Table 3 shows the heat content trends for the WMED, EMED and MED). No significant differences were found between the data sets “with” and “without” bathythermograph data. Therefore the two tables presented correspond to the with bathythermograph data set. A first result arising from Figures 4-6 is the large uncertainty associated to the data analysis method. Depending on the method used for filling gaps in time series, the method used for filling spatial gaps when averaging the different regions of the Mediterranean Sea, or the use of interpolated temperature and salinity fields, the resulting time series can differ substantially. Linear trends were estimated for all the time series and the only factor which influence could be neglected is the inclusion or exclusion of bathythermograph data. If the mean time series were considered (red line in Figures 4-6) the temperature and salinity of the MW in the WMED would have increased along the twentieth century at rates of  $0.1 \pm 0.03$  °C/100 yr and  $0.03 \pm 0.01$  psu/100 yr. The temperature increment for the WMED was produced by an increase of the heat content of the MW of  $0.19 \pm 0.06$  W/m<sup>2</sup>. Notice that trends are initially in J/yr. Years are converted into seconds and the resulting trends divided by the surface of the basin. The AW in the WMED also increased its temperature if the mean time series is considered. The estimated trend is  $0.79 \pm 0.34$  °C/100yr. This result is statistically significant, nevertheless if each individual time series obtained using the different methodologies were considered, the estimated trends would be in a wide range from negative to positive values. This fact simply reflects the higher variability of the upper layers of the ocean. The linear trend for the mean AW salinity is not statistically significant. Notice that if the lower limit is considered, this trend would even be negative.

Results for the MW in the EMED are similar to those of the WMED with linear trends of  $0.1 \pm 0.05$  oC/100 yr and  $0.02 \pm 0.02$  psu/100 yr for the mean temperature and salinity time series. The heat content of the MW increased at a rate of  $0.17 \pm 0.11$  W/m<sup>2</sup>. The temperature of the AW decreased (Figure 5 & Table 2) and the salinity changes were not significant. When the whole Mediterranean Sea (MED) is considered (Figure 6) the AW temperature decreased as a result of the larger volume of the EMED, while no trends were detected for the salinity. The MW reflected the warming of both basins with a temperature trend of  $0.1 \pm 0.04$  °C/100 yr and a heat content trend of  $0.14 \pm 0.08$  W/m<sup>2</sup>. The RADMED program is devoted to the monitoring of Mediterranean Spanish waters, including the Balearic Islands. The sampling strategy includes deep oceanographic stations with the aim of monitoring LIW and WMDW. The RADMED oceanographic stations are within the boxes labeled in Figure 1

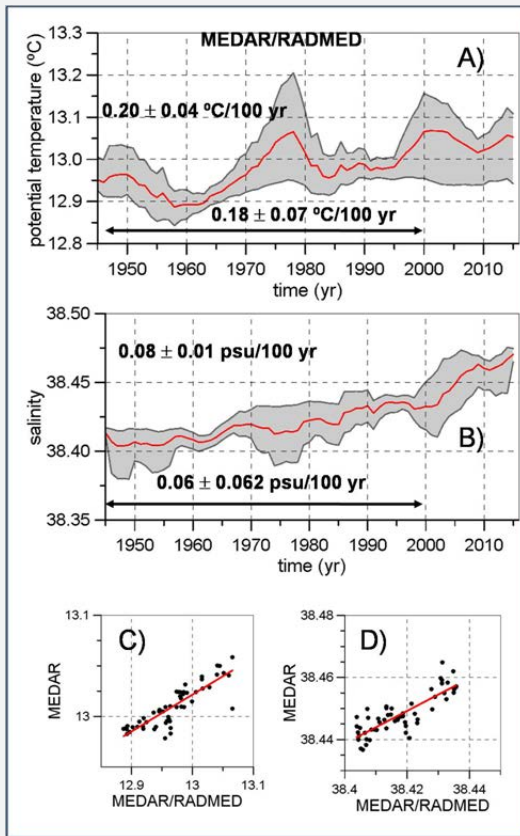
as Alboran Sea, Cape Palos, Balearic Sea and Gulf of Lions [30]. Time series generated by this monitoring program since 1992 were merged with MEDAR data from the corresponding boxes. This allows us to extend the results already presented until 2015, but at the same time it can be checked the capability of this monitoring program for detecting changes affecting to the WMED. Figure 7 shows the Mediterranean water temperature and salinity (waters below the salinity interface) for the RADMED area. The temperature trend for the period 1945-2000 is  $0.18 \pm 0.07$  °C/100 yr, slightly higher than the maximum trend estimated from the MEDAR data for the whole WMED. The time variability of both time series is similar with a significant correlation coefficient of 0.6. The salinity trend for the period 1945-2000 is 0.06 psu/100 yr, but in this case it is not statistically significant at the 95% confidence level (it is significant at the 90% confidence level).

**Table 2:** Linear trends (b) and confidence intervals (CI) at the 95 % confidence level (0.05 significance level) for the Atlantic Water (above the salinity interface) and Mediterranean Water (below the salinity interface) and for the complete water column in the Western Mediterranean (WMED), Eastern Mediterranean (EMED) and for the whole Mediterranean Sea (MED). Trends are estimated for the mean time series (averaged from all the available time series) and for the time series constructed from maximum and minimum values. Trends are expressed in oC/100 yr and psu/100 yr.

WMED. 1945-2000. Temperature (°C/100 yr) and salinity trends (psu/100 yr)												
	θ Atlantic		S Atlantic		θ Mediterranean		S Mediterranean		θ total		S total	
With	b	CI	b	CI	b	CI	b	CI	b	CI	b	CI
Min.	0.81	0.46	-0.04	0.04	0.05	0.04	0.03	0.02	0.07	0.05	0.06	0.02
Max.	1.36	0.67	0.07	0.06	0.13	0.06	0.04	0.01	0.09	0.05	0.06	0.01
Mean	0.79	0.34	0.02	0.04	0.10	0.03	0.03	0.01	0.06	0.02	0.05	0.01

MED. 1945-2000. Temperature (oC/100 yr) and salinity trends (psu/100 yr)												
	θ Atlantic		S Atlantic		θ Mediterranean		S Mediterranean		θ total		S total	
With	b	CI	b	CI	b	CI	b	CI	b	CI	b	CI
Min.	-1.05	0.74	-0.04	0.05	0.04	0.04	0.03	0.01	-0.07	0.03	0.04	0.01
Max.	-0.99	0.54	0.03	0.02	0.12	0.05	0.04	0.01	0.03	0.03	0.04	0.01
Mean	-0.43	0.41	0.00	0.03	0.10	0.04	0.02	0.01	-0.02	0.02	0.03	0.01

MED. 1945-2000. Temperature (oC/100 yr) and salinity trends (psu/100 yr)												
	θ Atlantic		S Atlantic		θ Mediterranean		S Mediterranean		θ total		S total	
With	b	CI	b	CI	b	CI	b	CI	b	CI	b	CI
Min.	-1.05	0.74	-0.04	0.05	0.04	0.04	0.03	0.01	-0.07	0.03	0.04	0.01
Max.	-0.99	0.54	0.03	0.02	0.12	0.05	0.04	0.01	0.03	0.03	0.04	0.01
Mean	-0.43	0.41	0.00	0.03	0.10	0.04	0.02	0.01	-0.02	0.02	0.03	0.01



**Figure 7:** Figure 7A is the potential temperature time series for the Mediterranean Water in the WMED using the MEDAR and RADMED data. The MEDAR data used are those from the same regions where the RADMED monitoring is carried out. Linear trends for the complete period (1945-2015) and for the 1945-2000 periods are included. Red line is the mean time series and the maximum and minimum ones are included as an estimation of the uncertainty (grey shaded area). Figure 7B is the same, but for the salinity of the Mediterranean Water. Figures 7C and 7D show the regression of temperature and salinity data using the MEDAR data merged with RADMED data using the regions Alboran, Cape Palos, Balearic Sea and Gulf of Lions, and the data from MEDAR over the whole WMED.

The correlation between RADMED/MEDAR and MEDAR time series is 0.75. If the complete period 1945-2015 is considered the temperature and salinity trends are  $0.20 \pm 0.04 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ yr}$  and  $0.08 \pm 0.01 \text{ psu}/100 \text{ yr}$ , reflecting an acceleration of warming and salting trends during the twenty first century. Trends for the period 1945-2015 and for the AW were  $0.53 \pm 0.30 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ yr}$  and  $0.06 \pm 0.04 \text{ psu}/100 \text{ yr}$ . For comparison with more recent data products, the EN4 objective analyses were used [21] When considering the WMED, linear trends for the temperature and salinity of the Mediterranean waters from 1945 to 2015 are very close to those obtained using RADMED data:  $0.20 \pm 0.04 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ yr}$  and  $0.09 \pm 0.01 \text{ psu}/100 \text{ yr}$ . The temperature and salinity of the AW increased at rates of  $1.3 \pm 0.3 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ yr}$  and  $0.03 \pm 0.04 \text{ psu}/100 \text{ yr}$ . While the temperature trend is double than the one obtained using RADMED data, the salinity trend is lower and not statistically significant (see Figure S8 and Table S3 in supplementary material). Results for the EMED and for

the whole Mediterranean Sea using the EN4 data set are similar to those shown for the WMED (Figures S4-S8, Table 3). These results confirm the intensification of the Mediterranean Sea warming during the twenty first century [50].

**Table 3:** The same as in table II but for the heat content trends. Heat content time series are in Joules (J) and therefore trends are in J/yr. Years have been converted into seconds and trends divided by the surface of the basin. Final trends are expressed in  $\text{W}/\text{m}^2$ .

WMED. Heat content trends. $\text{W}/\text{m}^2$						
	Q-Atlantic		Q-Mediterranean		Q-Total	
	b	CI	b	CI	b	CI
With						
Min.	0.01	0.00	0.13	0.07	0.15	0.08
Max.	0.01	0.00	0.33	0.14	0.32	0.13
Mean	0.01	0.00	0.19	0.06	0.19	0.07

EMED. Heat content trends. $\text{W}/\text{m}^2$						
	Q-Atlantic		Q-Mediterranean		Q-Total	
	b	CI	b	CI	b	CI
With						
Min.	-0.02	0.01	0.07	0.12	0.09	0.15
Max.	0.00	0.00	0.41	0.13	0.11	0.11
Mean	-0.01	0.00	0.17	0.11	0.08	0.12

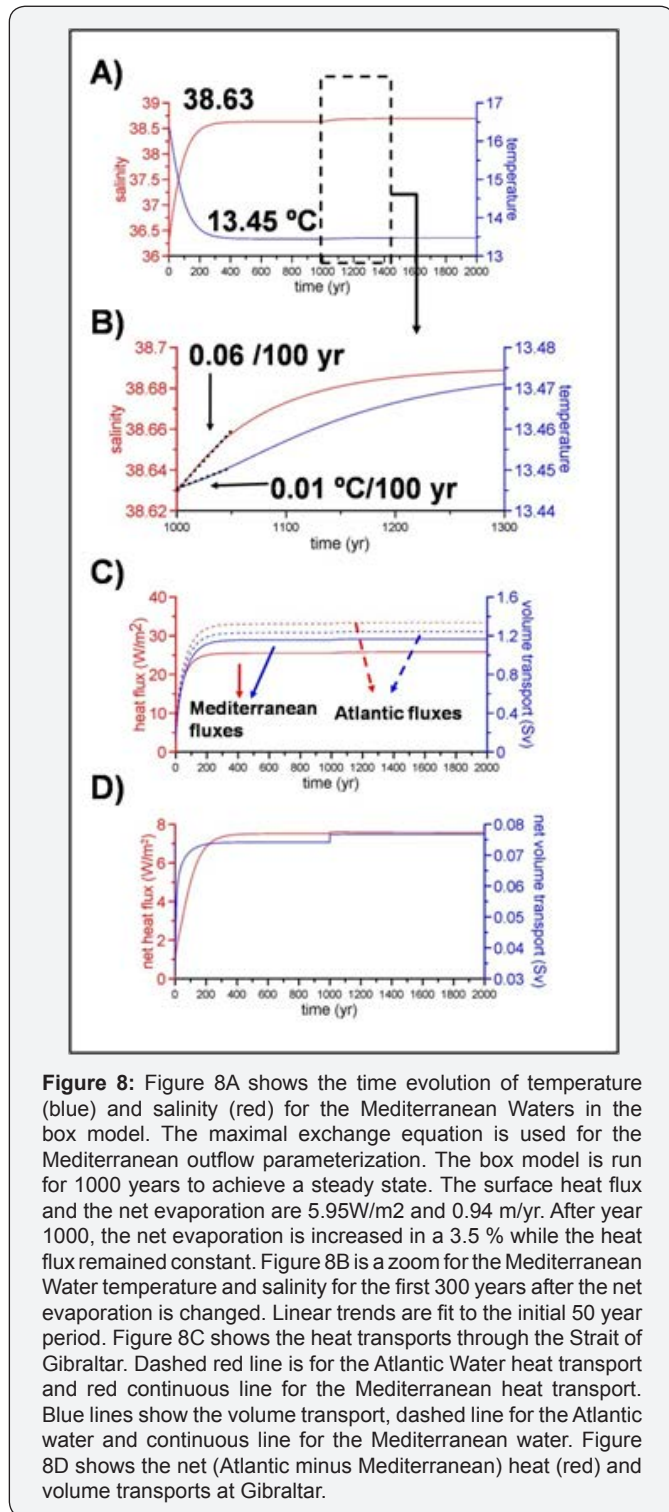
MED. Heat content trends. $\text{W}/\text{m}^2$						
	Q-Atlantic		Q-Mediterranean		Q-Total	
	b	CI	b	CI	b	CI
With						
Min.	-0.01	0.01	0.11	0.07	0.13	0.10
Max.	0.00	0.00	0.30	0.09	0.10	0.09
Mean	0.00	0.00	0.14	0.08	0.09	0.09

**b. Box model**

Using the maximal exchange parameterization for the Mediterranean outflow (see section 2.4), the box model was run for a period of 1000 years. The MW properties were stabilized at  $13.45 \text{ }^\circ\text{C}$  and  $38.63 \text{ psu}$  after 200 years, coinciding with the values estimated from MEDAR data (Figure 8A). This equilibrium state was reached when the heat flux from the Mediterranean Sea to the atmosphere was fixed at  $5.95 \text{ W}/\text{m}^2$  and the net evaporation was considered as  $2340 \text{ km}^3/\text{yr}$ , or equivalently  $0.94 \text{ m}/\text{yr}$ . The volume transport for the AW inflow and the MW outflow were 1.23 and 1.16 Sv. All these values are within the limits found in the literature (section 2.5). The model is not sensitive to the MW outflow parameterization. Using the Whitehead et al. [42] parameterization, the model stabilized after 200 years with MW temperature and salinity values of  $13.44 \text{ }^\circ\text{C}$  and  $38.63 \text{ psu}$ , being the inflow and outflow 1.1 and 1.03 Sv respectively.

The heat flux and net evaporation in this case were  $5.33 \text{ W}/\text{m}^2$  and  $2095 \text{ km}^3/\text{yr}$ , once again within the usually accepted limits. Similar results were obtained using the third parameterization for the Mediterranean outflow. Once accepted the validity of the box model for reproducing the main characteristics of the MW and the heat, salt and volume balance in the Mediterranean Sea, the mechanisms responsible for the MW warming and

salting were investigated. Two of the hypotheses explained in the introduction consider that the MW warming is caused by the salinity increase of the surface layers. In one case the triggering factor would be the damming of river Nile and of those rivers draining into the Black Sea. In the other case it would be caused by the damming of river Ebro in the WMED. After analyzing different works found in the literature, it was estimated that the Nilo damming reduced its water runoff in 75km<sup>3</sup>/yr.



**Figure 8:** Figure 8A shows the time evolution of temperature (blue) and salinity (red) for the Mediterranean Waters in the box model. The maximal exchange equation is used for the Mediterranean outflow parameterization. The box model is run for 1000 years to achieve a steady state. The surface heat flux and the net evaporation are 5.95W/m<sup>2</sup> and 0.94 m/yr. After year 1000, the net evaporation is increased in a 3.5 % while the heat flux remained constant. Figure 8B is a zoom for the Mediterranean Water temperature and salinity for the first 300 years after the net evaporation is changed. Linear trends are fit to the initial 50 year period. Figure 8C shows the heat transports through the Strait of Gibraltar. Dashed red line is for the Atlantic Water heat transport and red continuous line for the Mediterranean heat transport. Blue lines show the volume transport, dashed line for the Atlantic water and continuous line for the Mediterranean water. Figure 8D shows the net (Atlantic minus Mediterranean) heat (red) and volume transports at Gibraltar.

**Table 4:** Contingency tables for Chi-2 tests for the Alboran Sea, Algerian basin, Ligurian Sea and Tyrrhenian Sea. The fourth row is the number of seasonal data for the surface layer temperature corresponding to each season of the year for the complete period of time (1945-2000, columns 2 to 4), the total number of data (column 5) and the Chi-2 value (column 6). The Chi-2 value is calculated as the square of the difference between the observed and the theoretical observations divided by the theoretical frequency. If all the seasons had the same probability of being sampled the theoretical frequency would be ¼ of the total number of observations (column 6). The second and third rows show the frequency of observations and the theoretical number in parenthesis for the first and second halves of the time series. The theoretical number considers that the different seasons have the same probability of being sampled in both periods of time. Chi-2 values are compared with the critic value for 3 degrees of freedom: 7.82.

Alboran Sea	Winter	Spring	Summer	Autumn	Total	$\chi^2$
1945-1972	26 (25,3)	27 (25,8)	25 (25,3)	23 (24,8)	101	0,04
1973-2000	24 (24,8)	24 (25,3)	25 (24,8)	26 (24,3)	99	
1945-2000	50	51	50	49	200	0,42

Algerian basin	Winter	Spring	Summer	Autumn	Total	$\chi^2$
1945-1972	25 (24,8)	26 (24,8)	26 (28,0)	25 (24,3)	102	0,64
1973-2000	22 (22,2)	21 (22,2)	27 (25,0)	21 (21,7)	91	
1945-2000	47	47	53	46	193	0,47

Ligurian Sea	Winter	Spring	Summer	Autumn	Total	$\chi^2$
1945-1972	24 (24,9)	24 (23,9)	26 (25,9)	26 (25,4)	100	0,17
1973-2000	27 (26,1)	25 (25,1)	27 (27,2)	26 (26,6)	95	
1945-2000	51	49	53	52	205	0,09

Tyrrhenian Sea	Winter	Spring	Summer	Autumn	Total	$\chi^2$
1945-1972	26 (26,4)	27 (26,4)	26 (27,4)	26 (24,8)	105	0,25
1973-2000	25 (24,6)	24 (24,6)	27 (25,6)	22 (23,2)	98	
1945-2000	51	51	53	48	203	0,31

The same analysis for the Ebro damming resulted in a reduction of 25km<sup>3</sup>/yr. These quantities represent a 3.5 % and 1.2 % of the net evaporation in the Mediterranean Sea (see Tables 4 & 5 in supplementary material). Therefore, after a 1000yr run, the net evaporation in the box model was increased in 3.5 %, keeping constant the heat flux to the atmosphere (5.95W/m<sup>2</sup>). Figure 8A shows the corresponding temperature and salinity increase for the MW, Figure 8B is a zoom for the first 300 yr after



the net evaporation increment (Nilo damming). A straight line was adjusted to the first 50 yr after the net evaporation increment for the simulation of the observations during the second half of the twentieth century. The temperature and salinity trends were 0.01 °C/100 yr and 0.06 psu/100 yr. The salinity trend would be slightly higher than the maximum values reported in Table 2.

**Table 5:** The same as in table TS1 but for the surface layer of the Levantine basin and the Adriatic Sea.

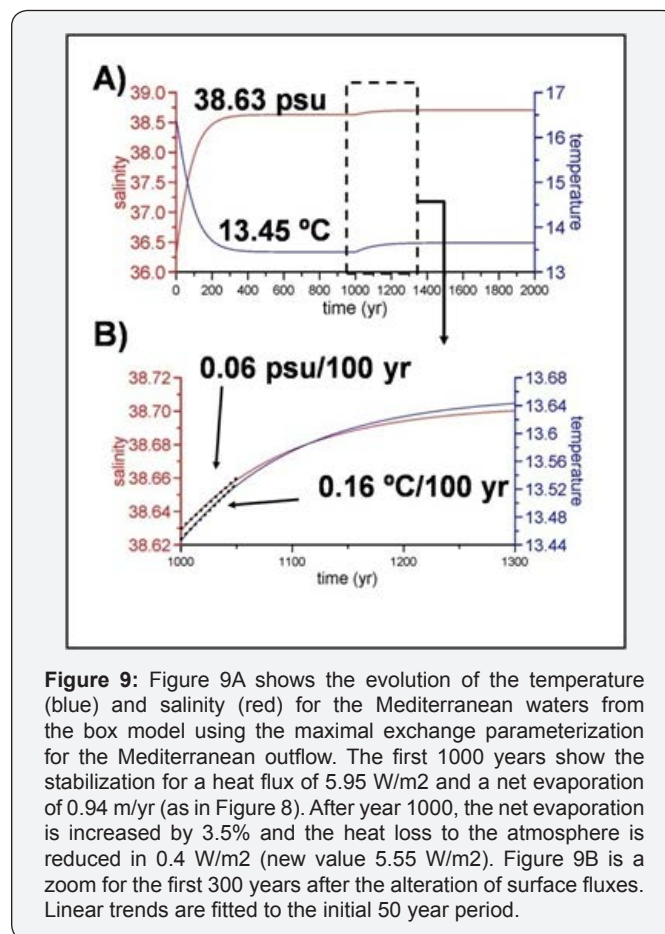
Levantine basin	Winter	Spring	Summer	Autumn	Total	$\chi^2$
1945-1972	24 (24,7)	26 (25,8)	27 (26,3)	26 (26,3)	103	0,12
1973-2000	25 (24,3)	25 (25,3)	25 (25,8)	26 (25,8)	101	
1945-2000	49	51	52	52	204	0,10

Adriatic Sea	Winter	Spring	Summer	Autumn	Total	$\chi^2$
1945-1972	25 (25,4)	26 (26,4)	26 (25,4)	25 (24,9)	102	0,10
1973-2000	24 (23,6)	25 (24,6)	23 (23,6)	23 (23,2)	95	
1945-2000	49	51	49	48	197	0,06

The temperature trend would be much lower than the mean and maximum trends (0.10 and 0.12 °C/100 yr) and even lower than the minimum one (0.04 °C/100 yr; Table 2). If only the river Ebro reduction was considered (1.2 % of the net evaporation), the MW salinity trends obtained from the box model were comparable to those observed from MEDAR data, but the temperature trends were much lower. In a final experiment both the Nilo and Ebro damming were considered and a 4.7 % increment was imposed for the net evaporation. In this case the salinity trend produced by the box model was 0.078 psu/100 yr, higher than the observed ones, while the temperature trend was 0.014 °C/100 yr, lower than the minimum observed trend. Following Bethoux et al. [51], it was considered that the changes in the Mediterranean Sea were forced by the Nilo damming and a reduction in the heat loss to the atmosphere caused by climate change.

A new box model experiment considered that, after stabilization, the net evaporation was increased in 3.5 % and the heat flux from the sea to the atmosphere was reduced in 0.4 W/m<sup>2</sup>. In this case the temperature and salinity trends for the MW were higher although comparable to the maximum ones observed for the Mediterranean Sea: 0.16 °C/100 yr and 0.06 psu/100 yr (Figure 9). Finally it was considered the hypothesis proposed by Millot [35], that is, the warming and salting of the MW was caused by the salinity trends observed in the nearby Atlantic Ocean and imported into the Mediterranean Sea through the Strait of Gibraltar. According to Boyer et al. [52] and Reverdin et al. [53], Millot considers that the salinity of AW flowing into the Mediterranean Sea would have experienced a linear trend

ranging between 0.1 and 0.4 psu/100 yr. Using the box model, it was imposed a 0.1psu/100 yr linear trend for the salinity of the AW after the stabilization of the model Table 6.

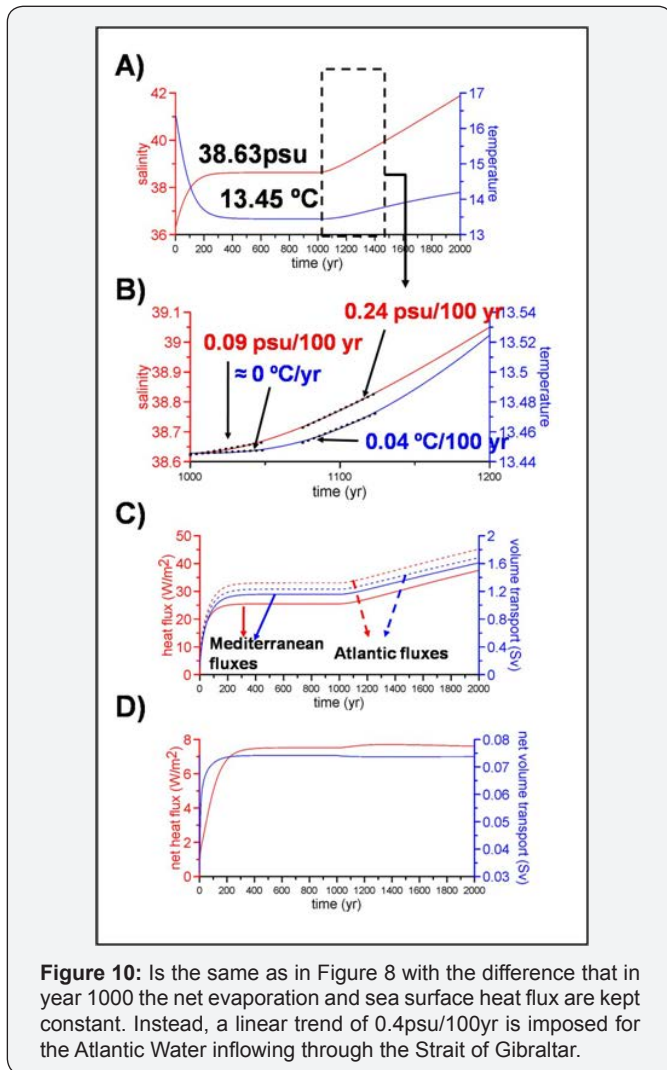


**Figure 9:** Figure 9A shows the evolution of the temperature (blue) and salinity (red) for the Mediterranean waters from the box model using the maximal exchange parameterization for the Mediterranean outflow. The first 1000 years show the stabilization for a heat flux of 5.95 W/m<sup>2</sup> and a net evaporation of 0.94 m/yr (as in Figure 8). After year 1000, the net evaporation is increased by 3.5% and the heat loss to the atmosphere is reduced in 0.4 W/m<sup>2</sup> (new value 5.55 W/m<sup>2</sup>). Figure 9B is a zoom for the first 300 years after the alteration of surface fluxes. Linear trends are fitted to the initial 50 year period.

**Table 6:** Potential temperature and salinity linear trends for the AW and MW for the WMED, EMED and MED using the EN4 reanalysis product.

	EN4 data. Potential temperature and salinity trends. °C/100 yr, psu/100 yr.			
	$\theta$ -AW	S-AW	$\theta$ -MW	S-MW
WMED	1.30 ± 0.30	0.03 ± 0.03	0.20 ± 0.04	0.09 ± 0.01
EMED	1.20 ± 0.30	0.04 ± 0.03	0.18 ± 0.05	0.08 ± 0.01
MED	1.30 ± 0.30	0.04 ± 0.04	0.19 ± 0.04	0.09 ± 0.01

The MW showed a trend of 0.02psu/100yr during the first 50 years after the AW salinity trend was imposed, while the temperature showed no valuable changes. Then a 0.4psu/100yr trend was imposed for the inflowing AW. In this case the MW salinity increase occurred at a much higher rate than the observed ones (0.09psu/100 yr, see Figure 10), while once again the temperature showed no changes. In this case, the time evolution of the MW is far from being linear and the model trends increase with time (Figure 10B). MW trends were also calculated for a 50yr period beginning 75yr after the new AW forcing. The MW salinity trend was 0.24psu/100yr, an order of magnitude higher than the observed ones, and the temperature trend 0.04 °C/100 yr, close to the minimum observed trends.



**Figure 10:** Is the same as in Figure 8 with the difference that in year 1000 the net evaporation and sea surface heat flux are kept constant. Instead, a linear trend of 0.4psu/100yr is imposed for the Atlantic Water inflowing through the Strait of Gibraltar.

**Discussion and Conclusions**

Most of the works analyzed in this study report warming and salting trends for the deep waters of the Mediterranean Sea (Table 1). These trends range between the 0.1 °C/100 yr reported by Lacombe et al. (1985) and the 0.4 °C/100 yr in Bethoux et al. [4]. On the contrary, different results are obtained for the temperature and salinity trends for the upper and intermediate layers, occupied by AW and LIW respectively, during the second half of the twentieth century. The discrepancy between the different results concerning AW and LIW seems to be associated to the high time and spatial variability of these water masses and the inappropriate sampling strategy during the last century. The lack of monitoring programs and the data scarcity made the results very sensitive to the data processing methods [29]. According to these authors, the monitoring programs existing during the twentieth century were not suitable for describing the time variability of the different layers and geographical regions of the Mediterranean Sea. Llasses et al. [29] consider that the existing data sets could only provide a description of the basin average properties. Rixen et al. [42] only describe the temperature and salinity evolution of the upper (0-150dbar),

intermediate (150-600 dbar) and deep layers (600 dbar-bottom) of the WMED and EMED from a qualitative point of view. Rixen et al. [42] only provide quantitative results for the temperature and salinity averaged for the whole Mediterranean Sea. In this case the temperature trend obtained was 0.19 °C/100 yr Table 7.

**Table 7:** Evaporation (E), precipitation (P), river discharges (R), Net flow from the Black Sea (BS) and net evaporation (E<sub>N</sub> = E-P-R-BS) according to different authors.

- a. Values estimated from the volume, salt and heat balance including the Black Sea net flow.
- b. Minimum and maximum values from the literature review.
- c. Values estimated by Struglia et al. [54] for two different periods.
- d. Mean values for E, P, R and BS which are used for the estimation of E-P-R-BS. This final value is averaged with those estimated by Bethoux and Nof.

	E	P	R	BS	EN
Nielsen (1912)	5194	1335	900		
Sverdrup (1942)	3639	997	230	205	
Defant (1961)				205	
Tixeront (1970)	2996	884	513	189	
Lacombe & Tchernia (1972a)	3327	884	513	189	
Ovchinnikov (1974)			429		
Nof (1979)					2208 <sup>a</sup>
Bethoux (1979,1980)				205	2500 <sup>a</sup>
Lacombe et al [25]				200	
Ozsoy & Ünlüata [38]				300	
Boukthir & Barnier [7]	2300	825	347		
Struglia et al. [54]			255-328		
Ludwig et al. [34]			440-737 <sup>b</sup> 328-387 <sup>c</sup>		
Criado-Aldeanueva et al.[12]	2965	1173-1265	328		
Valores medios	3404	1080	442	213	2126 <sup>d</sup>

The present work estimates annual temperature and salinity values for the different depth levels from the surface to 2500 dbar for the WMED and EMED and for the MED. Each annual value has been calculated with an estimation of its standard deviation which can be considered as representative of its associated error. Nevertheless, time series contain frequent gaps. Gaps in time series can be filled following different approaches: filling the gaps with climatological values, using climatological values and linear trends, averaging residuals or anomalies instead of temperature and salinity values, or using 3D interpolated products which contain no gaps. When averaging different regions, once again spatial gaps have to be taken into account and two approaches have been used: representative anomalies and zero anomalies [18]. Finally, the time series obtained for the WMED, EMED and MED present a

large dispersion depending on the data analysis method used for the time series construction. As all the methodologies are based on previous works and sound science it cannot be established a priori which method should be considered. The dispersion associated to these methodological aspects is larger than the standard deviation of the annual temperature and salinity data and therefore it is considered as the uncertainty of the analyzed time series. In this way, the mean value estimated from all the temperature and salinity time series have been considered and the minimum and maximum values provide upper and lower limits which can be considered as the uncertainty of the annual time series (Figures 4-7). If the mean time series are considered, the upper layer of the WMED increased its temperature from 1945 to 2000 at a rate of  $0.79 \pm 0.34$  °C/100 yr. considering the upper and lower limits of these time series (Table 2), this warming trend could reach 1.36 °C/100 yr. Nevertheless, if each of the time series generated using the different methodologies are considered, some of these time series show positive trends, while others show negative and significant trends. If the salinity of the AW in the WMED is considered, the lower limit of these time series shows a negative trend, while the mean time series and the upper limit show positive trends. Notice that the result for the mean time series (Table 2) is not statistically significant at the 95 % confidence level. Once again, if each individual time series is analyzed, positive and negative results are obtained. For the case of the AW in the EMED, the mean temperature and both the lower and upper limits show negative and significant trends ( $-1.25 \pm 0.55$  °C/100 yr for the mean temperature, Table 2). If each time series is checked, negative and positive results alternate. The mean salinity time series shows a non significant trend. These results could indicate that the AW temperature and salinity trends in both the WMED and EMED are not very robust results coinciding with the conclusion extracted from the review of the existing literature (Table 1). When temperature time series are considered in a fixed point with a constant methodology, as for instance, the l'Estartit oceanographic station in the Catalan continental shelf, very clear and robust results are obtained with a warming trend of 2.7 °C/100 yr (Table 1) [46]. Nevertheless it has to be taken into account that the period of time covered by Salat and Pascual [46] is 1974-2005, different from the one analyzed in the present work and summarized in (Table 2). Another objection to the direct comparison with results in Salat and Pacual [46] is the very local character of l'Estartit station. Recent works based on satellite data and the combination of satellite and in situ data show intense warming trends for the surface waters of the WMED and EMED [30, 36,52]. The upper 700 m of the world ocean seems to have absorbed most of the heat absorbed by the Earth because of the global warming process [54]. These results suggest that the upper layer of the Mediterranean Sea could have also suffered a warming process along the twentieth century. Nevertheless, satellite based works extend from the beginning of the 1980s. It cannot be established if the lack of significant positive trends in the MEDAR time series is the result of data scarcity and the absence of systematic and

periodic measurements or it is simply a consequence of the different period of time covered by both data sets. If this second possibility was right, it would indicate an intensification of the warming trends during the end of the twentieth century and the beginning of the twenty first one. The salinity of the AW in both the WMED and EMED shows lack of significance for the mean time series. This result is coincident with the discrepancies outlined from the revision of previous works in Table 1. Unlike the upper layer, robust results are obtained when the MW is analyzed. The temperature and salinity trends for the MW were positive and significant in the WMED and EMED. Consequently, the behavior of the MW averaged for the whole Mediterranean Sea also showed positive trends (Tables 2-8). The heat absorbed by the MW during the second half of the twentieth century positive and negative trends depending on the methodology used. This is reflected in the negative trends obtained for the lower limit of MEDAR time series (Table 2), the positive trend for the upper limit and the increased at a rate ranging between 0.11 and 0.30 W/m<sup>2</sup>.

If each individual time series for each different data processing method is considered, most of them showed positive warming and salting trends, supporting the result that the MW increased its temperature and salinity along the last century. The temperature and salinity of the deep waters in the Mediterranean Sea are the result of deep convection during severe winter conditions. The water masses taking part in this formation process are the AW and the LIW. At the same time LIW is the result of intermediate winter convection acting over the AW in the EMED. Therefore it is difficult to reconcile the warming of the Mediterranean waters with the lack of robust warming trends in the AW. Some hypotheses have been proposed that could solve this problem. According to Rohling and Bryden [44], Krahnmann and Schott [22] and Millot [35], the MW warming would be the result of the salinity increase of the AW. Saltier AW would reach the deep water density with temperatures higher than those ones previous to the AW salting. These authors differ in the origin of the AW salinity increase. Rohling and Bryden [44] attribute it to the damming of river Nilo and those rivers draining into the Black Sea. Krahnmann and Schott associate it to the damming of river Ebro, while Millot [35] considers that the cause is the positive salinity trend of the AW inflowing through the Strait of Gibraltar. A simple box model has been used for trying to check the validity of these hypotheses. The box model used in this work is based on integral heat, salt and volume conservation laws and is similar to the conceptual model used by Bethoux et al [5] or the box model used by Bethoux et al. [1] or Lozier and Sindlinger [40]. The model is able to reproduce under steady state conditions the basin average temperature and salinity of the MW obtained from MEDAR observations in the present work (13.45 °C, 38.63 psu). This agreement is achieved when the net evaporation is fixed between 2010 and 2340km<sup>3</sup>/yr (0.8 to 0.94 m/yr) and the heat loss through the sea surface is between 5.12 and 5.95W/m<sup>2</sup>. The uncertainty associated to the model net evaporation



and heat loss comes from the different parameterizations used. Nevertheless, all these values are in agreement with those found in the literature [44]. The water volumes exchanged at the Strait of Gibraltar for this model steady state are between 1.06 and 1.23 Sv for the Atlantic inflow and between 0.99 and 1.16 Sv for the outflow, with a net inflow ranging from 0.06 to 0.07 Sv, once again in a reasonable agreement with observed values [55]. A review of the existing literature allowed us to establish that the river Ebro damming would be equivalent to a 1.2% increase in the Mediterranean net evaporation. According to the box model,

this net evaporation increase would produce a salinity increment of the MW similar to those observed in MEDAR data, but the temperature trends would be much lower. If the net evaporation was increased in 3.5 %, equivalent to the river Nilo damming, the salinity trends predicted by the box model were 0.06 psu/100 yr, higher than the observed ones, but the temperature trend still remained lower than the observed ones. The same result was obtained when the net evaporation was increased in 4.7 %, considering both the damming of rivers Ebro and Nilo Figures 11-14.

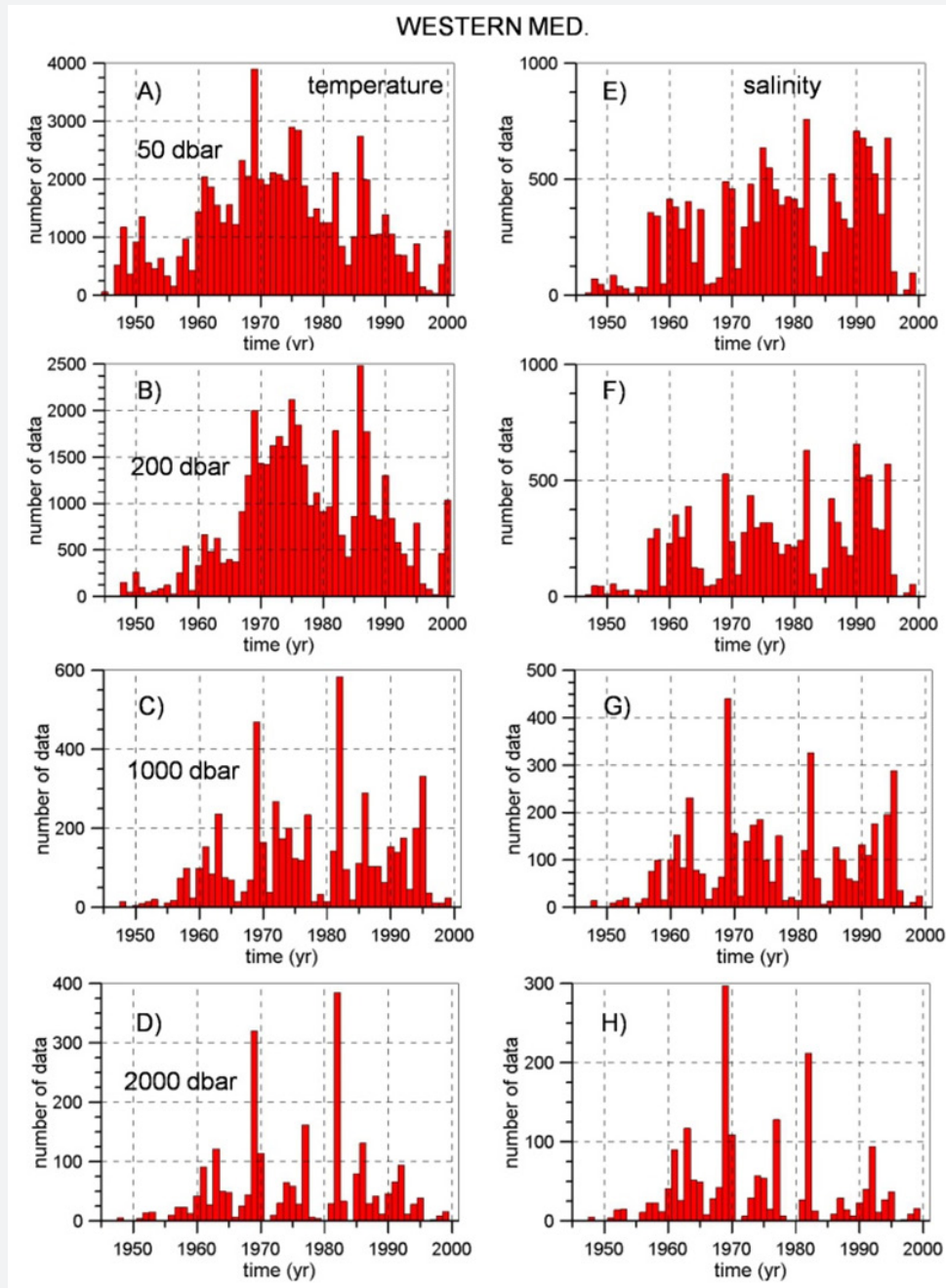


Figure 11: Number of annual data for the WMED and EMED at different pressure levels representing the upper, intermediate and deep layers.

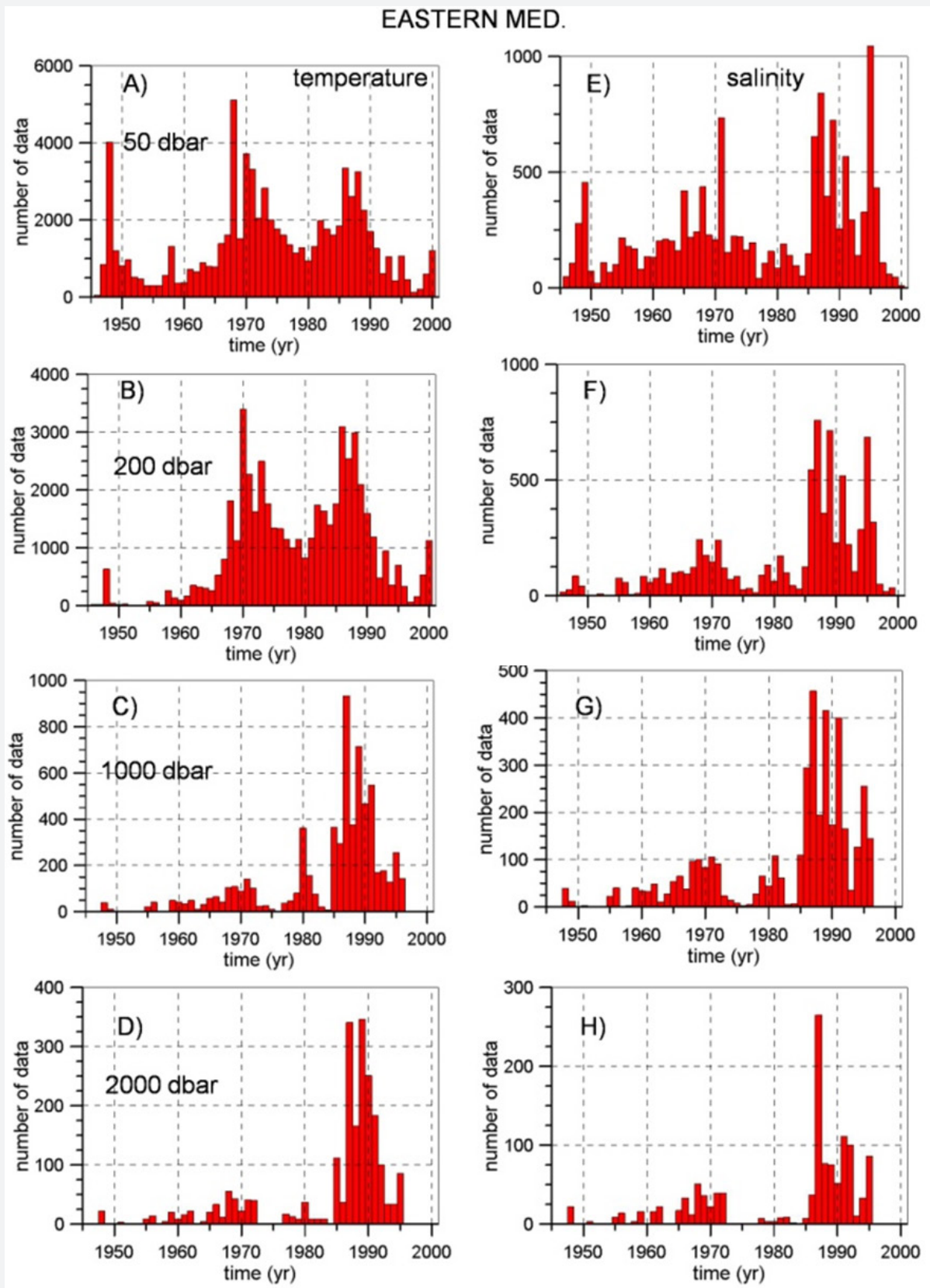
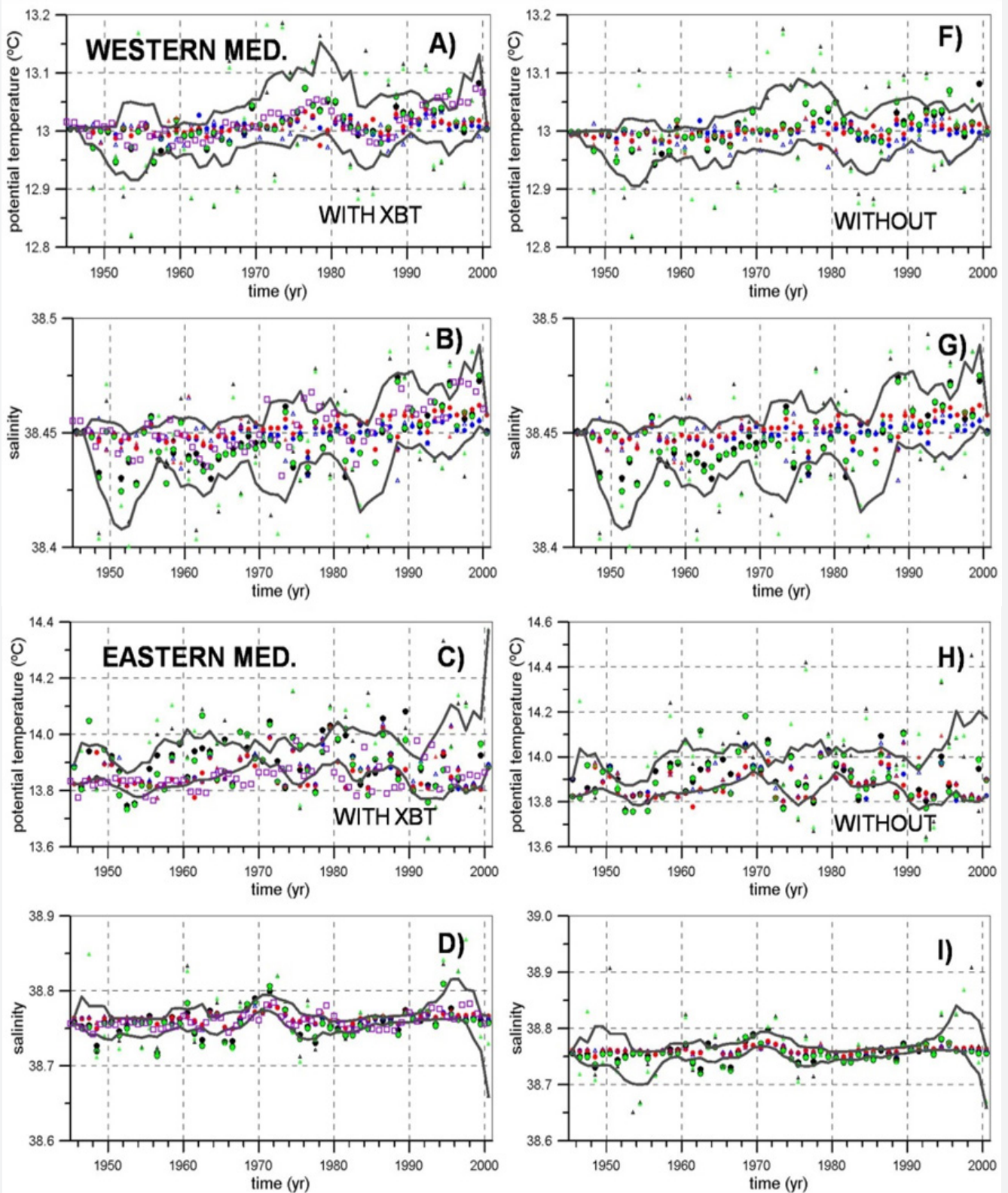
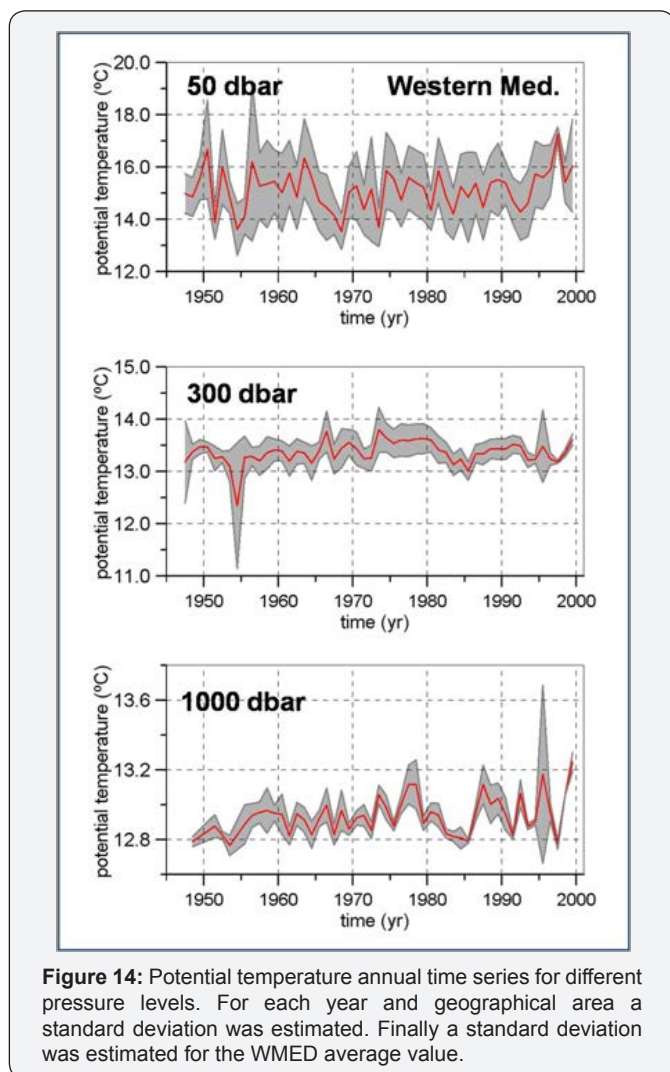


Figure 12: As in Figure 11, but for the EMED.



**Figure 13:** Colored symbols are the different time series constructed for the potential temperature and salinity of MW in the WMED and EMED with and without the inclusion of XBT data. Grey lines are time series constructed using the maximum and minimum value for each year. Values from some years are out these limits because the minimum-maximum time series have been smoothed with a five year moving average.



If a linear trend was imposed for the salinity of the AW flowing into the Mediterranean Sea through the Strait of Gibraltar (0.1 psu/100 yr), the MW experienced a salinity trend of 0.02 psu/100 yr, similar to the observed one, but the temperature trend was practically negligible. Imposing a higher linear trend for the inflowing AW (0.4 psu/100 yr) produced a salinity trend for the MW higher than the observed one, but the temperature trend remained an order of magnitude lower than the MEDAR trends. A MW temperature trend lower, although comparable to the MEDAR ones was obtained if such trends were estimated 75 years later than the beginning of the inflowing AW salinity trends (Figure 10). The results of the box model show that the increment of the salinity of the AW can produce a warming of the MW, but lower than the observed one. The cause of this warming can be inferred from the heat and volume conservation laws and the density change induced by the salinity increase, Figure 8C shows the volume transport for the Atlantic inflow and the Mediterranean outflow in the Strait of Gibraltar (blue lines) and the associated heat transports (red lines), Figure 8D shows the net volume and heat transport. As the salinity of the deep water increases, its density also increases and so the Mediterranean

outflow does. The Atlantic inflow also increases to compensate for the new outflow and net evaporation:  $V_a = V_m + E_N$ . More relevant for this discussion is that the net transport through Gibraltar must increase, that is, the increment for the inflow must be higher than the increment for the outflow. The net heat transport through the Strait of Gibraltar is  $\rho_a c V_a T_a - \rho_m c V_m T_m$ . The Atlantic inflow temperature remains constant. Therefore, if the Mediterranean temperature did not change, the net heat transport through the Strait of Gibraltar would increase and would not be balanced by the sea surface heat loss, which has not been altered. This higher net heat transport would produce the warming of Mediterranean waters until a higher  $T_m$  produced a new equilibrium state. Beside this explanation for the warming of the MW associated to a higher net evaporation, it has been shown that this process is not able to reproduce the warming trends estimated from the observations. When both the net evaporation is increased in 3.5 % and the heat loss to the atmosphere is reduced from 5.95 W/m<sup>2</sup> to 5.55 W/m<sup>2</sup>, the linear trends reproduced by the box model for the first 50 years after the change are 0.16 °C/yr and 0.06 psu/100 yr. These values are higher but comparable to the observed ones. Notice that the reduction in heat loss to the atmosphere is also close to the 0.3 W/m<sup>2</sup> observed for the heat absorbed by the MW and is similar to that reported by Levitus et al. [27] for the heat absorbed by the upper 700 m of the world oceans. These results suggest that the warming of the MW is the result of an increment of the net evaporation and a reduction of the heat fluxes to the atmosphere. Data from RADMED monitoring program in the westernmost Mediterranean Sea and the EN4 data set [16] have been used for checking the possible acceleration of the warming and salting trends of the Mediterranean Waters during the beginning of the twenty first century. The RADMED program monitors in a periodic and systematic way the Spanish Mediterranean waters including deep oceanographic stations. Time variability in the RADMED region is similar to that observed for the whole WMED with a 0.6 correlation coefficient for the MW temperature from both time series and a 0.75 correlation coefficient for the salinity (Figures 7C & 7D). According to RADMED data, the temperature and salinity of the MW for the period 1945-2015 in the WMED increased at rates of 0.2 °C/100 yr and 0.08 psu/100 yr (Figure 7). RADMED data were merged with MEDAR ones and the uncertainty were estimated using the different methodologies already described. These trends are robust (do not depend on the methodology) and they are mainly forced by a dramatic salinity and temperature increase of the deep waters of the WMED which could be linked to the Western Mediterranean Transition [56-60]. The AW also increased its temperature and salinity for the period 1945-2015 with trends of  $0.53 \pm 0.30$  °C/100 yr and  $0.06 \pm 0.04$  psu/100 yr. In this case these trends were not affected by the data analysis method and the large uncertainty associated to them. These results suggest on one hand that the inclusion of new and systematic observations favors the long term changes detection. On the other hand, it seems that the beginning of the twenty first century is characterized by an acceleration of

the warming and salting trends. For the estimation of trends in both the WMED and EMED the EN4 objective analysis has been used. Figure S8 shows the MW temperature and salinity for both basins from 1945 to 2015. The corresponding uncertainty intervals from MEDAR time series for the period 1945-2000 are also included for comparison. Table TS3 in supplementary material shows the trends for the AW and MW for the WMED, EMED and the MED Figures 15 & 16.

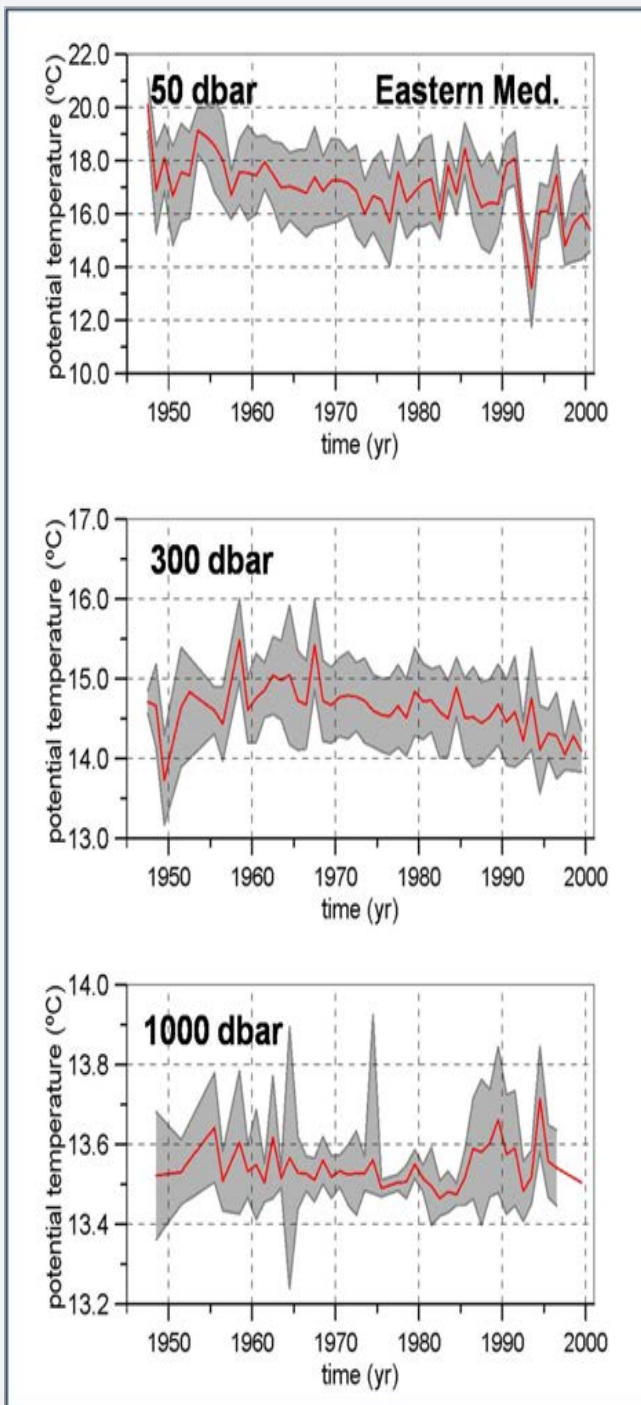


Figure 15: The same as in Figure 14, but for the EMED.

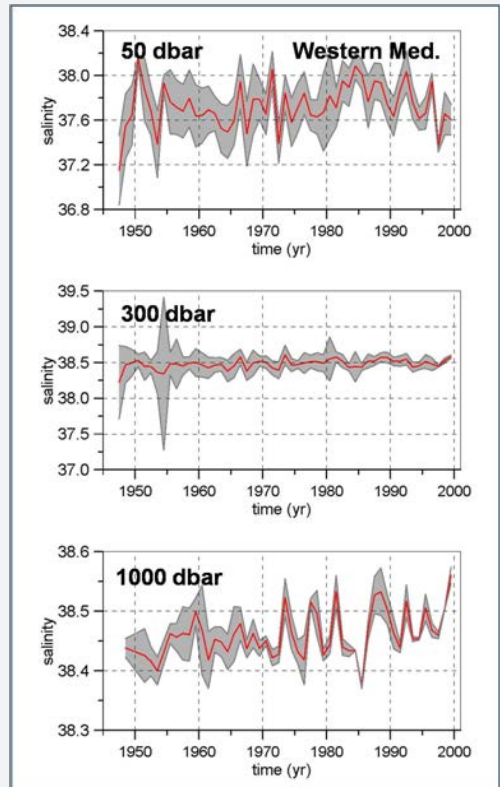


Figure 16: The same as in Figures 14 & 15, but for the WMED salinity.

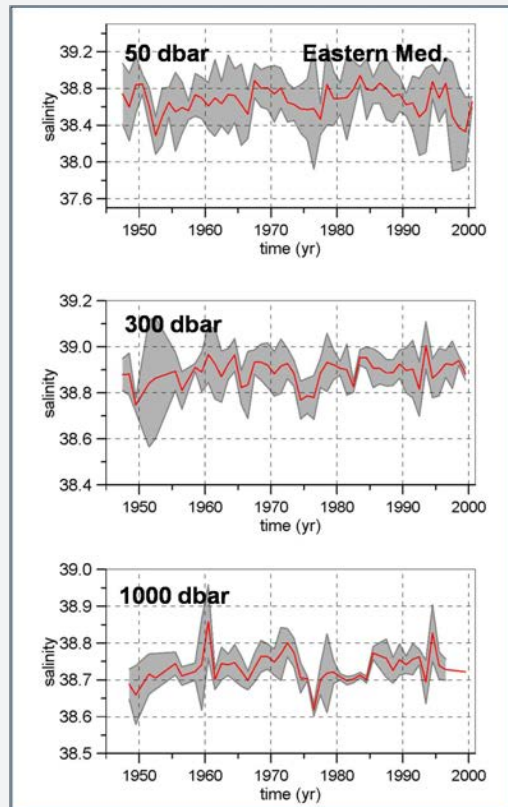


Figure 17: The same as in Figure 16, but for the EMED.

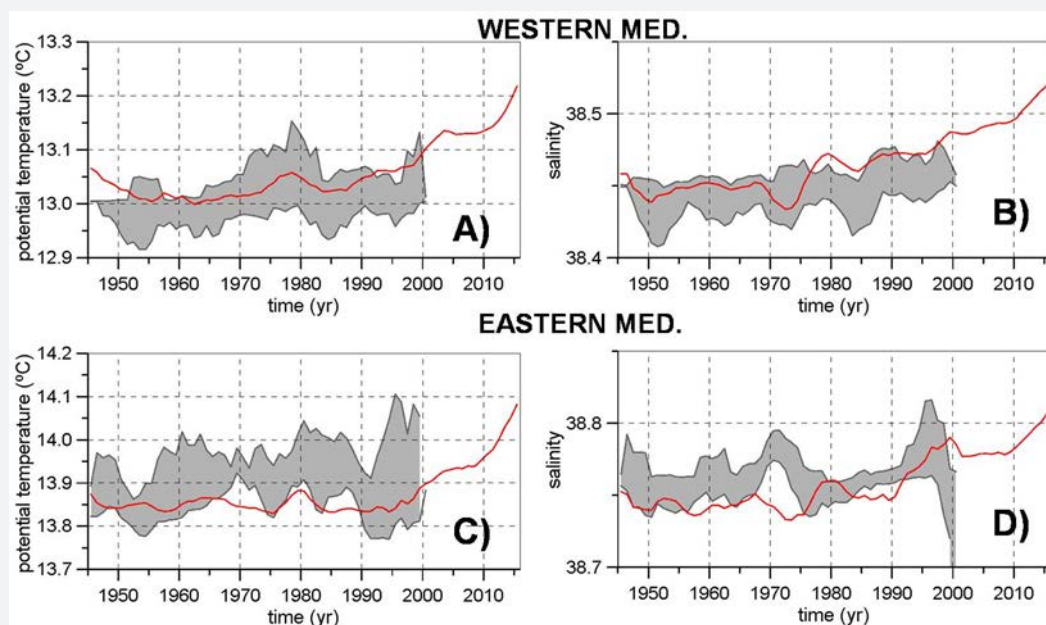


**Table 8:** Estimation for the changes in river discharges caused by the damming of the river Nilo and Ebro.

	$\Delta R$ Nilo	$\Delta R$ Ebro
Rohling & Bryden [45]	90-0 = 90	
Bethoux & Gentili [3]	64-4 = 58	
Bethoux et al.[2]		32
Krahmann & Schott [22]		12
Boukthir & Barnier [7]		
Citan a Wadie, 1984	58	30
Skiris & Lascaratos (2004)	85 (90 %) = 77	
Ludwig et al.[6]	83-15 = 68	
Skiris et al. [52]	85-5 = 80	
Valores medios	75	25

Both basins and the whole Mediterranean Sea have increased their temperature and salinity with larger trends than those previously reported for the second half of the twentieth century. In the case of the WMED the temperature trend for the AW is clearly higher than that estimated from RADMED/MEDAR data. The AW salinity and the temperature and salinity for the MW exhibit trends very similar to those obtained from RADMED data, supporting the previous conclusions. That is, the warming and salting of the Mediterranean Sea seems to have been accelerated. The EMED and the whole Mediterranean have a very similar behavior to the one already described for the WMED. In this case the acceleration of temperature and salinity trends for the last decade of the twentieth century and the beginning of the twenty first one could be linked to the spreading phase of the Eastern Mediterranean Transient [39]. In summary, the analysis of temperature and salinity time series during the twentieth century

shows the warming and salting of the Mediterranean Waters. This result is robust and not affected by the large uncertainty of these time series. The main source of the uncertainty is the data scarcity and the different data analysis methods used to fill time and space gaps and to construct time series. On the contrary, the possible existence of positive temperature and salinity trends in the AW within the Mediterranean Sea is not such a robust result. Some hypotheses have suggested that the origin of the MW warming is the salinity increase of the AW. A box model considering heat, salt and volume conservation laws shows that the increment of the freshwater deficit in the Mediterranean Sea or the increase of the salinity of the AW flowing into the Mediterranean Sea through Gibraltar could produce a certain warming and salting of the MW. Nevertheless these changes cannot explain the observed temperature trends. The temperature and salinity trends observed during the second half of the twentieth century can be explained by a combination of the increase of the freshwater deficit in the Mediterranean Sea and a decrease of the heat losses to the atmosphere. Finally, RADMED monitoring program in the Spanish Mediterranean and the EN4 objective analysis show that the temperature and salinity trends have increased during the beginning of the twenty first century Table 8. Temperature trends estimated for the extended period 1945-2015 for the AW are between 0.53 °C/100yr and 1.3 °C/100 yr and those for salinity are between 0.03 and 0.06 psu/100 yr depending on whether the RADMED or EN4 data sets are used. The MW increased their temperature and salinity at rates around 0.2 °C/100 yr and 0.09 psu/100yr. New platforms for the compilation of oceanographic data and new monitoring programs are invaluable tools for assessing future changes in the Mediterranean Sea thermohaline properties Figures 17 & 18.



**Figure 18:** Grey lines and grey shaded area are the uncertainty for the potential temperature and salinity in the WMED (upper plots) and EMED (lower plots). Red lines are the time series from the EN4 objective analysis.

## References

1. Bethoux, JP, B Gentili, P Morin, E Nicolas (1999) The Mediterranean Sea: a miniature ocean for climatic and environmental studies and a key for the climate functioning of the North Atlantic Prog Oceanogr 44: 131-146.
2. Lacombe H, JC Gascard, J Gonella, JP Bethoux (1981) Response of the Mediterranean to the water and energy fluxes across its surface, on seasonal and inter annual scales Oceanologica Acta 4 : 1-12.
3. M Vargas Yanez, E Mallard, M Rixen, P Zunino, Mc Garcia Martinez (2012) The effect of interpolation methods in temperature and salinity trends in the Western Mediterranean. Medit Mar Sci 13(1): 118-125.
4. Rixen M, JM Beckers, S Levitus, J Antonov, T Boyer (2005) The Western Mediterranean Deep Water: a proxy for climate change. Geophys Res Lett p. 1-32.
5. Bethoux JP, B Gentili, J Raunet, D Tailleux (1990) Warming trend in the Western Mediterranean deep water. Nature 347: 660-662.
6. Krahnmann G, F Schott (1998) Long term increases in Western Mediterranean salinities and temperatures: anthropogenic and climatic sources. Geophys Res Lett 25(22): 4209-4212.
7. Rohling EJ, HL Bryden (1992) Man-induced salinity and temperature increase in Western Mediterranean Deep Water. J Geophys Res 97(C7): 11191-11198.
8. Millot C (2007) Interannual salinification of the Mediterranean inflow. Geophys Res Lett: 34.
9. Vargas Yanez M, P Zunino, A Benali, M Delpy, F Pastre (2010) How much is the Western Mediterranean really warming and salting? J Geophys Res: 115.
10. Painter SC, MN Tsimplis (2003) Temperature and salinity trends in the upper waters of the Mediterranean Sea as determined from MEDATLAS data set. Cont Shelf Res 23: 1507-1522.
11. Sparnocchia S, GMR Manzella, Paul E La Violette (1994) The interannual and seasonal variability of the MAW and LIW core properties in the Western Mediterranean Sea. In Seasonal and Interannual variability of the Western Mediterranean. Coastal and Estuarine Studies. PE La Violette (Ed.) American Geophysical Union, Washington, USA.
12. Salat J, 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 JM Cuadrat Prats, MA Sánchez, SM Vicente Serrano, S Lanjeri, N De Luis Arrillaga, JC Gonzalez Hidalgo Publicaciones de la Asociación Española de Climatología (AEC), serie A: 284-290.
13. Nikolaos Skliris, Sarantis Sofianos, Athanasios Gkanasos, Annetta Mantziafou, Vasilis Vervatis (2012) Decadal scale variability of sea surface temperature in the Mediterranean Sea in relation to atmospheric variability. Ocean Dynamics 62(1): 13-30.
14. Lopez Garcia MJ (2015) Recent warming in the Balearic Sea and Spanish Mediterranean coast. Towards an earlier and longer summer. Atmosfera 28(3): 149-160.
15. Nykjae L (2009) Mediterranean Sea surface warming 1985-2006. Climate Research 39: 11-17.
16. Von Schuckmann K, PY Le Traon, E Alvarez Fanjul, L Axell, M Balmaseda, et al. (2016) The Copernicus Marine Environment Monitoring Service Ocean State Report. Journal of Operational Oceanography 9: s235-s320.
17. K Schroeder, C Millot, L Bengara, S Ben Ismail, M Bensi, et al. (2013) Long-term monitoring program of the hydrological variability in the Mediterranean Sea: a first overview of the Hydro changes network. Ocean Sci 9: 301-324.
18. Poulain PM, R Barbanti, J Font, A Cruzado, C Millot, et al. (2007) Med Argo: A drifting profiler program in the Mediterranean Sea. Ocean Sci 3: 379-395.
19. JL Lopez Jurado, R Balbin1, F Alemany, B Amengual, A Aparicio Gonzalez, et al. (2015) The RADMED monitoring programme as a tool for MSFD implementation: towards an ecosystem-based approach. Ocean Science 11: 897-908.
20. Elena Tel, Rosa Balbin, Jose Manue Cabanas, Maria Jesus Garcia, M Carmen Garcia Martinez , (2016) IE00S: The Spanish Institute of Oceanography Observing System. Ocean Sci 12: 345-353.
21. Simon A Good, M J Martin, N A Rayner (2013) EN4: quality controlled ocean temperature and salinity profiles and monthly objective analyses with uncertainty estimates. Journal of Geophysical Research Oceans 118: 6704-6716.
22. Boyer TP, JI Antonov O, K Baranova, C Coleman, HE Garcia, et al. (2013) World Ocean Database 2013, NOAA Atlas NESDIS 72, S Levitus, Ed, A Mishonov, Technical Ed Silver Spring MD pp. 1-209.
23. Llasses J, G Jorda, D Gomis (2015) Skills of different hydrographic networks in capturing changes in the Mediterranean Sea at climate scales. Climate Research 63: 1-18.
24. Jorda G, D Gomis (2013) Reliability of the steric and mass components of the Mediterranean Sea level as estimated from hydrographic gridded products. Geophys Res Lett 40: 3655-3660.
25. Beuvier J, F Sevault, M Herrmann, H Kontoyiannis, W Ludwig, et al. (2010) Modeling the Mediterranean Sea inter annual variability during 1961-2000: Focus on the Eastern Mediterranean Transient. J Geophys Res: 115.
26. Rixen M, JM Beckers, JM Brankart, P Brasseur (2000) A numerically efficient data analysis method with error map generation. Ocean modeling 2: 45-60.
27. MEDAR Group 2002 - MEDATLAS 2002 database Mediterranean and Black Sea database of temperature, salinity and bio-chemical parameters. Climatological Atlas.
28. Levitus S, JI Antonov, TP Boyer, RA Locarnini, HE Garcia, et al. (2009) Global ocean heat content 1955-2008 in light of recently revealed instrumentation problems. Geophys Res Lett: 36.
29. Ishii M, M Kimoto (2009) Reevaluation of historical ocean heat content variations with time-varying XBT and MBT bias. J Oceanogr 65: 287-299.
30. Domingues CM, JA Church, NJ White, PJ Gleckler, SE Wijffels, et al. (2008) Improved estimates of upper-ocean warming and multi-decadal sea level rise. Nature 453: 1090-1093.
31. Gouretski V, KP Koltermann (2007) How much is the ocean really warming? Geophys Res Lett 34.
32. Gregory JM, HT Banks, PA Stott, JA Lowe, MD Palmer, et al. (2004) Simulated and observed decadal variability in ocean heat content. Geophys Res Lett: 31.
33. Zar, J H (1984) Biostatistical Analysis, (2<sup>nd</sup> Edn). Englewood Cliffs, NJ Prentice-Hall, Inc, New Jersey, USA.
34. Draper NR, H Smith (1981) Applied Regression Analysis (2<sup>nd</sup> Edn.) New York, USA.
35. Emmerly WJ, RE Thomson (1998) Data Analysis methods in Physical Oceanography. Elsevier, New York, USA.
36. Chelton DB (1983) Effects of sampling errors in statistical estimations. Deep Sea Res Part A 30: 1083-1103.
37. Lenschow DH, BB Stankov (1986) Length scales in the convective boundary layer. J Atmos Sci 43: 1198-1209.

38. Bethoux J P (1979) Budgets of the Mediterranean Sea. Their dependence on the local climate and on the characteristics of the Atlantic waters. *Oceanol Acta* 2: 157-163.
39. Bethoux J P, B Gentil (1996) The Mediterranean Sea, coastal and deep-sea signatures of climatic and environmental changes. *J Mar Syst* 7: 383-394.
40. Lozier M S, Sindlinger L (2009) On the source of Mediterranean Overflow water property changes. *Journal of Physical Oceanography*: 39.
41. Kullenberg B (1953) Les échanges d'eau á travers le Detroit de Gibraltar. *B Inf Com Oceanogr Et cotes Paris*: 298-302.
42. Whitehead JA, A Leetma, RA Knox (1974) Rotating hydraulics of strait and sill flows. *Geophys Fluid Dyn* 6: 101-125.
43. Bryden HL, TH Kinde (1991) Steady 2-layer exchange through the Strait of Gibraltar. *Deep-Sea Res* 38S: 445-463.
44. Criado Aldeanueva F, FJ Soto Navarro, J Garcia Lafuente (2012) Seasonal and interannual variability of surface heat and freshwater fluxes in the Mediterranean Sea: budgets and exchange through the Strait of Gibraltar. *Int J Climatol* 32: 286-302.
45. Ruiz S, D Gomis, Sotillo, MG, Josey SA (2008) Characterization of surface heat fluxes in the Mediterranean Sea from a 44-year high resolution atmospheric data set. *Global and Planetary Change* 63: 258-274.
46. Ludwig W, E Dumont, M Meybeck, S Heussner (2009) River discharges of water and nutrients to the Mediterranean and Black Sea: Major drivers for ecosystem changes during past and future decades. *Prog In Oceanogr* 80: 199-217.
47. Struglia MV, A Mariotti, A Filograsso (2004) River discharge into the Mediterranean Sea: Climatology and aspects of the observed variability. *J Clim* 17: 4740-4751.
48. Boukthir M, B Barnier (2000) Seasonal and inter-annual variations in the surface freshwater flux in the Mediterranean Sea from the ECMWF re-analysis Project. *J Mar Syst* 24: 343-354.
49. Tixeront J (1970) Le bilan hydrologique de la Mer Noire et de la Mer Méditerranée. *Cah Océanogr* 22: 227-237.
50. Ozsoy E, U Unluata (1997) Oceanography of the Black Sea: A review of some recent results. *Earth-Science Reviews* pp. 231-272.
51. Bethoux JP, B Gentili, D Tailliez (1998) Warming and freshwater budget change in the Mediterranean since 1940s, their possible relation to the greenhouse effect. *Geophys Res Lett* 25(7): 1023-1026
52. Boyer T P, S Levitus, J I Antonov, R A Locarnini, H E Garca, et al. (2005) Linear trends in salinity for the world ocean, 1955-1998. *Geophys Res Lett* p. 1-32.
53. Reverdin G, E Kestenare, C Frankignoul, T Delcroix (2007) Surface salinity in the Atlantic Ocean (30° S-50° N). *Prog In Oceanogr* 73: 311-340.
54. Levitus S, JI Antonov, TP Boyer, OK Baranova, H E Garcia, et al. (2012) World ocean heat content and thermocline sea level change (0-2000 m), 1955-2010. *Geo phys Res Lett* p. 1-39.
55. Sanchez Roman A, Sannino, J Garcia Lafuente, A Carrillo, F Criado-Aldeanueva, et al. (2009) Transport estimates at the western section of the Strait of Gibraltar: A combined experimental and numerical modeling study. *J Geophys Res*: 114.
56. K Schroeder, J Chiggiato, S A Josey, M Borghini, S Aracri, S (2017) Rapid response to climate change in a marginal sea. *Scientific Reports* 7: 4065.
57. Schroeder K, J Chiggiato, HL Bryden, M Borghini, SB Ismail, et al. (2016) Abrupt climate shift in the Western Mediterranean Sea. *Scientific Reports* 6: 23009.
58. Pinardi N, Marco Z, Mario Adani, G Coppini, Claudia F, et al. (2015) Mediterranean Sea large-scale low-frequency ocean variability and water mass formation rates from 1987 to 2007: A retrospective analysis. *Prog Oceanogr*.
59. Zunino P, K Schroeder, M Vargas Yanez, G P Gasparini, L Coppola, et al. (2012) Effects of the Western Mediterranean Transition on the resident water masses: Pure warming, pure freshening and pure heaving. *J Mar Syst* 96-97: 15-23.
60. Herrmann M, F Sevault, J Beuvier, S Somot (2010) What induced the exceptional 2005 convection event in the north western Mediterranean basin? Answers from a modeling study. *J Geophys Res* pp.1- 115.



This work is licensed under Creative Commons Attribution 4.0 License  
DOI: [10.19080/IJESNR.2018.08.555741](https://doi.org/10.19080/IJESNR.2018.08.555741)

**Your next submission with Juniper Publishers  
will reach you the below assets**

- Quality Editorial service
- Swift Peer Review
- Reprints availability
- E-prints Service
- Manuscript Podcast for convenient understanding
- Global attainment for your research
- Manuscript accessibility in different formats  
**( Pdf, E-pub, Full Text, Audio)**
- Unceasing customer service

**Track the below URL for one-step submission**  
<https://juniperpublishers.com/online-submission.php>







## ANEXO 2





## Updating temperature and salinity mean values and trends in the Western Mediterranean: The RADMED project



M. Vargas-Yáñez<sup>a,\*</sup>, M.C. García-Martínez<sup>a,b</sup>, F. Moya<sup>a</sup>, R. Balbín<sup>c</sup>, J.L. López-Jurado<sup>c</sup>, M. Serra<sup>c</sup>, P. Zunino<sup>d</sup>, J. Pascual<sup>e</sup>, J. Salat<sup>e</sup>

<sup>a</sup> Instituto Español de Oceanografía, Centro Oceanográfico de Málaga, Spain

<sup>b</sup> Universidad de Málaga, Departamento de Ecología, Spain

<sup>c</sup> Instituto Español de Oceanografía, Centro Oceanográfico de Baleares, Spain

<sup>d</sup> Institut français de recherche pour l'exploitation de la mer, Brest, France

<sup>e</sup> Institut de Ciències del Mar, Barcelona, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Spain

### ARTICLE INFO

#### Keywords:

Western Mediterranean  
Monitoring program  
Warming and salting trends  
Climate change

### ABSTRACT

The RADMED project is devoted to the implementation and maintenance of a multidisciplinary monitoring system around the Spanish Mediterranean waters. This observing system is based on periodic multidisciplinary cruises covering the coastal waters, continental shelf and slope waters and some deep stations (> 2000 m) from the Westernmost Alboran Sea to Barcelona in the Catalan Sea, including the Balearic Islands. This project was launched in 2007 unifying and extending some previous monitoring projects which had a more reduced geographical coverage. Some of the time series currently available extend from 1992, while the more recent ones were initiated in 2007. The present work updates the available time series up to 2015 (included) and shows the capability of these time series for two main purposes: the calculation of mean values for the properties of main water masses around the Spanish Mediterranean, and the study of the interannual and decadal variability of such properties. The data set provided by the RADMED project has been merged with historical data from the MEDAR/MEDATLAS data base for the calculation of temperature and salinity trends from 1900 to 2015. The analysis of these time series shows that the intermediate and deep layers of the Western Mediterranean have increased their temperature and salinity with an acceleration of the warming and salting trends from 1943. Trends for the heat absorbed by the water column for the 1943–2015 period, range between 0.2 and 0.6 W/m<sup>2</sup> depending on the used methodology. The temperature and salinity trends for the same period and for the intermediate layer are 0.002 °C/yr and 0.001 yr<sup>-1</sup> respectively. Deep layers warmed and increased their salinity at a rate of 0.004 °C/yr and 0.001 yr<sup>-1</sup>.

### 1. Introduction

The oceans play a key role in the climate change process as it is very likely that their upper 700 m have warmed from 1971 to 2010 and it is probable that this warming process extends from 1871 to 2010 (Rhein et al., 2013). This warming corresponds to a heat absorption of 0.55 W/m<sup>2</sup> through the ocean surface and represents the 93% of the net heat absorbed by the Earth due to the present radiative imbalance (Levitus et al., 2012). In this context, the Mediterranean Sea has received an increasing attention since the early 1990s. Due to the reduced dimensions of the Mediterranean (if compared with the world oceans) the effects of climate change on the temperature and salinity of its water masses could be more easily detected. Furthermore, the Mediterranean has its own thermohaline circulation. Changes in deep water formation

and the thermohaline circulation can be studied in the Mediterranean Sea more easily than in the world oceans as deep water formation areas in the Mediterranean are more accessible than other regions of the world. Finally, water masses and circulation in the Mediterranean are affected by other anthropogenic factors different from climate change such as the damming of the main rivers draining into the Mediterranean Sea (Rohling and Bryden, 1992; Krahnmann and Schott, 1998). All these factors have led to consider the Mediterranean Sea as a natural laboratory for climate change studies (Bethoux et al., 1999).

Lacombe et al. (1985) reported a temperature and salinity increase of the deep waters in the Western Mediterranean. These results were based on the comparison of temperature and salinity data provided in previous works (Nielsen, 1912; Sverdrup et al., 1942) with those data collected along several cruises carried out from the early 1950s to the

\* Corresponding author.

E-mail address: [manolo.vargas@ieo.es](mailto:manolo.vargas@ieo.es) (M. Vargas-Yáñez).

<http://dx.doi.org/10.1016/j.pocean.2017.09.004>

Received 3 March 2017; Received in revised form 14 August 2017; Accepted 3 September 2017

Available online 06 September 2017

0079-6611/ © 2017 The Authors. Published by Elsevier Ltd. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>).





1970s. Later works analyzed the long term evolution of the upper, intermediate and deep layers both in the Western and Eastern Mediterranean. The upper layer corresponds to the AW and is usually considered as that extending from the surface to 150 or 200 m depth. The intermediate layer is mainly occupied by LIW and is usually considered as extending from 150 or 200 m to 600 m. Finally, the deep layer is below the intermediate layer and extends to the sea bottom. These works revealed the warming and salting of the deep waters (Béthoux et al., 1998; Leaman and Schott, 1991; Rohling and Bryden, 1992; Krahnmann and Schott, 1998; Rixen et al., 2005; Vargas-Yáñez et al., 2010a, 2010b). The existence of long term trends in the thermohaline properties of the intermediate and upper layers was not so clear. Some of these works reported changes in the salinity and temperature of the Levantine Intermediate Waters (LIW, Leaman and Schott, 1991; Rohling and Bryden, 1992; Béthoux et al., 1998; Rixen et al., 2005). On the contrary, other works found no significant trends for this water mass (Krahnmann and Schott, 1998; Painter and Tsimplis, 2003). Concerning the upper layer, occupied by Atlantic Waters (AW), several studies have used Sea Surface Temperature data from radiometers operated from satellite from the mid 1980s to show a clear warming of the Mediterranean surface waters. These results are confirmed by Skliris et al. (2012) who used in situ measurements from NOCs (National Oceanographic Center Southampton) to extend the analyses to the period 1973–2008. Nevertheless, when in situ data are used to study the upper part of the water column, some discrepancies appear. Once again, some works show no warming trends (Krahnmann and Schott, 1998; Spanocchia et al., 1994), while others present positive trends for the AW temperature (Pascual et al., 1995; Salat and Pascual, 2006).

Other changes detected in the Mediterranean Sea are related to the abrupt shift of the deep water formation sites and rates in the Eastern Mediterranean. This event, commonly known as the Eastern Mediterranean Transient (EMT), occurred at some moment between 1987 and 1995 and led to a dramatic increase of the temperature and salinity of the new Eastern Mediterranean Deep Waters (EMDW) which replaced and uplifted the old EMDW (Roether et al., 1996, 2007). The changes observed in the Eastern Mediterranean have been transmitted to the Western Mediterranean as saltier and warmer intermediate waters would flow through the Sicily channel after the EMT (Gasparini et al., 2005). The arrival of these saltier intermediate waters and some exceptional atmospheric conditions during winters 2005 and 2006 in the Western Mediterranean would have been responsible for the appearance of a new and anomalous Western Mediterranean Deep Water (WMDW). This water mass is warmer, saltier and denser than the previous or old WMDW and has occupied the bottom layer of this basin. These events are known as the Western Mediterranean Transition (WMT, Schroeder et al., 2010, 2016; Zunino et al., 2012; López-Jurado et al., 2005).

Most of the results outlined above have been derived from the comparison of data obtained in different oceanographic cruises. In most of the cases such cruises had no common purpose nor belonged to any monitoring program. As a consequence of the lack of long term monitoring programs in the Mediterranean Sea during the last century, oceanographic data are scarce and unevenly distributed. Vargas-Yáñez et al. (2009, 2012a) have shown that this could be the cause for some of the discrepancies between different works. These authors concluded that the data scarcity and their irregular distribution could make the results very sensitive to the data analysis methodology. More recently, Llasses et al. (2015) and Jordá and Gomis (2013) have evidenced differences between the results obtained when analyzing temperature and salinity time series from different data bases and monitoring programs. Once again such discrepancies are attributed to the data scarcity, the interpolation method or even the data quality control.

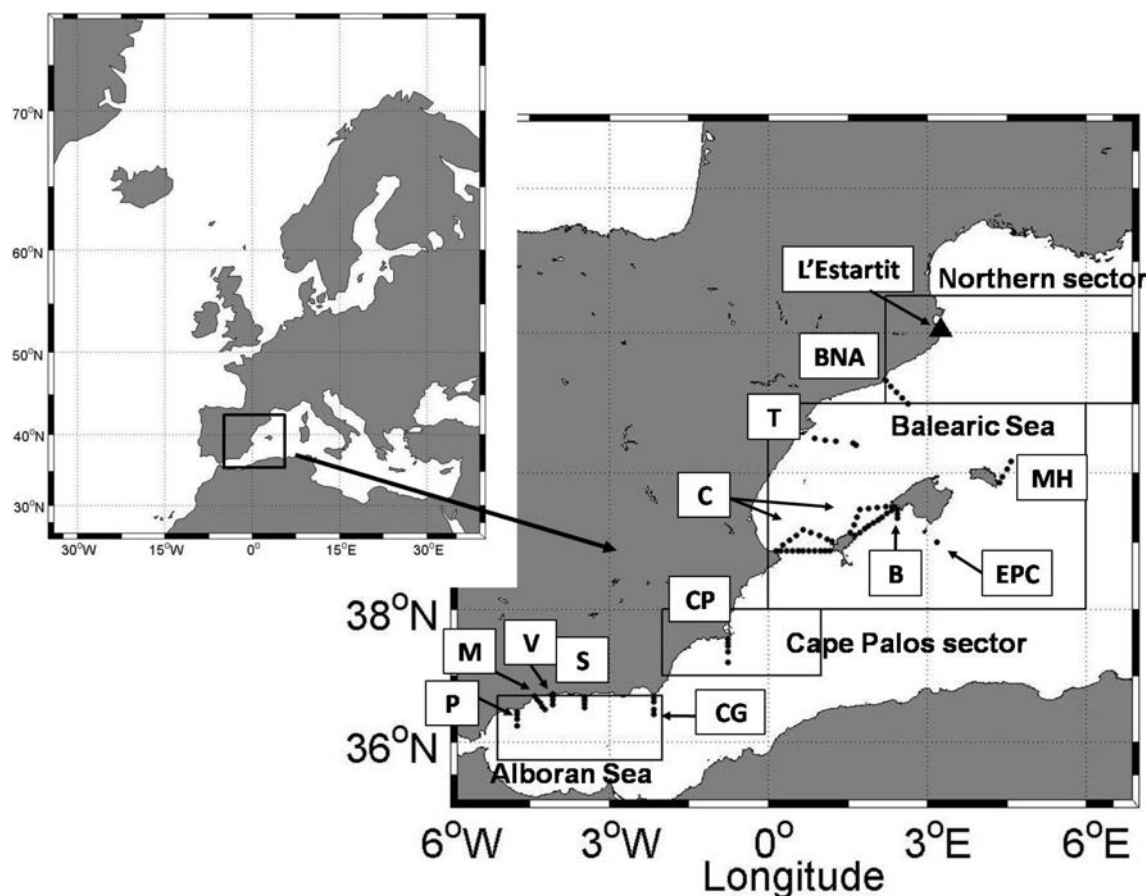
During the late 1990s and the beginning of the twenty first century, several monitoring programs have been implemented in the Mediterranean Sea. Each of these programs is based on a different strategy and methodology, but all of them will contribute to a better

understanding of the changes currently affecting the Mediterranean Sea. The Hydrochanges network is based on the mooring of CTDs at key places for the monitoring of the temperature and salinity variability of the water masses within the Mediterranean Sea (Schroeder et al., 2013). Time series collected under Hydrochanges umbrella have already revealed changes in the composition of the Mediterranean outflow through the Strait of Gibraltar (Millot, 2009). The MEDARGO program maintains an array of profiling floats in the Mediterranean Sea (Poulain et al., 2007). As an example, these data have been useful in the description of the deep water formation (Smith and Bryden, 2007) or the study of the Mediterranean mesoscale circulation (Sánchez-Román et al., 2016). The Lion Mooring Line monitors in a continuous way the deep water formation in the MEDOC (MEDOC Group, 1970) area since 2007 (Houpert et al., 2016). This mooring line, equipped with instruments along the water column, is part of the Mediterranean Ocean Observing System.

The RADMED program is devoted to the implementation and maintenance of a monitoring system around the continental shelf and slope, including some deep stations (> 2000 m) around the Spanish Mediterranean (López-Jurado et al., 2015; Tel et al., 2016). This monitoring program is aimed at the study of the seasonal and long term variability of the Westernmost Mediterranean waters from a multidisciplinary point of view. Oceanographic stations are visited on a seasonal basis since 1992 in some cases and since 2007 in the case of the stations most recently included in the RADMED project. Vargas-Yáñez et al. (2010b) have shown that temperature and salinity data from the RADMED project can be merged with historical data in order to construct long time series, providing valuable information about long term changes in the Western Mediterranean. As previous analyses considered TS data up to 2008, they did not include the new stations operated since 2007. The goal of the present work is to update temperature and salinity time series by extending the previous ones to 2015 (inclusive). The new available information will allow us to obtain mean values for the properties of the Atlantic and Mediterranean waters around the Spanish Mediterranean. At the same time, linear trends will be computed in order to check the behavior of these variables along the twenty first century. The analysis of updated time series, including for the first time those stations initiated in 2007, and the use of historical data, will allow us to evaluate new long-term trends. The data set is described in Section 2, results are presented in Section 3, and finally, discussion and conclusions are in Sections 4 and 5.

## 2. Data and methods

A network of oceanographic stations are periodically visited in the frame of the RADMED project, funded by the Instituto Español de Oceanografía. The stations are distributed in transects perpendicular to the coast. Stations are named by a letter corresponding to each transect and a number increasing from the coast to the open sea. In the Alboran Sea, the westernmost transects are Cape Pino (P in Fig. 1), Málaga (M) and Vélez (V). For instance, the closest station to the coast in Cape Pino transect is named as P1, and the most offshore station is P4. Sacratif transect extends from Cape Sacratif in the central part of the Alborán Sea, and Cape Gata transect (CG) is on its eastern limit. Those transects extending from the eastern Spanish coast are Cape Palos (CP), Tarragona (T) and Barcelona (BNA). Two more transects are located in the Balearic islands, one of them to the south of Mallorca Island (B) and another one extending in a northeast direction from Menorca Island (MH). 37 oceanographic stations forming two triangles cover the Balearic channels: The Ibiza channel between the peninsula and Ibiza Island and the Mallorca channel between Ibiza and Mallorca. These stations are labeled as C. Finally a deep station (> 2200 m) is located to the south of Cabrera Island (EPC). All the stations are visited three-monthly, that is, once per season of the year and the samplings are multidisciplinary including temperature and conductivity profiles by means of a CTD periodically calibrated. Water samples are taken at



**Fig. 1.** Oceanographic stations from the RADMED project. Stations are distributed along transects. Each transect is labeled with a letter related to some geographical feature or location: Cape Pino P, Málaga M, Vélez V, Cape Sacratif S, Cape Gata CG, Cape Palos CP, Tarragona T, Barcelona BNA, Mallorca B, Mahón MH, Cabrera deep station EPC and two triangles in the Balearic channels C. Each station is labeled with its corresponding letter and a number increasing seaward. Stations in the Balearic channels are labeled from C1 to C37. Black triangle is L'Estartit oceanographic station operated by the Institut de Ciències del Mar in Barcelona. Four rectangles are included in this figure. Each rectangle is one area where temperature and salinity data have been obtained from the MEDAR/MEDATLAS data base. The four rectangles or geographical areas considered are: Alborán, Cape Palos, Balearic Sea and Northern sector.

**Table 1**

Stations included in the RADMED project. It is included the year when the sampling was initiated, the maximum depth sampled and the project under which it was initiated.

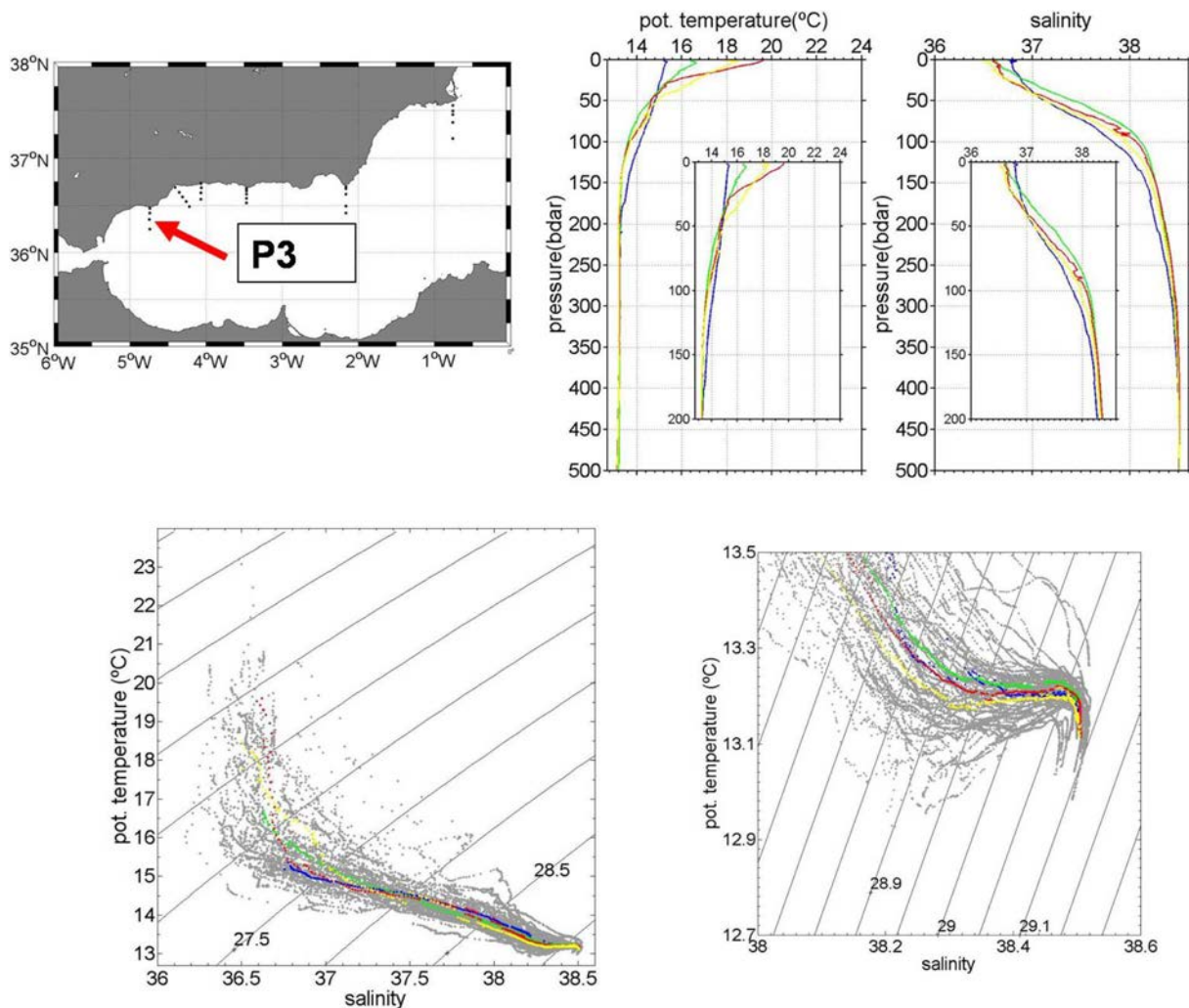
Oceanographic station	Initial project	Initial year	Maximum depth (m)
P1-P3	ECOMALAGA	1992	530
M1-M3	ECOMALAGA	1992	200
M4-M5	ECOMALAGA	2000	500
V1-V3	ECOMALAGA	1992	300
V4	ECOMALAGA	2000	490
P4	RADMED	2007	870
S1-S5	RADMED	2007	750
CG1-CG5	RADMED	2007	1130
CP1, CP3, CP4	ECOMURCIA	1996	2100
CP2	RADMED	2007	75
B1-B3	ECOBALAEARES	1994	200
C1-C10 south Mallorca Channel	CIRBAL	1996	638
C11-C21 south Ibiza Channel	CIRBAL	1996	840
C22-C29 North Ibiza Channel	CIRBAL	1996	1260
C30-C37 North Mallorca Channel	CIRBAL	1996	1230
EPC1	RADMED	2007	2315
MH1-MH4	RADMED	2007	2500
T1-T4	RADMED	2007	950
BNA1-BNA5	RADMED	2007	1670

discrete depths for oxygen, nutrients (nitrate, nitrite, silicate and phosphate) and chlorophyll determinations. In addition, water samples are taken for determination of the abundance and taxonomic composition of phytoplankton. Oblique trawls with BONGO nets are carried out for determination of zooplanktonic abundance and taxonomic composition. More details about the sampling protocols can be found in [www.repositorio.ieo.es/e-ico/handle/10508/1762](http://www.repositorio.ieo.es/e-ico/handle/10508/1762).

The RADMED stations are the result of the unification and extension of previous monitoring programs: ECOMALAGA, ECOMURCIA, ECOBALEARES and CIRBAL. Table 1 summarizes the name of the previous projects and the year when sampling was initiated. Since 2007 all the stations are under the umbrella of the RADMED project. In some cases, the new oceanographic stations were initiated in 2007 when the RADMED project was launched.

The longest time series from the RADMED project are 24 years long as 2016 is not included in the present work, while the shortest ones are 9 years long. These time series are suitable for analyzing the temperature and salinity mean values in the continental shelf and slope around the Spanish Mediterranean as well as those changes operating on these properties during the last decade. For each oceanographic station and for each depth level from the surface to the sea bottom, temperature and salinity data were split into winter, spring, summer and autumn data. For each data set outliers were discarded, normality tests were carried out and mean and standard deviation values were calculated. Confidence limits at the 95% confidence levels were calculated for the mean values considering a t-student distribution.

Nevertheless, these variables exhibit both inter-annual and decadal variability making it difficult to distinguish long term changes such as



**Fig. 2.** Mean values for temperature and salinity in P3 station. Upper left corner shows the P3 position. The upper right figures are the average vertical temperature and salinity profiles. Blue lines are for winter, green for spring, red for summer and yellow for autumn. A zoom for the upper 200 m of the water column is included. The lower left figure shows the  $\theta S$  diagram for the P3 station. Grey dots correspond to all the available CTD casts from this oceanographic station. Mean  $\theta S$  values for winter are included in blue, green for spring, red for summer and yellow for autumn. The lower right figure is a zoom for the deepest waters in order to enhance the properties of WIW, LIW and WMDW. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

possible trends linked to climate change. In order to extend back in time our time series, four geographical areas were chosen. These regions are delimited by rectangles in Fig. 1 and are named Alborán, Cape Palos, Balearic Sea and Northern Sector (see Fig. 1). All available temperature and salinity data within each of these regions (rectangles) were obtained from the MEDAR/MEDATLAS data base (MEDAR Group, 2002). Vertical profiles were seasonally averaged obtaining four data per year and then these four data were averaged to get one temperature and salinity profile for each year and region. Finally, the RADMED profiles within the same region were annually averaged extending in time annual time series of temperature and salinity. The final results are annual temperature and salinity time series at different depth levels (from 0 to 2500 m) extending from 1900 to 2015. The homogeneity of the extended time series was checked by means of a standard normal homogeneity test (Alexanderson, 1986; Alexanderson and Moberg, 1997).

The methodology followed for the analysis of the time series is similar to that used in Vargas-Yáñez et al. (2010a, 2010b). In some years, there were not data corresponding to the four seasons of the year (winter, spring, summer and fall). In these cases two different approaches were followed. In the first one, the missing seasonal value was substituted by a climatological or long term mean value calculated from the complete series (1900–2015). This method is equivalent to consider

that the missing data has a zero anomaly or deviation from the climatological value. In the second approach the annual temperature or salinity is calculated averaging the anomalies or residuals from the available seasons. Therefore it is considered that the part of the year which is not sampled had a behavior (anomaly) similar to the one sampled. In other words, the anomalies from the seasons with data are considered as representative of those seasons with no data.

Gouretski and Koltermann (2007), Domingues et al. (2008), Levitus et al. (2009) among others, detected errors in inter-annual and decadal variability and trends in temperature time series caused by biases in the bathythermograph data. In the aforementioned works, the observed biases were corrected. In our case, as the required information for the data correction is not available, the following approach is followed. All the calculations are repeated both including and excluding bathythermograph data.

Temperature data from l'Estartit station have been analyzed. L'Estartit oceanographic station is located on the continental shelf of the Catalan Sea (Fig. 1) over a bottom depth of 80 m. This station is visited on a weekly basis by the Institut de Ciències del Mar (ICM). Four discrete temperature measurements are obtained at 0, 20, 50 and 80 m depth since 1969. These time series are included in order to obtain further information concerning the upper AW in the northern sector of our study region.

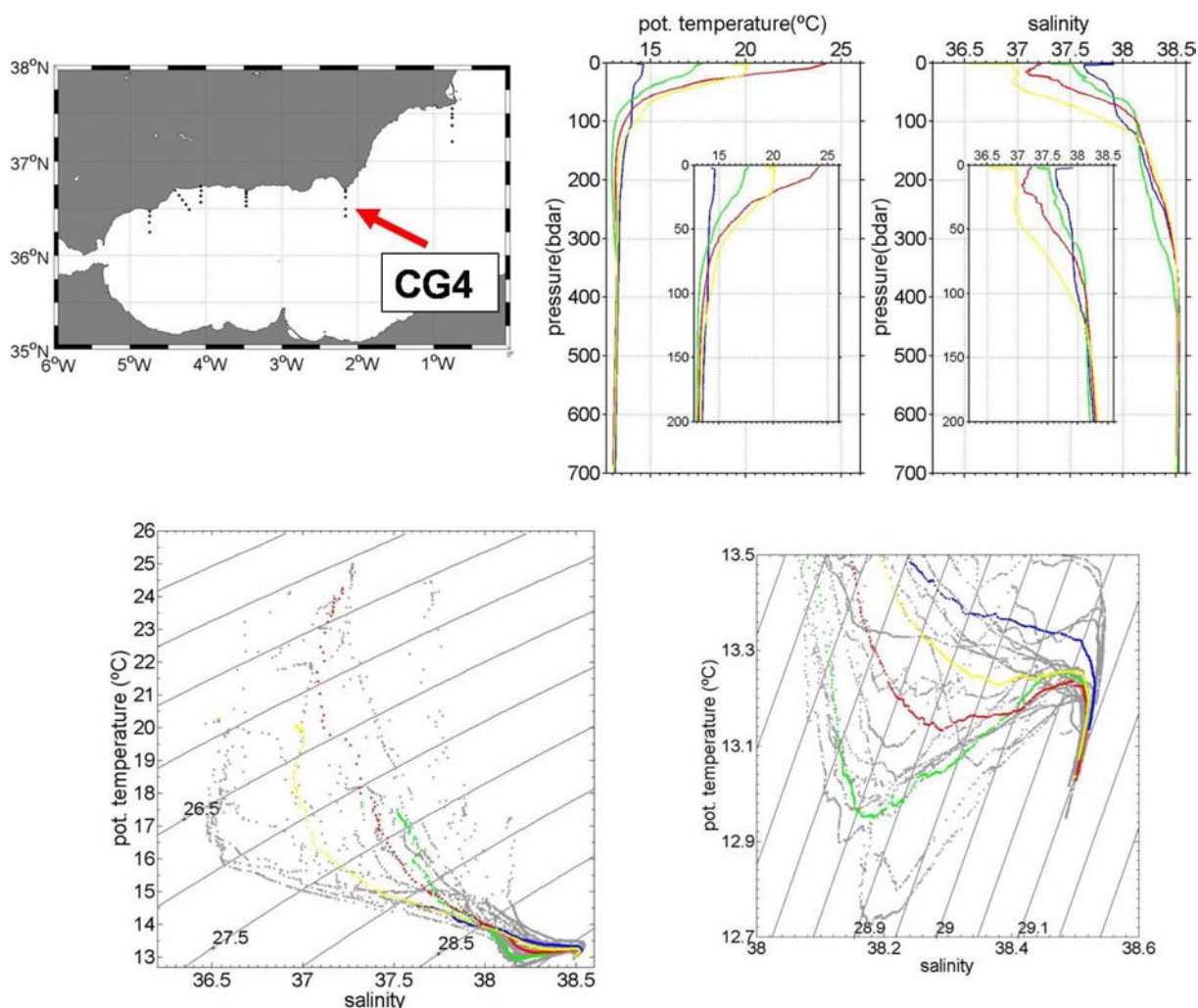


Fig. 3. The same as in Fig. 2, but for the oceanographic station CG4 in Cape Gata transect.

Finally, daily temperature measurements are taken at the sea shore (2 m depth) in Fuengirola beach (close to Cape Pino section, Fig. 1). This time series extends from 1985 to 2015 and is used as an indication of temperature variability of AW recently advected into the Mediterranean Sea through the Strait of Gibraltar.

### 3. Results

#### 3.1. Mean values

Figs. 2–9 show the mean potential temperature and salinity seasonal profiles and  $\theta S$  diagrams for some selected stations around the peninsular waters and the Balearic Islands. Confidence intervals for the mean values, associated to the interannual variability around such mean values have not been included for the clarity of the plot. Nevertheless, a complete information about the mean values, standard deviations and the number of data used for the calculations can be found in Table SI of Supplementary material.

Vertical profiles show clearly the salinity gradient from the south to the north indicating the decreasing influence of AW arriving from the Strait of Gibraltar. Another interesting feature in these profiles is the clear seasonality of AW salinity values increasing in winter and reaching lowest values in summer. Concerning the seasonal cycle of the upper layer temperature, it is interesting that in winter, AW are warmer in the Alboran Sea (Figs. 2 and 3), decreasing the temperature northwards (see Figs. 6 and 7). The opposite situation stands for summer

when AW in the Catalan and mainly the Balearic Sea is warmer than in the southern regions. Fig. 10 summarizes these temperature and salinity values in the context of the general circulation in the Western Mediterranean. Salinity values to the south of the Balearic Islands and to the East of Menorca Island are slightly lower than in the Ibiza and Mallorca Channels.

The intermediate layer in the Western Mediterranean is occupied by Western Intermediate Water (WIW) and Levantine Intermediate Water (LIW). Lower panels in Figs. 2–9 are the  $\theta S$  diagrams (left lower plot) and a zoom for the deepest part of the water column (right lower plot). All the available temperature and salinity values from the RADMED project have been included (grey dots) and the average  $\theta S$  diagrams have been included for winter (blue), spring (green), summer (red) and autumn (yellow). López-Jurado et al. (1995) described the WIW in the Balearic Channels as a water mass with  $\theta < 13^\circ\text{C}$  and  $38 \leq S \leq 38.3$  and Vargas-Yáñez et al. (2012b) considered that the temperature and salinity range defining this water mass should be widened ( $37.7\text{--}38.3$ ,  $11.5\text{--}13^\circ\text{C}$ ). This water mass is clearly distinguishable in  $\theta S$  diagrams as it is the coldest water mass in the Western Mediterranean and its temperature can be lower than the bottom water temperature. If all the RADMED profiles are considered (grey dots in Figs. 2–9), the presence of this water mass can be observed in the MH transect (Fig. 8) or at EPC station (Fig. 9). The occurrence of this water mass is more frequent at station C33, in the Mallorca Channel (Fig. 5) and it can also be found to the South of Mallorca Island at B transect (not shown). Nevertheless, when the mean seasonal profiles are considered, the temperature of the

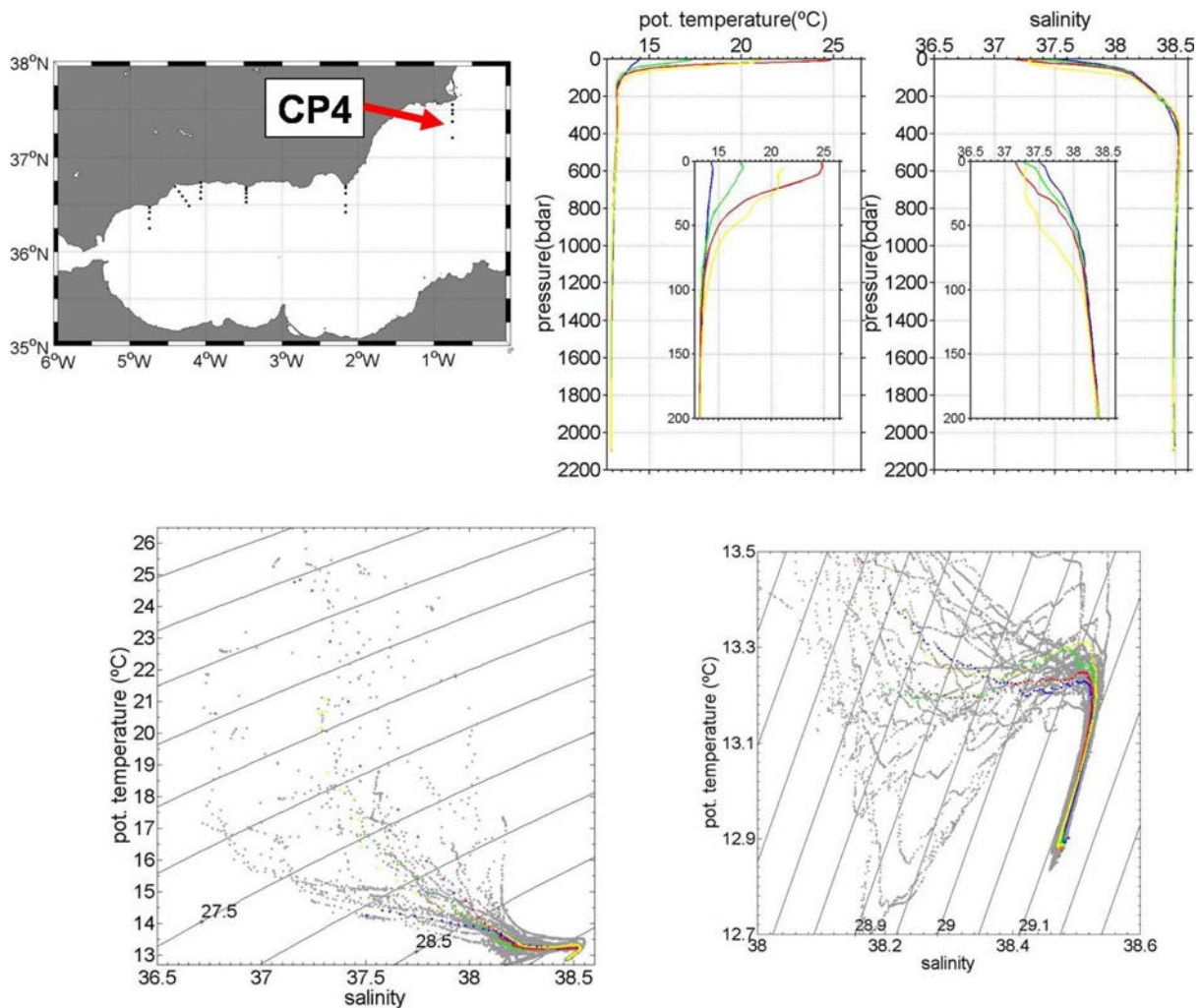


Fig. 4. The same as in Fig. 2, but for the oceanographic station CP4 in Cape Palos transect.

intermediate layer is always above 13 °C and the presence of the WIW cannot be established from the average profiles at these stations (colored  $\theta S$  diagrams in Figs. 5, 8 and 9). Fig. 11 shows the presence of WIW from the average seasonal profiles. It is also included the depth and season of the year when intermediate waters reach the WIW values according to Vargas-Yáñez et al. (2012b) criterion. According to this figure, the mean or average temperature and salinity values in the Balearic Sea show the presence of WIW at the Ibiza Channel mainly in winter and spring. On the contrary, although some years this water mass can be observed at the aforementioned Mallorca Channel (C33), Mahon transect (MH) and EPC station, the average values do not reflect its presence, suggesting that the preference pathway of this water mass would be through the Ibiza Channel. The average temperature and salinity profiles show evidence of WIW in Cape Gata, the eastern limit of the Alboran Sea, indicating that this water mass reaches this southern region in most of the years (Figs. 3 and 11). Although a clear signal of WIW is not obtained in the mean  $\theta S$  profiles for the other Alboran sea stations, Fig. 2 shows that this water mass is present in the Alboran Sea as far as P3 station during some years (grey dots). It is also worth mentioning that WIW is found in the Balearic Channels at a depth ranging between 80 and 200 m, just above the LIW waters, but also at the sea surface in some locations (Fig. 11a). This latter result indicates that these are locations of WIW formation. This result is supported by those in Vargas-Yáñez et al. (2012b) who found the winter vertical homogenization of the water column with WIW values at the continental shelf of the Ibiza Channel and Cape Palos. This process was

coincident with episodes of strong heat losses.

LIW is found below the WIW and is characterized by a relative temperature maximum and an absolute salinity maximum. This water mass is observed in all the transects (Figs. 2–9) and during all the seasons of the year. Fig. 11b summarizes the mean values of the LIW around the Spanish waters. LIW values correspond to winter season. The rest of the year is not presented as the LIW seasonal variability is very weak. LIW is observed in the average  $\theta S$  profiles in all the sections of the RADMED project coinciding with the usually accepted LIW pathway. Its presence at P3 station simply reflects the well known result that this water mass is one of the major contributors to the Mediterranean water outflow at the Strait of Gibraltar.

Deep waters extend below the LIW to the sea bottom. Mean values for the period analyzed in the RADMED project (2007–2015) range between 12.89 °C and 12.9 °C for potential temperature and 38.47–38.49 for salinity. It is interesting to note that the RADMED project was initiated after the beginning of the Western Mediterranean Transition (López-Jurado et al., 2005; Schroeder et al., 2010, 2016) and therefore the “hook shape” for the deepest part of the  $\theta S$  diagrams is clearly visible in most of the CTD casts and also in the average or mean profiles in the deepest oceanographic stations: CP4 (Fig. 4), C33 (Fig. 5), MH4 (Fig. 8) and EPC (Fig. 9).

### 3.2. Decadal changes from the RADMED, L'Estartit and Fuengirola stations

Linear trends were estimated for each depth level within each

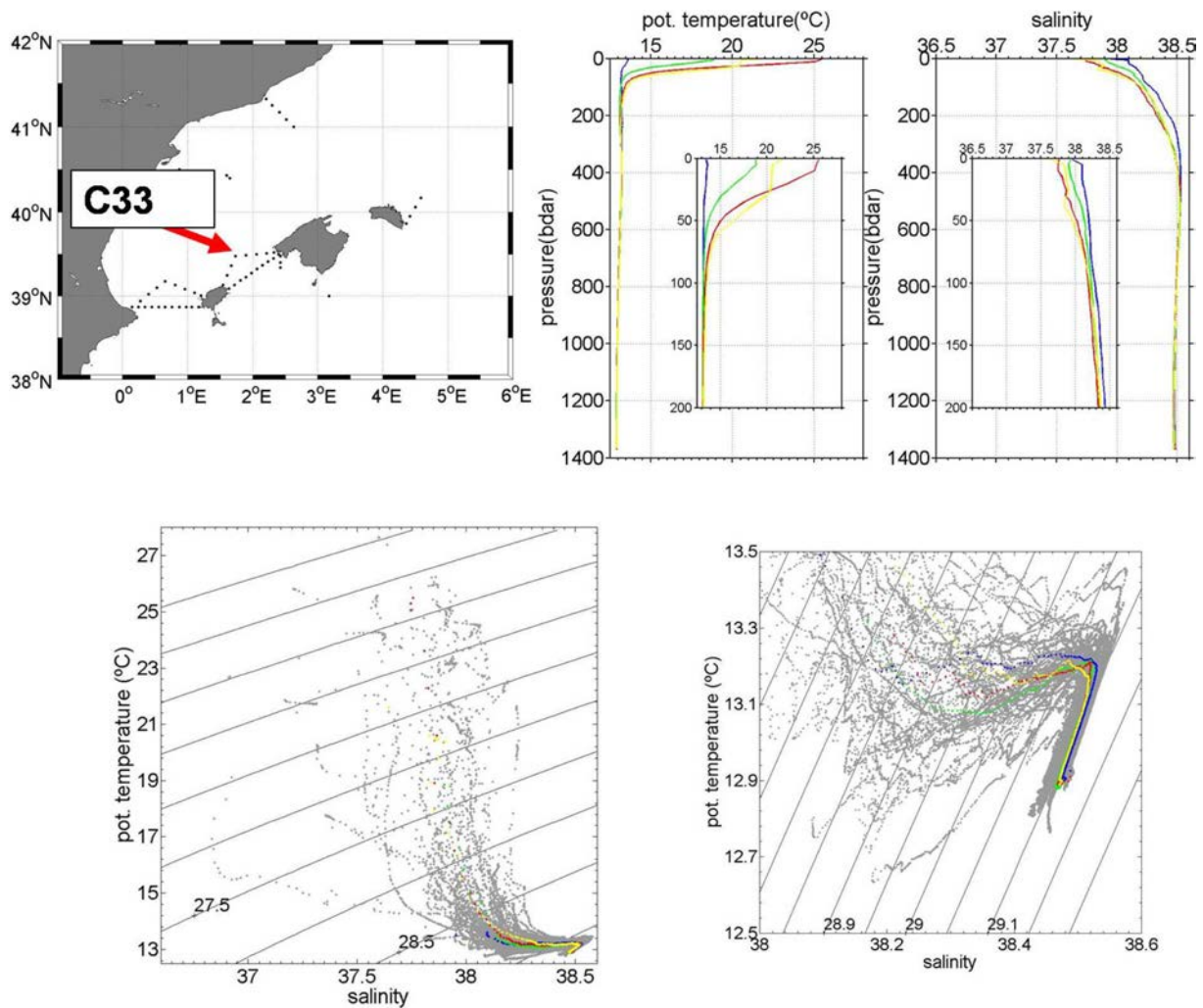


Fig. 5. The same as in Fig. 2, but for the oceanographic station C33 in the Ibiza Channel.

oceanographic station. Fig. 12 is an example of potential temperature, salinity and potential density trends as a function of depth for P3 and CG5 stations. Thin lines represent the trends plus and minus the 95% confidence interval. Fig. 13 is the same for two of the deepest stations CP4 and MH4. Confidence intervals for the upper 200 or 300 m of the water column are too large in order to conclude about the existence of any significant trend. The intermediate layer from 200 m to 600 m seems to show positive temperature and salinity trends, but the statistical significance is not clear. P3 shows significant warming and salting trends at the 95% confidence level for most of the depth levels, but not for all of them. Decadal changes are significant from 300 m depth for temperature in CG5 and from 400 m in the case of salinity. For the deepest stations such as CP4 and MH4, intermediate layers seem to have increased its temperature and salinity for the last 9 years, but these results are not statistically significant. On the contrary, deep waters below 1000 m show a clear warming and salting trend.

The only changes that are clearly observed in the surface waters are those associated to the salinity of waters to the south of Mallorca Island and the temperature at l'Estartit station. In the first case, station B3 increased its salinity from the sea surface to the sea bottom at 200 m depth. Although temperature results are not significant, they seem to have decreased (results not shown). In the case of l'Estartit station, located in the continental shelf of the Catalan Sea (over a bottom depth of 80 m), temperatures at 0, 20, 50 and 80 m depth showed clear and positive significant trends ranging from  $0.18 \pm 0.05$  °C/decade to  $0.26 \pm 0.08$  °C/decade (Fig. 14). Notice that these time series are the

longest ones in the present study (Fig. 14) as the monitoring of this station was initiated in 1969. The second time series according to its length is that corresponding to the sea surface temperature in Fuengirola beach. This time series shows a positive trend of  $0.12$  °C/decade, but this result is not statistically significant at the 95% confidence level. For comparison of the AW behavior at Fuengirola beach and at l'Estartit station, linear trends were also calculated for the common period 1985–2015 for the l'Estartit temperature time series. The results corresponding to this period of time were very similar to those obtained for the complete series from 1969 to 2015 (Fig. 14).

### 3.3. Long term changes from historical time series

Following the methodology in Vargas-Yáñez et al. (2010b), the Mediterranean waters surrounding the Spanish coast were divided into four areas (Fig. 1). All available temperature and salinity profiles from the MEDAR/MEDATLAS data base were obtained and merged with TS data from the RADMED stations within the same region. These time series have been extended until 2015 in the present work.

Tables 2–5 show the potential temperature and salinity trends and the absorbed heat for the upper Atlantic waters (AW, 0–200 dbar), intermediate waters (IW, 200–600 dbar) and deep waters (DW, 600 dbar–bottom). Results are presented for each of the four analyzed regions: Alboran Sea, Cape Palos region, Balearic Sea and Northern Sector. In the case of temperature and salinity, time series for each layer are constructed averaging the available data within the corresponding

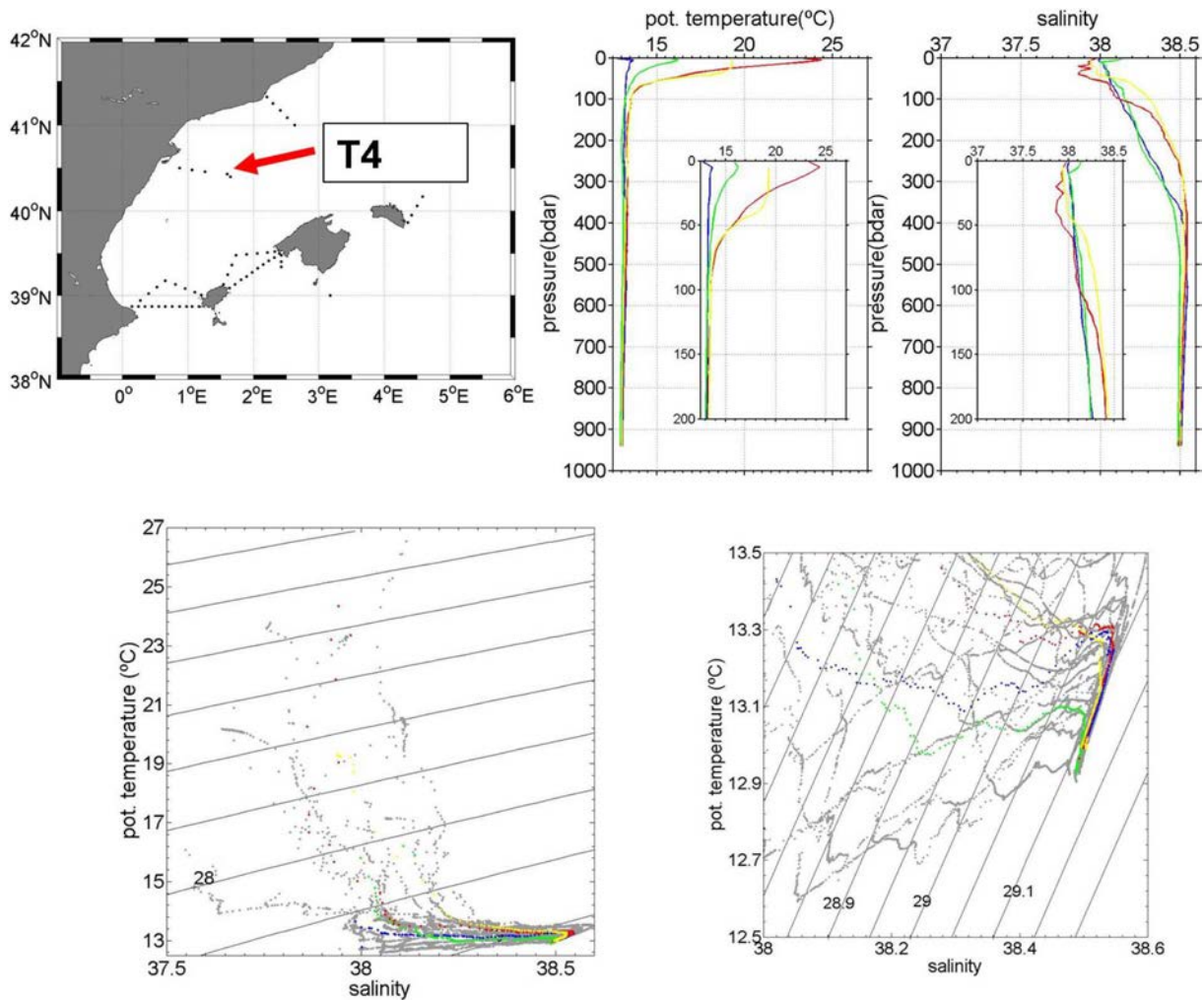


Fig. 6. The same as in Fig. 2, but for the oceanographic station T4 in Tarragona transect.

depth range. In the case of the absorbed heat, it is calculated for each area and year as the heat absorbed with respect to the 1960–1990 reference temperature profile. The absorbed heat in Joules is obtained by means of the expression:

$$Q = \int_{z_1}^{z_2} S(z)\rho(z)c_p(z)\Delta T(z)dz$$

Being  $S(z)$  the surface of the box considered,  $\rho$  density,  $c_p$  specific heat capacity and  $\Delta T$  the temperature difference for a particular year respect to the reference profile. The depth limits for the considered layer are expressed by  $z_1$  and  $z_2$ .

For the absorbed heat estimation we include two different calculations. The first one considers that the missing values correspond to the climatological or long term mean. The second one considers that the available values for the layer considered are representative of the whole layer (see Section 2). The absorbed heat is also included for the complete water column. All the calculations are repeated including and excluding the bathythermograph data. Trends are estimated for the complete period of time, from 1900 to 2015 and for the period extending from 1943 to 2015. Table 6 shows the trends obtained when the four areas are considered as a single one. Time series of absorbed heat and salinity for the whole area and for the three aforementioned layers (AW, IW, DW) plus the water column are presented in Figs. 15 and 16.

For the period 1900–2015, the temperature of the AW does not show significant trends with the only exception of the Northern Sector. Nevertheless, in this case the significance of the warming trend is sensitive to the inclusion of bathythermograph data in the time series.

For the more recent period 1943–2015 the warming trends are significant in the Alboran Sea while they are not in the case of Cape Palos region and the Balearic Sea. In the Northern Sector, once again, the significance of the estimated trends is dependent on the data set used. The same lack of significant results is obtained for the whole area (Table 6). From these time series we cannot conclude the existence of robust warming trends in the AW. The AW salinity increased in the Alboran Sea and Cape Palos region for the two periods analyzed, while no significant trends were obtained in the Northern Sector. The mean values for the four areas show an increase of the AW salinity from 1900 to 2015 which is intensified during the 1943–2015 period.

With very few exceptions, the IW increased its temperature with an intensification of the warming trends for the period 1943–2015. Trends for the four areas analyzed and for the whole area, range between 0.02 °C/decade and 0.05 °C/decade. The salinity of this layer increased in all the cases despite the region or the data set used. Trends are intensified for the period 1943–2015 ranging between 0.01 decade<sup>-1</sup> and 0.02 decade<sup>-1</sup>. A similar result is obtained for the deep layer with positive trends for the two periods analyzed and for all the regions and data sets. The most intense warming trends, once again, correspond to the period 1943–2015, ranging between 0.01 °C/decade and 0.05 °C/decade.

Results concerning the heat absorbed by the water column follow the same evolution to those of temperature time series. Slight differences are attributed to the different data analysis methods. In summary, the water column in the Spanish Mediterranean has absorbed heat in a significant way since 1900. This process was intensified after 1943 with



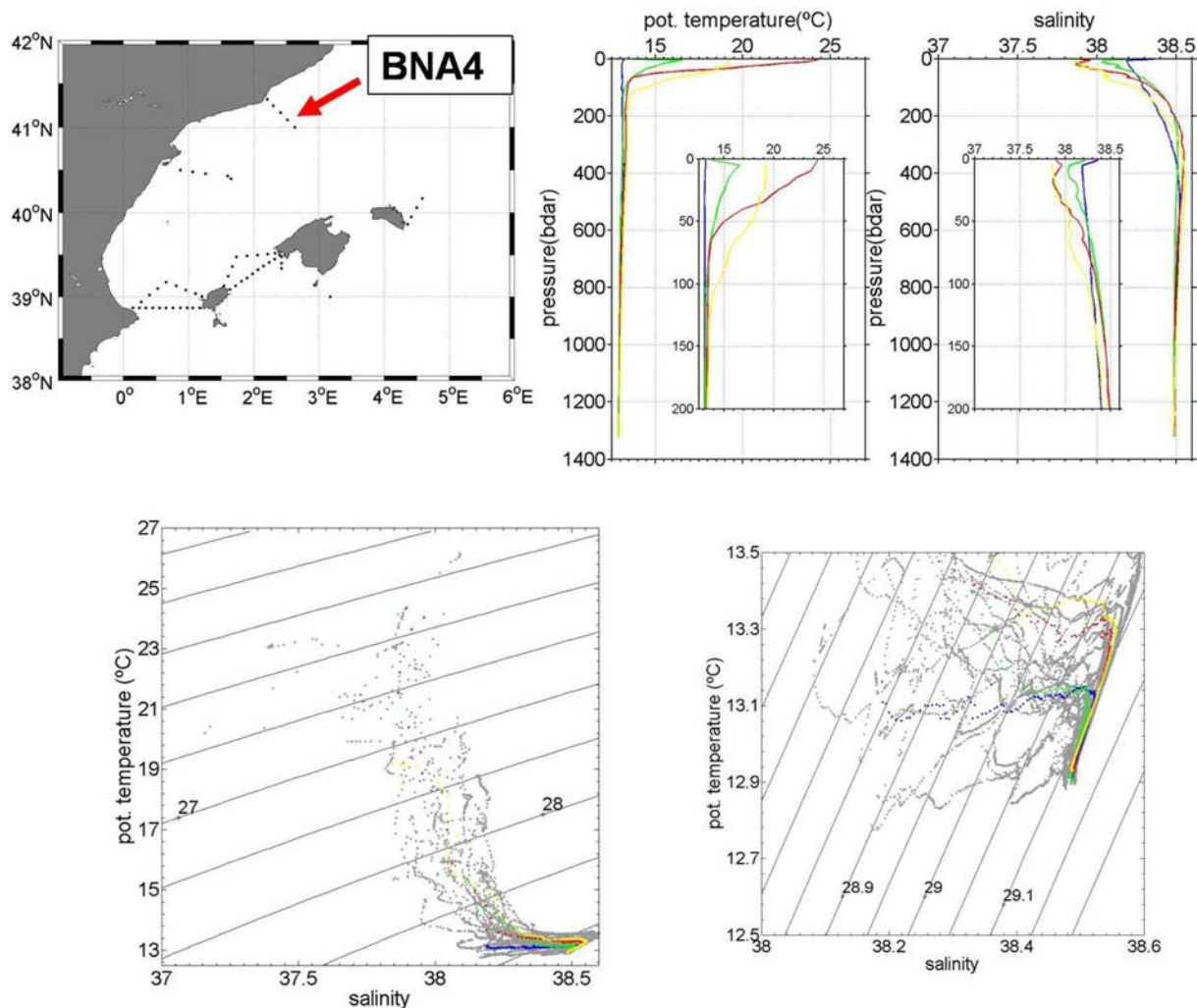


Fig. 7. The same as in Fig. 2, but for the oceanographic station BNA4 in Barcelona transect.

at a rate ranging between  $0.26 \text{ W/m}^2$  and  $0.56 \text{ W/m}^2$  depending on the methodology applied (see Fig. 15 and Table 6). Notice that the absorbed heat time series are in Joules and the trends should be in  $\text{J/yr}$ . Years have been converted into seconds and the trends divided by the surface of the region in order to express trends as  $\text{W/m}^2$ .

## 4. Discussion

### 4.1. Mean temperature and salinity profiles

The  $\theta$ S diagrams in Figs. 2–9 show the large variability in the water masses surrounding the Spanish peninsular and insular waters. Colored profiles and  $\theta$ S diagrams in such figures show the mean values obtained after averaging all the available data from the beginning of the time series to 2015. Those characteristics present in the mean profiles reflect the most frequent situations corresponding to each season of the year and each region. Nevertheless we should keep in mind that any particular measurement corresponding to one single cruise can differ from the long term mean value in a certain range. Variability ranges expressed as a standard deviation or simply as a maximum minus minimum recorded values are very helpful information as they can be used in order to detect anomalous situations or extreme climatic events. For brevity, the present work only provides information concerning the long term mean values for temperature and salinity in some key points (Figs. 2–9 and 10 and 11). Table S1 in Supplementary material provides more information from such key points.

Mean values estimated in the present work cannot be considered as proper climatologies because of the present length of the available time series, nevertheless the present work aims at showing the capability of the RADMED project for providing such climatologies in the future. The accuracy of these climatologies depends both on the number of data points and the natural variability of the time series. It is worth noticing that for the estimation of climatological profiles from the MEDAR data base, a large area should be used. For instance, climatological potential temperature and salinity profiles were calculated for the Alboran Sea, Cape Palos sector and the Balearic Sea using the boxes in Fig. 1. The use of RADMED stations provides a better spatial resolution. Confidence intervals for the climatological values estimated from MEDAR data were compared with those estimated for some stations from the RADMED project at the same area. The accuracy for MEDAR climatologies was slightly better than that for the RADMED mean values for the case of the upper layer (from the surface to 200–400 m). On the contrary, confidence intervals for RADMED mean profiles were similar or even lower below this depth level (Supplementary material Figs. S1 and S2). The explanation is the data scarcity at deep levels in the MEDAR data base. This is clearer if we consider the number of data points available for each year and for different depth levels in MEDAR (Supplementary material Figs. S3, S4 and S5). When considering MEDAR data over large areas, several years lasting periods with no data can be found. Beside this, the average number of annual data decreases considerably with depth. This average number can be under four data per year below the 200 m or 500 m level depending on the geographical



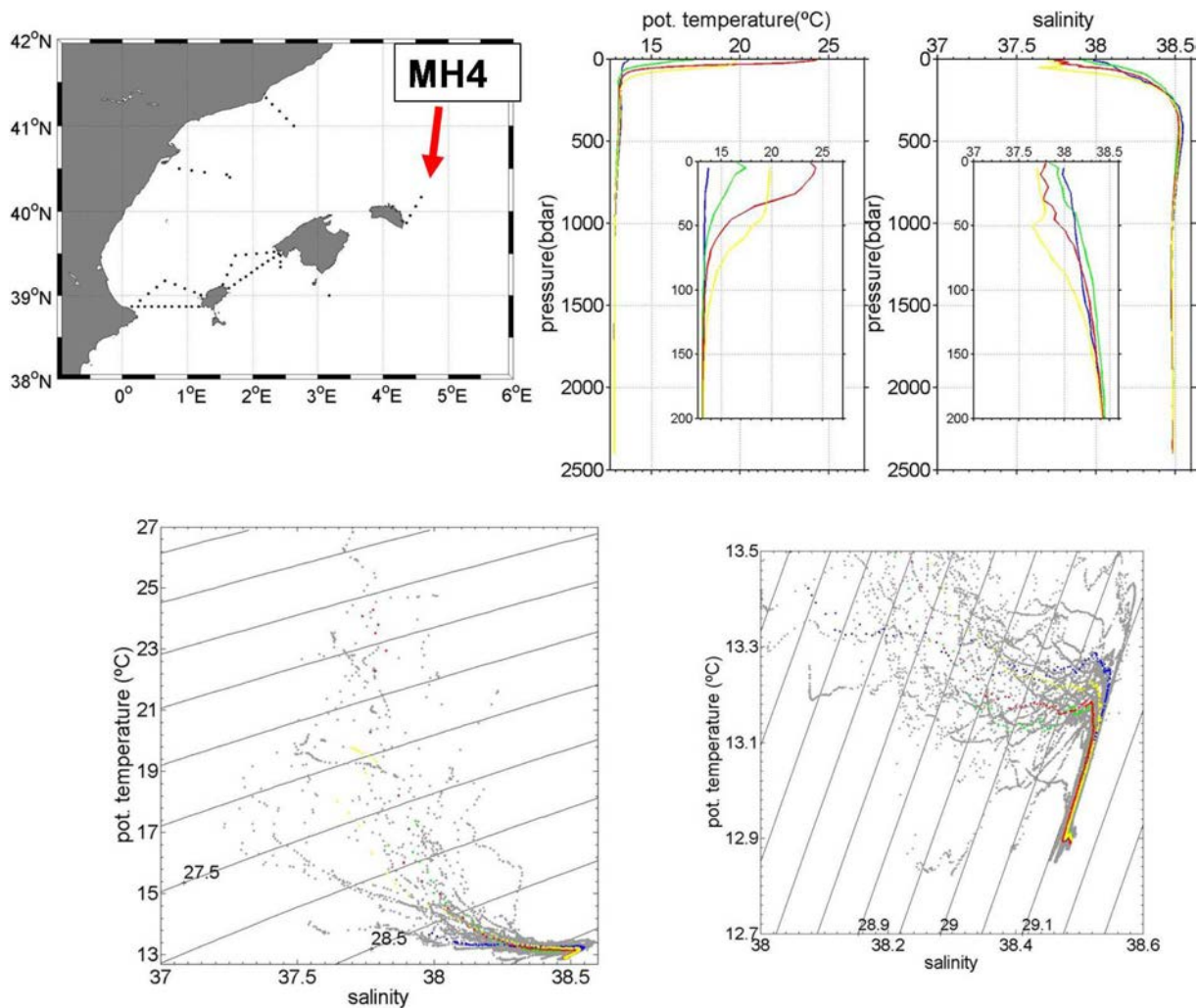


Fig. 8. The same as in Fig. 2, but for the oceanographic station MH4 in Mahón transect.

area. Therefore, in most of the cases, the RADMED sampling frequency improves the MEDAR data availability for deep levels.

#### 4.2. Water masses and circulation

Temperature and salinity data collected from 1996 to 2015 in the Balearic Islands and from 2007 to 2015 in the Catalan Sea are analyzed. These data allowed us to speculate about the most frequent circulation of water masses within the Catalan and Balearic Seas. According to Salat and Cruzado (1981) three different water masses occupy the Catalan-Balearic Sea. The first one is named as Continental Water. These waters are found close to the coast and have low salinity values because of the influence of river discharges. The second one is named as Mediterranean Water, which occupies the area of cyclonic circulation between the peninsula and the Balearic Islands. These waters are characterized by high salinity values around 38. The branch of this cyclonic cell flowing along the continental slope of the Iberian Peninsula constitutes an extension of the northern current. The third water mass is the Atlantic Water which origin is in the Algerian current. This latter water mass would be advected to the north within eddies detached from such current (Millot, 1999). Fig. 10 shows that winter surface waters along the Catalan Slope have temperatures ranging between 13.11 °C and 13.45 °C and salinity values between 38 and 38.19. These values seem to agree with the presence of the northern current and its extension to the south along the Catalan continental slope and its bend to the North East to form the Balearic Current along the

northern Balearic continental slope (Font and Ballester, 1984; Font et al., 1988). This conclusion would be supported by the salinity values at the vertexes of the triangles formed by the oceanographic stations C (Fig. 10). These values indicate the presence of Mediterranean Water (according to Salat and Cruzado, 1981 definition) to the north of the islands. Winter salinity values at the upper 25 m at the base of the triangle between Ibiza and the peninsula are between 38.01 and 38.12. At the base of the triangle between Ibiza and Mallorca, these values are lower, ranging between 37.87 and 37.93. This result would indicate that the Ibiza Channel could be the main pathway for the Mediterranean surface waters flowing to the south. This result would coincide with those in Font et al. (1988) who reported a southward geostrophic transport of 1 Sv for the surface and intermediate waters that flow through the Ibiza Channel. Lower salinity values at the Mallorca Channel and those at the B transect to the south of Mallorca Island (37.6) would also support the frequent intrusions of Atlantic Waters through this second channel. Early works by Font and Miralles (1978) support this conclusion. These authors analyzed two hydrographic cruises corresponding to October 1976 and March 1977. The winter cruise evidenced the existence of a surface current flowing to the south through the Ibiza Channel, while Atlantic Water intrusions were observed at the Mallorca and Menorca Channels.

Nevertheless, not all the information concerning the circulation through the Balearic channels fully supports the picture depicted above. Pinot et al. (1995), Pinot and Ganachaud (1999) analyzed cruises carried out in May 1991 and June 1993 respectively. These authors

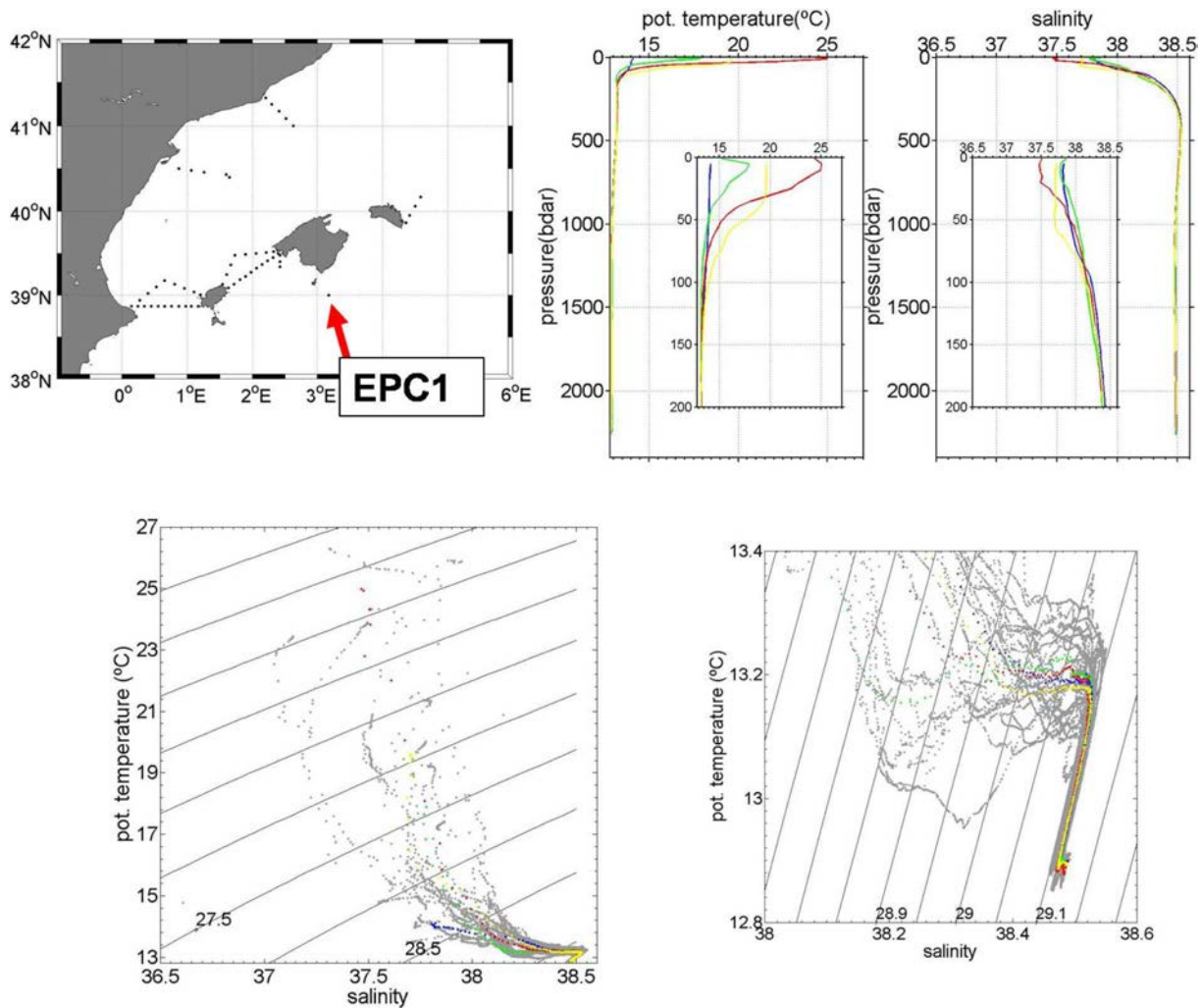


Fig. 9. The same as in Fig. 2, but for the oceanographic station EPC to the south of Cabrera Island.

described the extension of the northern current along the Catalan slope with a transport around 1 Sv. These works show that most of the transport is deflected to the NE forming the Balearic current with an important contribution of Atlantic Waters flowing through the Mallorca Channel and also through the Ibiza Channel. These authors hypothesize that large volumes of WIW arriving at the channels in spring could form anticyclonic gyres. According to Balbín et al. (2014) these eddies would block the southward circulation of both upper and intermediate waters.

Results in Pinot et al. (1995) and Pinot and Ganachaud (1999) are not necessarily in contradiction with those works that had considered the Ibiza channel as the main path of modified Atlantic Water and intermediate waters towards the south, neither they are in contradiction with the results presented in this work. Results in Pinot et al. (1995), Pinot and Ganachaud (1999) are based on spring cruises. According to these authors the blocking of the circulation through the channels would be caused by large volumes of WIW which source would be to the north in the Catalan or the Ligurian Sea, arriving to the Balearic Sea in spring. On the contrary, results in early works by Font and Miralles (1978) would be based on data from winter cruises. On the other hand, the results shown in the present work are based on long term mean values obtained from observations along more than a decade. These mean values suggest that the Ibiza channel seems to be the preferential path for both surface modified Atlantic waters and WIW flowing southward, while the Mallorca and Menorca channels would be more favorable places for northward AW intrusions. Lower salinity values to the East of Menorca Island also indicate the frequent presence of AW

which, according to Millot (1999), would have its origin in eddies detached from the Algerian current. According to present data, these intrusions would be more frequent and progress further to the north during summer months. Nevertheless, it should be kept in mind that these conclusions concern the mean values and only represent the most likely situation. Any particular year can differ substantially from the general pattern proposed in this work.

It is also worth mentioning the presence of temperature and salinity values within the WIW range both in winter and spring at a depth range from the sea surface to 200 m (Fig. 11a). López-Jurado et al. (1995) studied the circulation of WIW in the Balearic Channels and concluded that low salinity WIW ( $S \sim 37.7$ ) with a local origin could be found in the channels during winter, while higher salinity WIW ( $38.1 \leq S \leq 38.3$ ) which origin could be further to the north would arrive to the channels in spring. Fig. 11a shows that WIW temperature and salinity values can be observed in winter at the sea surface in Barcelona (BNA) and Tarragona (T) sections and in the peninsular continental shelf of the Ibiza channel. These results would support that WIW is formed not only at the northern sector of the Liguro-Provençal basin, but also in the continental shelf of the Balearic Channels. Vargas-Yáñez et al. (2012b) have shown that WIW can be formed even further to the south in locations such as Cape Palos (CP) during very severe winters. Nevertheless, the mean values presented in Figs. 2–9 and 11a indicate that this is not the most frequent situation. The analysis of the RADMED data allows us to distinguish a clear signal of the WIW in the mean values obtained at the eastern limit of the Alboran Sea (CG



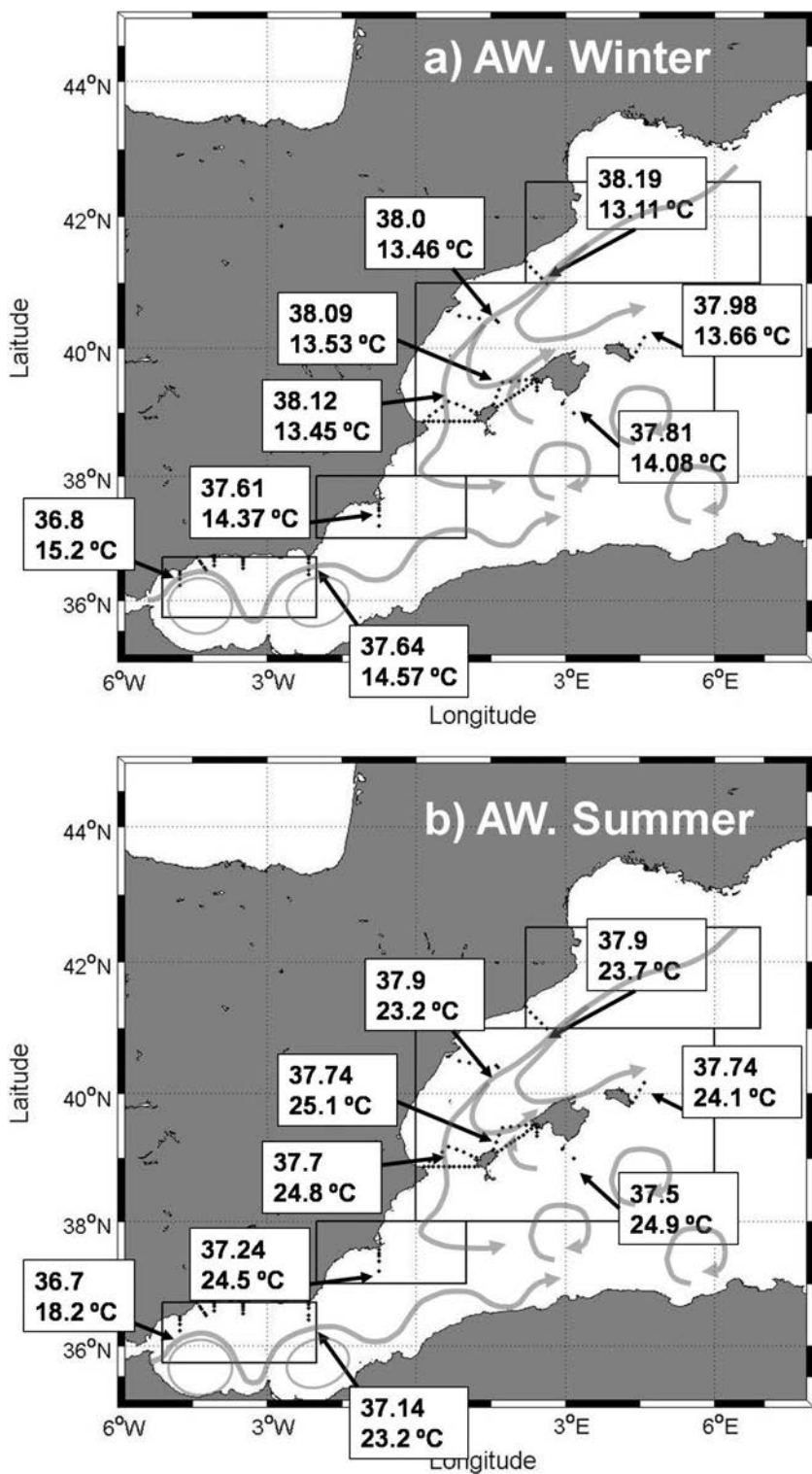


Fig. 10. (A) Sea surface temperature and salinity mean values from the RADMED summer cruises in some selected stations. (B) The same for winter.

section, Fig. 11a). Furthermore, according to Fig. 2, large volumes of WIW can reach as far to the southwest as Cape Pino section (P) during some particular years. Nevertheless, when average temperature and salinity profiles are obtained, the temperature for the layer above LIW is higher than 13 °C, suggesting that an important presence of WIW is not the most likely situation in this section.

Below the WIW, all the stations show the presence of a relative maximum of temperature and an absolute maximum for salinity which characterize the LIW. This feature is observed along the Catalan slope and to the north and south of the Balearic Islands. This result would

suggest that the northern current is extended to the south transporting intermediate waters, both WIW and LIW, coinciding with previous works mentioned above. The presence of LIW along the continental slope in the Alboran Sea would also coincide with the commonly accepted pathway for this water mass. In fact, Parrilla et al. (1986) used the core method to identify the presence of LIW in the Alboran Sea ( $S > 38.47$ ). These authors found that the LIW occupies the 200–600 m layer in the Alboran Sea from the Spanish to the Moroccan coast. Nevertheless, the thickness of the high salinity layer associated to the LIW maximum was higher at the northern part of the Alboran Sea,

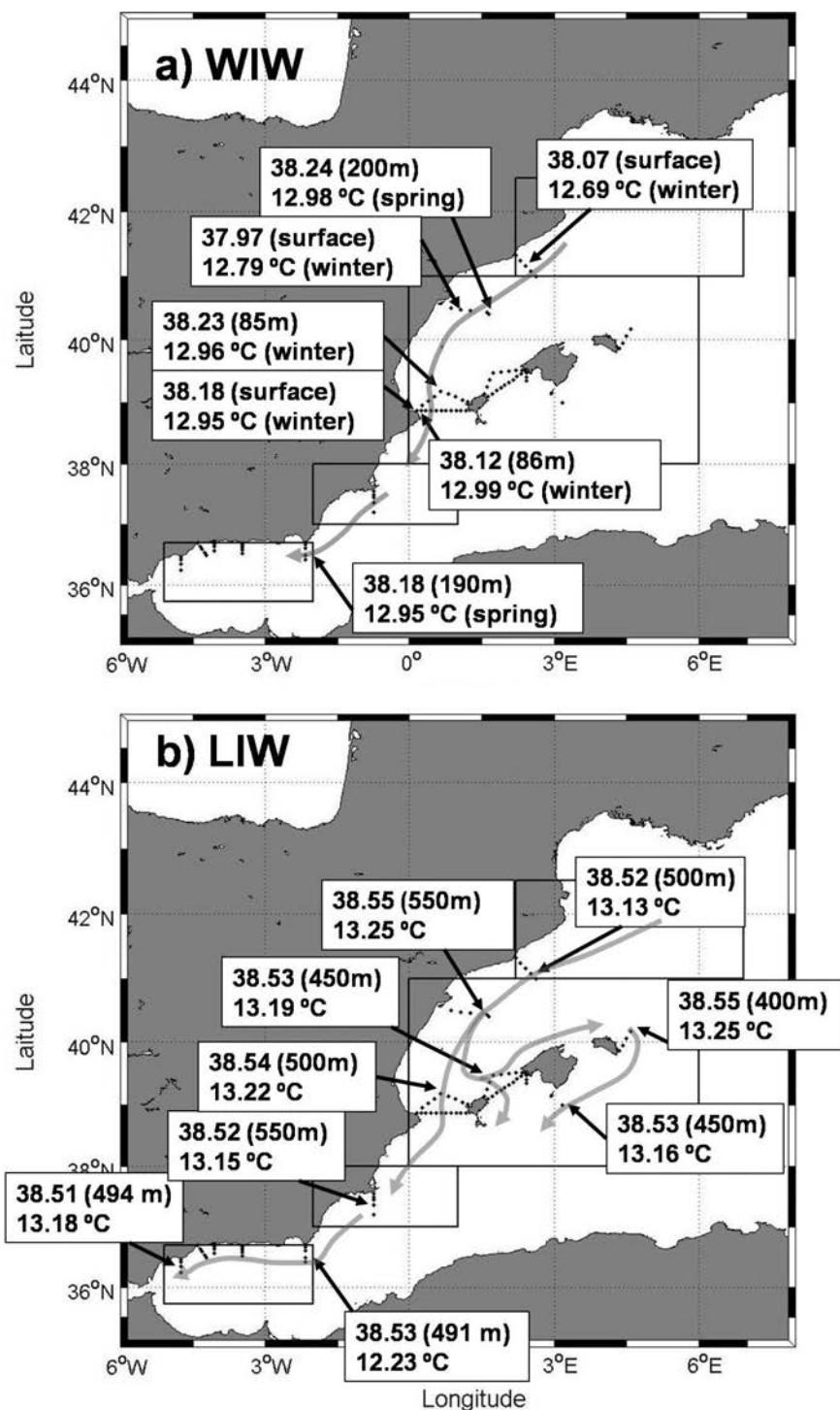


Fig. 11. (A) WIW values detected in the RADMED averaged profiles. WIW values are considered as  $\theta < 13^{\circ}\text{C}$   $37.7 \leq S \leq 38.3$ . It is included the depth and the season when the WIW is present in the mean profiles. (B) Potential temperature and salinity for the salinity maximum associated to LIW in winter mean profiles.

decreasing to the south. As this water mass progresses from East to West, Parrilla et al. (1986) concluded that the stronger presence of LIW at the northern sector of the Alboran Sea was caused by the effect of the Coriolis force.

The layer from 800 m to the sea bottom is occupied by WMDW formed by winter deep convection in the Gulf of Lions. Mean values for potential temperature and salinity from 1000 m to 2400 m are very homogeneous in the deep stations occupied in the RADMED project. In this depth range and for the four seasons of the year, the potential temperature mean values ranged between  $12.89^{\circ}\text{C}$  and  $12.97^{\circ}\text{C}$ , while salinity values were between 38.47 and 38.49. The lowest mean values estimated in the RADMED project ( $12.89^{\circ}\text{C}$ , 38.47) are much higher

than those values reported during the last century. Lacombe et al. (1985) reported WMDW potential temperature and salinity values increasing from  $12.66^{\circ}\text{C}$ , 38.38 in 1909 to  $12.72^{\circ}\text{C}$ , 38.42 in 1975. Bethoux and Gentili (1996) showed time series of potential temperature and salinity monotonically increasing up to 1990. Maximum values reached in these series were lower than  $12.8^{\circ}\text{C}$  and 38.46. The differences between present calculations and previous works could be caused by the increasing long term trends already detected in the Mediterranean Sea deep layers (Vargas-Yáñez et al., 2010a, 2010b; Borghini et al., 2014). Beside these trends, the recent Western Mediterranean Transition has been responsible for the formation of very warm and salty deep waters, denser than previous WMDW. This new water mass

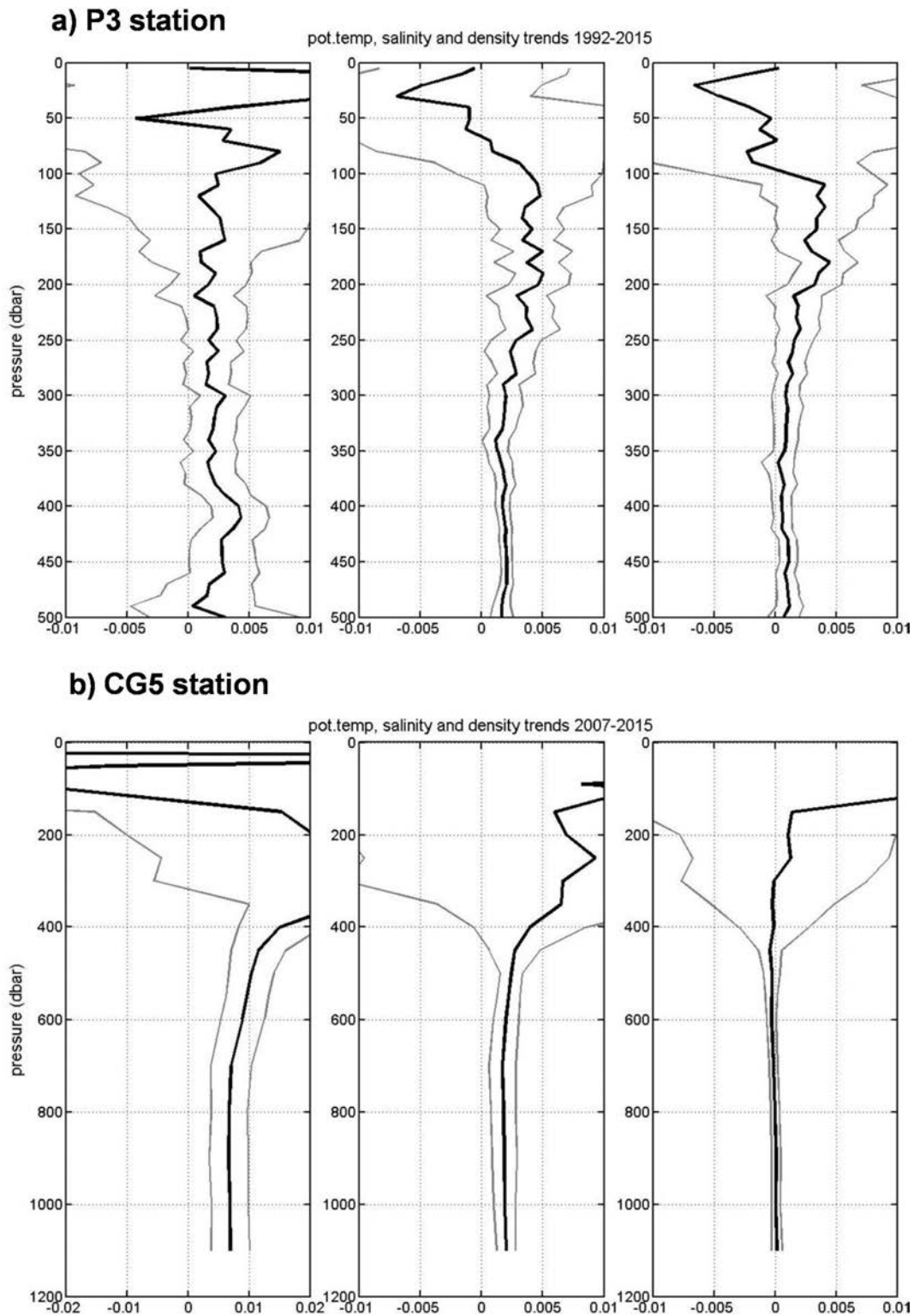


Fig. 12. Linear trends for potential temperature (left), salinity (centre) and potential density (right) as a function of depth. Linear trends are calculated from the RADMED time series. (A) for P3 station and (B) for CG5 station.

has occupied the bottom layer uplifting old WMDW. The signature of this new water mass on temperature and salinity time series is an important increase of both variables. Its signal on  $\theta S$  diagrams is a “hook shape” at the deepest levels. Below the classical mixing line between the LIW salinity and temperature maxima and the WMDW minima, the presence of this new WMDW produces an increase of both potential temperature and salinity below the previous minima. This behavior has

been extensively described in López-Jurado et al. (2005), Schroeder et al. (2016, 2010), Smith and Bryden (2007). This feature can be clearly observed in the deepest stations of the RADMED project MH4 (Fig. 8) and EPC1 (Fig. 9) and is also suggested in shallower stations such as C33 (Fig. 5) and CP4 (Fig. 4). It is also worth mentioning that the new bottom water is not only observed during some years (grey dots in Figs. 4, 5, 8, and 9), but also in the mean profiles. This latter situation



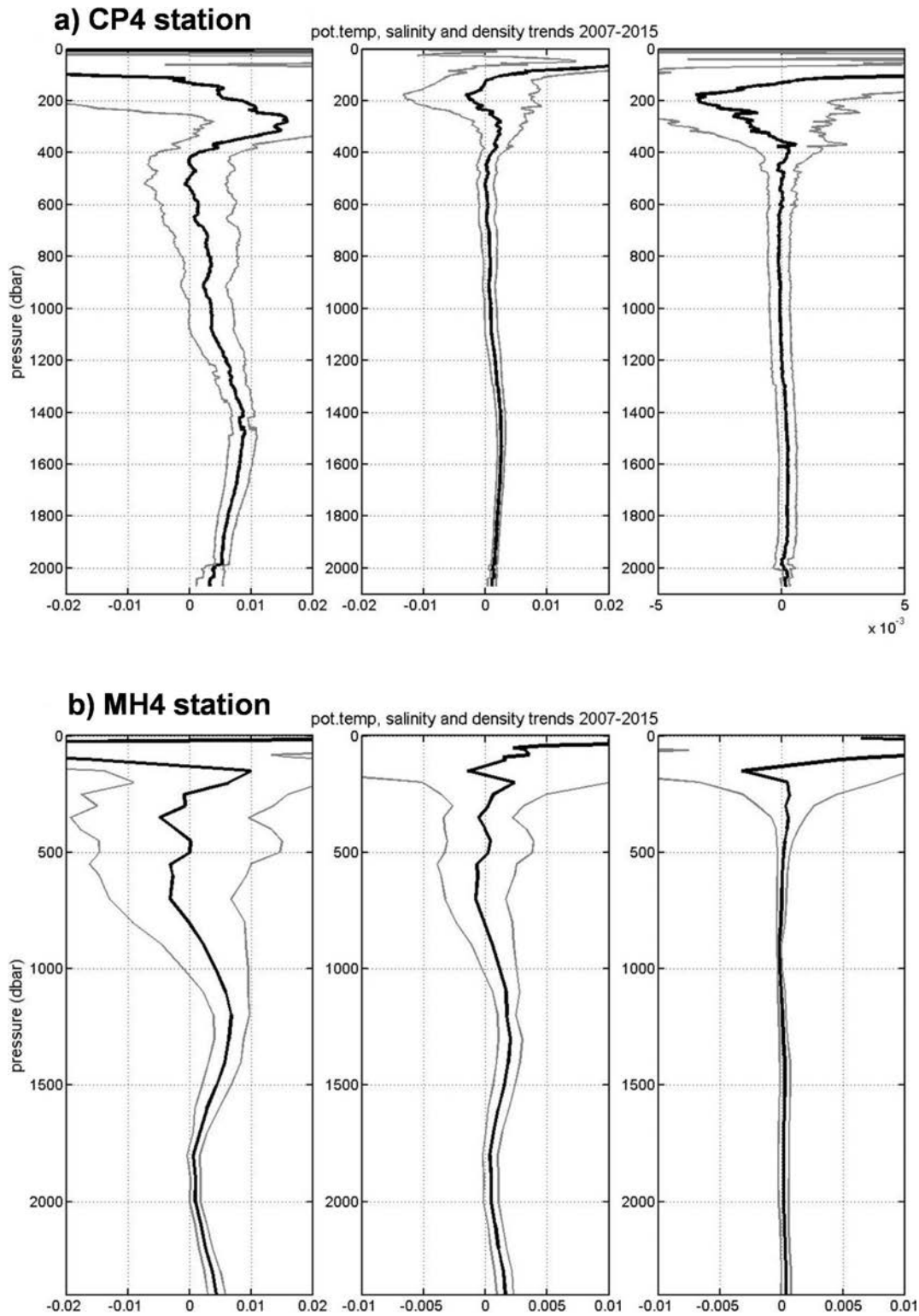


Fig. 13. The same as in Fig. 12, but for CP4 station (A) and MH4 station (B).

would suggest the persistence of this water mass since the beginning of the RADMED project in 2007.

Finally, it is worth mentioning that the circulation in the Balearic channels and in the Alboran Sea is subject to interannual and decadal variability and the results outlined above could be sensitive to the period of time analyzed. As the RADMED time series get longer, the present results will become more robust or will allow us to study such inter-annual and decadal variability in the circulation patterns already

described.

#### 4.3. Long term changes

Concerning the long term changes operating in the Mediterranean since the beginning of the twentieth century, the update and extension of time series by means of the RADMED data seem to confirm some previous results and clarify others (see Tables 2–6 and Figs. 15 and 16).



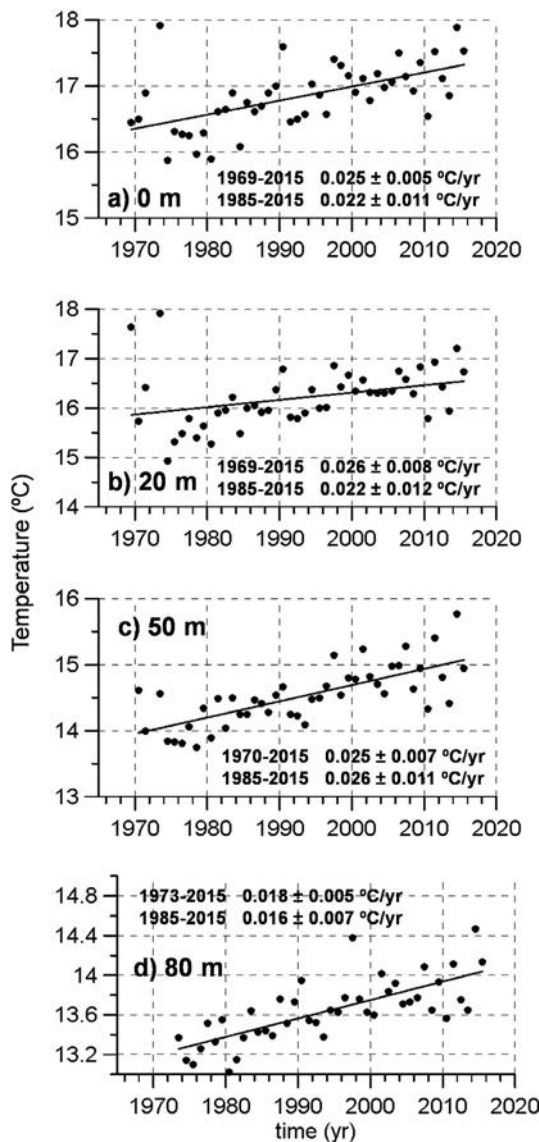


Fig. 14. Temperature times series at 0, 20, 50 and 80 m depth from l'Estartit station. Linear trends and 95% confidence intervals are included.

Table 2

Linear trends in the Alboran Sea for temperature (°C/decade), salinity (decade<sup>-1</sup>) and heat absorbed (W/m<sup>2</sup>), for the AW (0–200 dbar), Intermediate layer (200–600 dbar), deep layer (600 dbar-bottom) and for the water column (surface-sea bottom). All the trends are calculated for two periods: 1900–2015 and 1943–2015. The estimation of the heat absorbed is made following two different methods named in the text as zero anomalies and representative anomalies. Numbers in bold are significant at the 95% confidence level. All the calculations are repeated included bathythermograph data and excluding them.

Alboran Sea								
With BT	θ		S		Q <sub>abs.</sub>		Q <sub>abs.</sub>	
	1900–2015	1943–2015	1900–2015	1943–2015	Zero anom.	1943–2015	Repr. Anom.	1943–2015
AW	-0.027	-0.1	0.034	0.1	-0.024	-0.07	-0.024	-0.10
IW	0.012	0.03	0.007	0.02	0.047	0.12	0.041	0.13
DW	0.013	0.01	0.005	0.01	0.053	0.10	0.027	0.19
0-bottom					0.09	0.21	0.07	0.29
Without BT	θ		S		Q <sub>abs.</sub>		Q <sub>abs.</sub>	
	1900–2015	1943–2015	1900–2015	1943–2015	Zero anom.	1943–2015	Repr. anom.	1943–2015
AW	-0.0007	-0.08	0.035	0.1	-0.014	-0.07	-0.022	-0.10
IW	0.014	0.04	0.007	0.02	0.045	0.03	0.053	0.15
DW	0.012	0.03	0.005	0.01	0.023	0.08	0.049	0.18
0-bottom					0.067	0.20	0.106	0.28

In the case of the upper layer occupied by AW, Vargas-Yáñez et al. (2010b) had shown a warming of this layer until 2008. The RADMED data extension until 2015 is not able to produce significant results. The sampling interval (four times per year) does not allow us to filter out short time scale variability and the final seasonal and annual time series contain a very large variance associated to time scales different from the long term changes. Beside this, the large natural variability of the upper layers makes the long trend estimations very sensitive to the addition of a few new years. The Fuengirola beach time series is made of daily temperature measurements. Annual series filter out most of the short time scale variability. The linear trend for this time series is  $0.12 \pm 0.13$  °C/decade. The confidence interval is calculated at the 95% confidence level. If the 90% level is considered the result is  $0.12 \pm 0.10$  °C/decade. Following the IPCC terminology, it is very likely that the AW in the Fuengirola beach increased its temperature. However, this trend is not significant in the 95% level that is followed in the rest of this work and in previous ones (Vargas-Yáñez et al., 2009, 2010a, 2010b). If the temperature time series in l'Estartit station are considered (Fig. 14), the temperature at 0, 20, 50 and 80 m increased at a rate ranging between  $0.18 \pm 0.05$  °C/decade and  $0.26 \pm 0.08$  °C/decade, being these results significant at the 95% level (extremely likely). There are several possibilities for this difference in the confidence levels obtained for these two results. First, the AW in Fuengirola arrives directly from the Strait of Gibraltar without being modified by atmospheric conditions and mixing within the Mediterranean Sea. On the contrary, AW in l'Estartit is the result of intense modifications after completing a cyclonic circuit in the Western Mediterranean. Therefore it could be speculated that the warming of Mediterranean waters is the result of processes occurring within the Mediterranean, while these changes would not affect or would not be so intense in the nearby Atlantic Ocean. This hypothesis is not supported by the increase of the heat content in the Atlantic reported by Levitus et al. (2012). This work shows a large increase of the heat content in the North Atlantic from 1955–1959 to 2006–2010 in the same latitude range corresponding to the Mediterranean Sea. A second possibility is that the Fuengirola beach and l'Estartit time series cover a different period of time. Nevertheless, when linear trends were calculated using l'Estartit time series for the same period of time corresponding to Fuengirola time series, the results did not change substantially (Fig. 14). A third possibility is that this is simply a statistical result caused by the different length and variance of these time series. In the case of Fuengirola beach, the length of the temperature time series is 31 years and the standard deviation depends on the month of the year varying between 0.56 °C for winter months to



**Table 3**  
The same as in Table 1, but for Cape Palos region.

Cape Palos region								
With BT	$\theta$		S		$Q_{abs}$		$Q_{abs}$	
	1900–2015	1943–2015	1900–2015	1943–2015	Zero anom.	1943–2015	Repr. anom.	1943–2015
AW	0.006	0.02	<b>0.01</b>	<b>0.03</b>	0.013	0.04	0.018	0.02
IW	0.004	<b>0.03</b>	<b>0.005</b>	<b>0.02</b>	0.010	<b>0.07</b>	0.009	<b>0.10</b>
DW	<b>0.012</b>	<b>0.04</b>	<b>0.005</b>	<b>0.01</b>	<b>0.081</b>	<b>0.28</b>	<b>0.147</b>	<b>0.49</b>
0-bottom					<b>0.091</b>	<b>0.46</b>	<b>0.168</b>	<b>0.69</b>
Without BT	$\theta$		S		$Q_{abs}$		$Q_{abs}$	
	1900–2015	1943–2015	1900–2015	1943–2015	Zero anom.	1943–2015	Repr. anom.	1943–2015
AW	0.01	0.04	<b>0.01</b>	<b>0.03</b>	0.013	0.09	0.016	0.10
IW	<b>0.008</b>	<b>0.03</b>	<b>0.005</b>	<b>0.02</b>	<b>0.030</b>	<b>0.12</b>	<b>0.031</b>	<b>0.11</b>
DW	<b>0.016</b>	<b>0.05</b>	<b>0.005</b>	<b>0.01</b>	<b>0.064</b>	<b>0.22</b>	<b>0.131</b>	<b>0.47</b>
0-bottom					0.097	<b>0.49</b>	<b>0.174</b>	<b>0.73</b>

**Table 4**  
The same as in Table 1, but for the Balearic Sea region.

Balearic Sea								
With BT	$\theta$		S		$Q_{abs}$		$Q_{abs}$	
	1900–2015	1943–2015	1900–2015	1943–2015	Zero anom.	1943–2015	Repr. anom.	1943–2015
AW	–0.0004	–0.03	0.011	<b>0.03</b>	–0.019	–0.06	–0.017	–0.07
IW	0.0007	<b>0.02</b>	<b>0.004</b>	<b>0.01</b>	0.0080	<b>0.05</b>	0.013	<b>0.06</b>
DW	<b>0.02</b>	<b>0.04</b>	<b>0.006</b>	<b>0.01</b>	<b>0.0753</b>	<b>0.18</b>	<b>0.170</b>	<b>0.40</b>
0-bottom					<b>0.0791</b>	<b>0.21</b>	<b>0.170</b>	<b>0.41</b>
Without BT	$\theta$		S		$Q_{abs}$		$Q_{abs}$	
	1900–2015	1943–2015	1900–2015	1943–2015	Zero anom.	1943–2015	Repr. anom.	1943–2015
AW	–0.003	–0.02	0.011	<b>0.03</b>	0.019	0.005	0.026	0.015
IW	<b>0.008</b>	<b>0.02</b>	<b>0.004</b>	<b>0.01</b>	<b>0.029</b>	<b>0.08</b>	<b>0.035</b>	<b>0.08</b>
DW	<b>0.013</b>	<b>0.04</b>	<b>0.006</b>	<b>0.01</b>	<b>0.077</b>	<b>0.17</b>	<b>0.177</b>	<b>0.41</b>
0-bottom					<b>0.124</b>	<b>0.32</b>	<b>0.225</b>	<b>0.47</b>

**Table 5**  
The same as in Table 1, but for the northern sector.

Northern sector								
With BT	$\theta$		S		$Q_{abs}$		$Q_{abs}$	
	1900–2015	1943–2015	1900–2015	1943–2015	Zero anom.	1943–2015	Repr. anom.	1943–2015
AW	0.01	0.03	–0.001	–0.003	0.030	0.043	0.033	0.045
IW	0.006	<b>0.03</b>	<b>0.003</b>	<b>0.01</b>	<b>0.043</b>	<b>0.135</b>	<b>0.047</b>	<b>0.150</b>
DW	<b>0.01</b>	<b>0.03</b>	<b>0.004</b>	<b>0.01</b>	<b>0.061</b>	<b>0.216</b>	<b>0.194</b>	<b>0.564</b>
0-bottom					<b>0.105</b>	<b>0.380</b>	<b>0.211</b>	<b>0.759</b>
Without BT	$\theta$		S		$Q_{abs}$		$Q_{abs}$	
	1900–2015	1943–2015	1900–2015	1943–2015	Zero anom.	1943–2015	Repr. anom.	1943–2015
AW	<b>0.02</b>	<b>0.07</b>	–0.001	–0.003	<b>0.046</b>	<b>0.157</b>	0.044	<b>0.235</b>
IW	<b>0.008</b>	<b>0.03</b>	<b>0.003</b>	<b>0.01</b>	<b>0.035</b>	<b>0.118</b>	<b>0.037</b>	<b>0.123</b>
DW	<b>0.011</b>	<b>0.03</b>	<b>0.004</b>	<b>0.01</b>	<b>0.060</b>	<b>0.204</b>	<b>0.129</b>	<b>0.457</b>
0-bottom					<b>0.134</b>	<b>0.531</b>	<b>0.169</b>	<b>0.721</b>

1.8 °C in September. L'Estartit time series are 47 years long and the standard deviations range between 0.45 °C and 1 °C. The larger the variability superimposed on linear trends, the longer the time series should be in order to detect such trends in a significant way. Therefore we consider that this is the explanation for the lower significance of

warming trends in Fuengirola beach temperature time series.

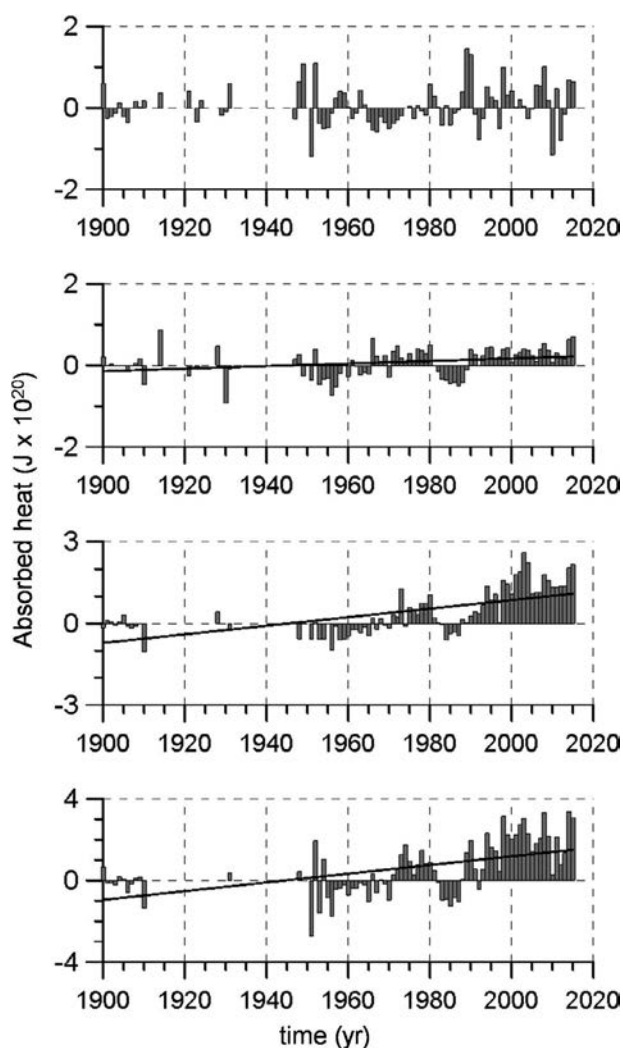
Updated time series from 1900 to 2015 show that the intermediate layer has increased its salinity in all the regions analyzed (Alboran Sea, Cape Palos, Balearic Sea and northern sector, Tables 2–5) and for the whole area (Fig. 16, Table 6). The salting trends have intensified after



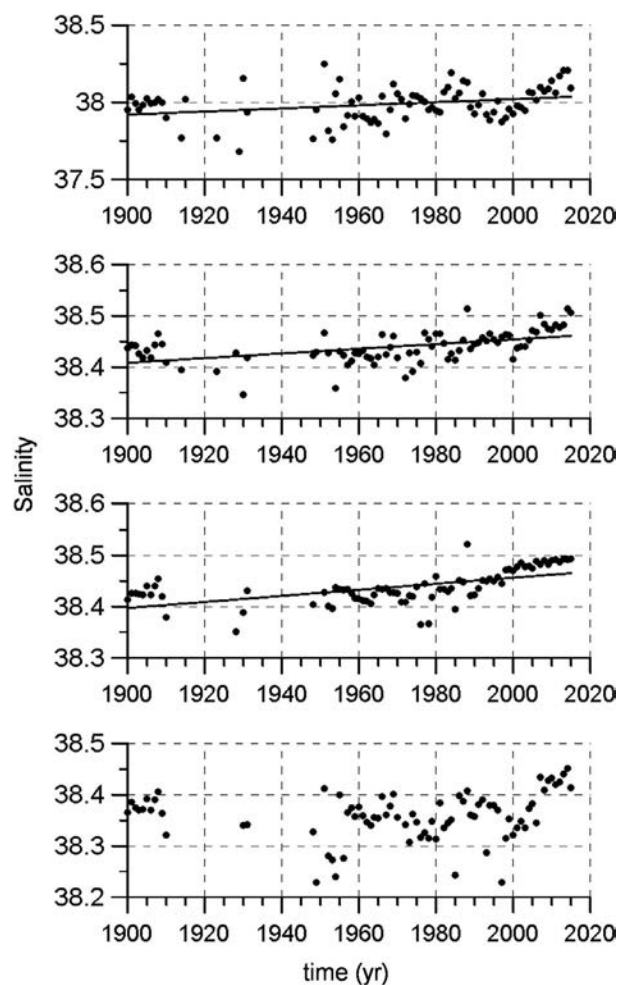


**Table 6**  
The same as in Table 1, but for the whole area.

The whole area								
With BT	$\theta$		S		$Q_{abs.}$		$Q_{abs.}$	
	1900–2015	1943–2015	1900–2015	1943–2015	Zero anom.	1943–2015	Repr. anom.	1943–2015
AW	0.01	−0.02	0.01	0.03	−0.010	−0.033	−0.009	−0.038
IW	<b>0.006</b>	<b>0.02</b>	<b>0.005</b>	<b>0.01</b>	0.017	<b>0.066</b>	0.022	<b>0.070</b>
DW	<b>0.017</b>	<b>0.04</b>	<b>0.006</b>	<b>0.01</b>	<b>0.060</b>	<b>0.153</b>	<b>0.180</b>	<b>0.430</b>
0-bottom					<b>0.077</b>	<b>0.206</b>	<b>0.176</b>	<b>0.454</b>
Without BT	$\theta$		S		$Q_{abs.}$		$Q_{abs.}$	
	1900–2015	1943–2015	1900–2015	1943–2015	Zero anom.	1943–2015	Repr. anom.	1943–2015
AW	0.008	0.03	0.01	0.03	0.019	0.028	0.015	0.049
IW	<b>0.009</b>	<b>0.02</b>	<b>0.005</b>	<b>0.01</b>	<b>0.029</b>	<b>0.080</b>	<b>0.036</b>	<b>0.094</b>
DW	<b>0.015</b>	<b>0.04</b>	<b>0.006</b>	<b>0.01</b>	<b>0.059</b>	<b>0.140</b>	<b>0.182</b>	<b>0.424</b>
0-bottom					<b>0.106</b>	<b>0.256</b>	<b>0.246</b>	<b>0.558</b>



**Fig. 15.** Heat absorbed by the upper layer (0–200 m), intermediate layer (200–600 m), deep layer (600 m–bottom) and water column (surface–bottom). The heat absorbed is calculated with respect to the climatological temperature profile averaged for the period 1960–1990. Heat content data are averaged for the four regions analyzed (Alboran Sea, Cape Palos, Balearic Sea and northern sector).



**Fig. 16.** Salinity time series for the upper, intermediate and deep layer and the water column. Salinity data are averaged for the four regions analyzed (Alboran Sea, Cape Palos, Balearic Sea and northern sector).

1943 with values between 0.01 and 0.02 decade<sup>−1</sup>. The temperature of the intermediate layer has also increased (Fig. 15, Table 6). As in the case of salinity, these warming trends have intensified after 1943 with values between 0.02 and 0.04 °C/decade. The extension of present time series with the inclusion of the new data (2007–2015) seems to confirm previous results in Vargas-Yáñez et al. (2010a, 2010b) indicating that

the last decade had a similar behavior to the previous ones.

Finally, the deep waters of all the areas analyzed have increased its temperature and salinity. The temperature and salinity trends for the whole area and from 1900 to 2015 were 0.02 °C/decade and 0.006 decade<sup>-1</sup>. Once again there was an acceleration of the warming and salting rates since the mid twentieth century (0.04 °C/decade and 0.01 decade<sup>-1</sup>). These warming trends are higher than those previously reported in Vargas-Yáñez et al. (2010b). The increase in the temperature trends could be linked to the new bottom water masses appeared in the WMED after 2005. These results are very robust as they do not depend on the period of time analyzed or the methodology.

The positive trends for the l'Estartit station and those in Fuengirola beach (with a lower degree of confidence) and the salinity and temperature increase of the intermediate layer make us hypothesize that the deep water warming and salting is the result of the positive temperature and salinity trends in the water masses contributing to deep water formation: AW and LIW. Furthermore, this would be the result of an increase in net evaporation and heat absorption through the sea surface. These trends would be enhanced during the last years of the series by the influence of the Western Mediterranean Transition. This is a phenomenon which should be monitored in order to determine whether it will change the structure of the Western Mediterranean water masses or the “old” situation will be restored. Updated time series show that the heat content of the water column in the area of study has increased at a rate between 0.2 and 0.6 W/m<sup>2</sup> since 1943. This result is consistent with that in Levitus et al. (2012) who estimated the heat absorption of 0.27 W/m<sup>2</sup> for the upper 2000 m of the world ocean.

## 5. Conclusions

The RADMED time series have shown to be a valuable tool for assessing the mean or average hydrographic conditions along the continental shelf and slope in the Spanish Mediterranean as well as long term changes or trends. Temperature and salinity mean values in winter are coherent with the extension of the northern current along the Catalan continental slope carrying severely modified AW and WIW and LIW below. The three water masses would partially flow to the south, mainly through the Ibiza channel while another fraction of these water masses would be deflected to the North East flowing to the north of the Balearic Islands forming the Balearic current. The Mallorca channel, the Menorca channel and the eastern side of Menorca Island would be more favorable places for AW northward intrusions. This picture would correspond to the average or more frequent situation, but some particular years could present important alterations such as the Ibiza channel blocking by WIW eddies. The summer temperature and salinity mean values indicate that the AW would progress further to the north decreasing the surface water salinity. The highest temperatures from all the sections analyzed correspond to summer surface waters in the Balearic Islands.

WIW is mainly formed during winter in the Gulf of Lions and the Ligurian Sea arriving to the Balearic channels in spring. Nevertheless, the RADMED project has revealed that the Balearic channels could also be a frequent site of intermediate water formation and exceptionally this process could be displaced further to the south reaching areas as Cape Palos. As already stated, the WIW progresses to the south mainly through the Ibiza channel and is diluted by mixing with waters above and below on its pathway. Nevertheless, it can be considered that this water mass is clearly identifiable as a temperature and salinity minimum above the LIW in Cape Gata (within the Alboran Sea) during most of the years. Although it would not be so frequent, some years this water mass can maintain its characteristics with temperatures below 13 °C in Cape Pino section, close to the Gibraltar Strait.

The inclusion of new deep stations in the RADMED project since 2007 and the maintenance of some deep stations from previous projects (ECOMURCIA and CIRBAL) have allowed us to detect and monitor the effects of the Western Mediterranean Transition in the Western

Mediterranean. Deep stations have revealed that the new bottom waters, warmer and saltier than previous WMDW have been present in this area of the Western Mediterranean during this period of time.

It is extremely likely that intermediate and deep layers have increased their temperature and salinity during the last century and the beginning of the present one, being these trends accelerated during the second half of the twentieth century. Considering the large variance of the upper layer, the RADMED time series are not long enough neither they have the appropriate frequency for the detection of long term trends. Nevertheless, based on Fuengirola beach and l'Estartit time series, we speculate that the upper layer has also increased its temperature during the last 30 or 40 years. The increase in the water column heat content seems to be in agreement with those figures obtained for the rest of the world ocean.

## Acknowledgements

The RADMED monitoring programme is funded by the Instituto Español de Oceanografía, and has been partially funded by the DESMMON project (PN I+D+I CTM2008-05695-C02-01), the PERSEUS project (FP7-287600), the IRIS-SES project (DG ENV GA-07.0335/2013/659540/SUB/C2.), the ActionMed project (DG-ENVGA-11.0661/2015/12631/SUB/ENVC.2) ATHAPOC project (PN I+D+I CTM2014-54374-R). Some of the infrastructures involved have been funded by the European Fund for Regional Development under project “Mejora del Equipamiento Científico-Técnico Para Estudios de Oceanografía Biogeofísica en Baleares” (IEOC13-4E-1844). Some of the instruments used during the cruises were made available to the RADMED programme by the Balearic Islands Coastal Observing and Forecasting System, SOCIB.

## Appendix A. Supplementary material

Supplementary data associated with this article can be found, in the online version, at <http://dx.doi.org/10.1016/j.poccean.2017.09.004>.

## References

- Alexanderson, H., 1986. A homogeneity test applied to precipitation data. *J. Climatol.* 6, 661–675.
- Alexanderson, H., Moberg, A., 1997. Homogenization of Swedish temperature data. Part 1: homogeneity test for linear trends. *Int. J. Climatol.* 17, 25–34.
- Balbín, R., López-Jurado, J.L., Flexas, M.M., Reglero, P., Vélez-Velchí, P., González-Pola, C., Rodríguez, J.M., García, A., Alemany, F., 2014. Interannual variability of the early summer circulation around the Balearic Islands: driving factors and potential effects on the marine ecosystem. *J. Mar. Syst.* 138, 78–81. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.07.004>.
- Bethoux, J.P., Gentili, B., Morin, P., Nicolas, E., Pierre, C., Ruiz-Pino, D., 1999. The Mediterranean Sea: a miniature ocean for climatic and environmental studies and a key for the climatic functioning of the North Atlantic. *Prog. Oceanogr.* 44, 131–146.
- Béthoux, J.P., Gentili, B., Tailleux, D., 1998. Warming and freshwater budget change in the Mediterranean since 1940s, their possible relation to the greenhouse effect. *Geophys. Res. Lett.* 25 (7), 1023–1026.
- Bethoux, J.P., Gentili, B., 1996. The Mediterranean Sea, coastal and deep-sea signatures of climatic and environmental changes. *J. Mar. Syst.* 7, 383–394.
- Borghini, M., Bryden, H., Schroeder, K., Sparnocchia, S., Vetrano, A., 2014. The Mediterranean is becoming saltier. *Ocean Sci.* 10, 693–700. <http://dx.doi.org/10.5194/os-10-693-2014>.
- Domingues, C.M., Church, J.A., White, N.J., Glecker, P.J., Wijffels, S.E., Barker, P.M., Dunn, J., 2008. Improved estimates of upper-ocean warming and multidecadal sea level rise. *Nature* 453, 1090–1093. <http://dx.doi.org/10.1038/nature07080>.
- Font, J., Miralles, L., 1978. *Res. Exp. Cient. B/O Cornide* 7, 155–162.
- Font, J., Ballester, A., 1984. Seasonal velocity variations in the continental side of the Catalan Gyre. *Rapp. Comm. Int. Mer Médit.* 29 (3), 105–106.
- Font, J., Salat, J., Tintoré, J., 1988. Permanent features of the circulation in the Catalan Sea. *Oceanol. Acta* 9, 51–57.
- Gasparini, G.P., Ortona, A., Budillon, G., Astraldi, M., Sansone, E., 2005. The effect of the Eastern Mediterranean Transient on the hydrographic characteristics in the Strait of Sicily and in the Tyrrhenian. *Deep-Sea Res.* 1 52, 915–935.
- Gouretski, V., Koltermann, K.P., 2007. How much is the ocean really warming? *Geophys. Res. Lett.* 34, L01610. <http://dx.doi.org/10.1029/2006GL027834>.
- Houpert, L., Durrieu de Madron, X., Testor, P., Bosse, A., D'Ortenzio, F., Bouin, M.N., Dausse, D., Le Goff, H., Kunesch, K., Labaste, M., Coppola, L., Mortier, L., Raimbault, P., 2016. Observations of open-ocean deep convection in the northwestern

- Mediterranean Sea: seasonal and interannual variability of mixing and deep water masses for the 2007–2013 period. *J. Geophys. Res., Oceans* 121. <http://dx.doi.org/10.1002/2016JC011857>.
- Jordá, G., Gomis, D., 2013. Reliability of the steric and mass components of the Mediterranean Sea level es estimated from hydrographic gridded products. *Geophys. Res. Lett.* 40, 3655–3660. <http://dx.doi.org/10.1002/grl.50718>.
- Krahmann, G., Schott, F., 1998. Longterm increases in Western Mediterranean salinities and temperatures: anthropogenic and climatic sources. *Geophys. Res. Lett.* 25 (22), 4209–4212.
- Lacombe, H., Tchernia, P., Gamberoni, L., 1985. Variable bottom water in the Western Mediterranean Basin. *Prog. Oceanogr.* 14, 319–338.
- Leaman, K.D., Schott, F., 1991. Hydrographic structure of the convection regime in the Gulf of Lions: winter 1987. *J. Phys. Oceanogr.* 21, 575–598.
- Levitus, S., Antonov, J.I., Boyer, T.P., Baranova, O.K., García, H.E., Locarnini, R.A., Mishonov, A.V., Reagan, J.R., Seidov, D., Yarosh, E.S., Zweng, M.M., 2012. World ocean heat content and thermocline sea level change (0–2000 m), 1955–2010. *Geophys. Res. Lett.* 39, L10603. <http://dx.doi.org/10.1029/2012GL051106>.
- Levitus, S., Antonov, J.I., Boyer, T.P., Locarnini, R.A., García, H.E., Mishonov, A.V., 2009. Global ocean heat content 1955–2008 in light of recently revealed instrumentation problems. *Geophys. Res. Lett.* 36, L07608. <http://dx.doi.org/10.1029/2008GL037155>.
- Llases, J., Jordá, G., Gomis, D., 2015. Skills of different hydrographic networks in capturing changes in the Mediterranean Sea at climate scales. *Climate Res.* 63, 1–18.
- López-Jurado, J.L., Balbín, R., Amengual, B., Aparicio-González, A., Fernández de Puelles, M.L., García-Martínez, M.C., Gaza, M., Jansá, J., Morillas-Kieffer, A., Moya, F., Santiago, R., Serra, M., Vargas-Yáñez, M., Vicente, L., 2015. The RADMED monitoring program: towards an ecosystem approach. *Ocean Sci. Discuss.* 12, 645–671. <http://dx.doi.org/10.5194/osd-12-6452015>.
- López-Jurado, J.L., González-Pola, C., Vélez-Belchí, P., 2005. Observation of an abrupt disruption of the long-term warming trend at the Balearic Sea, western Mediterranean Sea, in summer 2005. *Geophys. Res. Lett.* 32. <http://dx.doi.org/10.1029/2005GL024430>.
- López-Jurado, J.L., García-Lafuente, J., Cano, N., 1995. Hydrographic conditions of the Ibiza Channel during November 1990, March 1991 and July 1992. *Oceanol. Acta* 18 (2), 235–243.
- MEDAR Group, 2002. MEDATLAS/2002 Database Mediterranean and Black Sea Database of Temperature Salinity and Bio-Chemical Parameters. Climatological Atlas.
- MEDOC Group, 1970. Observation of the formation of Deep Water in the Mediterranean Sea, 1969. *Nature* 227 (5262), 1037–1040.
- Millot, C., 2009. Another description of the Mediterranean Sea outflow. *Prog. Oceanogr.* 82 (2), 101–124. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pocean.2009.04.016>.
- Millot, C., 1999. Circulation in the Western Mediterranean Sea. *J. Mar. Syst.* 20, 423–442.
- Nielsen, J.N., 1912. Hydrography of the Mediterranean and Adjacent Waters. Report on the Danish Oceanographical Expeditions 1908–1910 to the Mediterranean and Adjacent Seas, vol. I, pp. 72–191.
- Painter, S.C., Tsimplis, M.N., 2003. Temperature and salinity trends in the upper waters of the Mediterranean Sea as determined from MEDATLAS data set. *Cont. Shelf Res.* 23, 1507–1522.
- Parrilla, G., Kinder, T.H., Preller, R., 1986. Deep and intermediate water in the Western Alboran Sea. *Deep-Sea Res.* 33 (1), 55–88.
- Pascual, J., Salat, J., Palau, M., 1995. Evolución de la temperatura del mar entre 1973 y 1994, cerca de la costa catalana, en *Int. Coll. Okeanos*, 23–28, Montpellier.
- Pinot, J.M., Ganachaud, A., 1999. The role of Winter intermediate waters in spring-summer circulation of the Balearic Sea I. Hydrography and inverse modeling. *J. Geophys. Res.* 104 (C12), 29843–29864.
- Pinot, J.M., Tintoré, J., Gomis, D., 1995. Multivariate analysis of the surface circulation in the Balearic Sea. *Prog. Oceanogr.* 36, 343–376.
- Poulain, P.M., Barbanti, R., Font, J., Cruzado, A., Millot, C., Gertman, I., Griffa, A., Molcard, A., Rupolo, V., Le Bras, S., Petit de la Villeon, L., 2007. MedArgo: a drifting profiler program in the Mediterranean Sea. *Ocean Sci.* 3, 379–395.
- Rhein, M., Rintoul, S.R., Aoki, S., Campos, E., Chambers, D., Feely, R.A., Gulev, S., Johnson, G.C., Josey, S.A., Kostianoy, A., Mauritzen, C., Roemmich, D., Talley, L.D., Wang, F., 2013. Observations: ocean. In: Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, P.M. (Eds.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Rixen, M., Bakers, J.M., Levitus, S., Antonov, J., Boyer, T., Maillard, C., Fichaut, M., Balopoulos, E., Iona, S., Dooley, H., García, M.J., Manca, B., Giorgetti, A., Mazella, G., Mikhailov, N., Pinardi, N., Zavatarelli, M., 2005. The Western Mediterranean Deep Water: a proxy for climate change. *Geophys. Res. Lett.* 32, L12608. <http://dx.doi.org/10.1029/2005GL022702>.
- Roether, W., Klein, B., Manca, B.B., Theocharis, A., Kioroglou, S., 2007. Transient Eastern Mediterranean deep waters in response to massive dense-water output of the Aegean Sea in the 1990s.
- Roether, W., Manca, B.B., Klein, B., Bregant, D., Georgopoulos, D., Beitzel, V., Kovacevic, V., Luchetta, A., 1996. Recent changes in the Eastern Mediterranean Deep Waters. *Science* 271, 333–335.
- Rohling, E.J., Bryden, H.L., 1992. Man-induced salinity and temperature increase in Western Mediterranean Deep Water. *J. Geophys. Res.* 97 (C7), 11191–11198.
- Salat, J., Pascual, J., 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*. In: Cuadrat Prats, J.M., Sánchez, M. A., Vicente Serrano, S.M., Lanjeri, S., De Luis Arrillaga, N., González-Hidalgo, J.C. (Eds.), *Publicaciones de la Asociación Española de Climatología (AEC), Serie A, No. 5*, pp. 284–290.
- Salat, J., Cruzado, A., 1981. Masses d'eau dans la Méditerranée Occidentale: Mer Catalane et eaux adjacentes. *Rapp. Comm. Int. Médit.* 27 (6), 201–209.
- Sánchez-Román, A., Ruiz, S., Pascual, A., Mourre, B., Guinehut, S., 2016. On the mesoscale monitoring capability of Argo floats in the Mediterranean Sea. *Ocean Sci. Discuss.* <http://dx.doi.org/10.5194/os-2016-77>.
- Schroeder, K., Chiggiato, J., Bryden, H.L., Borghini, M., Ismail, S.B., 2016. Abrupt climate shift in the Western Mediterranean Sea. *Sci. Rep.* 6, 23009. <http://dx.doi.org/10.1038/srep23009>.
- Schroeder, K., Millot, C., Bengara, L., Ben, Ismail S., Bensi, M., Borghini, M., Budillon, G., Cardin, V., Coppola, L., Curtil, C., Drago, A., El Moumni, B., Font, J., Fuda, J.L., García-Lafuente, J., Gasparini, G.P., Kontoyiannis, H., Lefevre, D., Puig, P., Raimbault, P., Rougier, G., Salat, J., Sammari, C., Sánchez Garrido, J.C., Sanchez-Roman, A., Sparnocchia, S., Tamburini, C., Taupier-Letage, I., Theocharis, A., Vargas-Yáñez, M., Vetrano, A., 2013. Long-term monitoring programme of the hydrological variability in the Mediterranean Sea: a first overview of the HYDROCHANGES network. *Ocean Sci.* 9, 301–324. <http://dx.doi.org/10.5194/os-9-301-2013>.
- Schroeder, K., Josey, S.A., Hermann, M., Grignon, L., Gasparini, G.P., Bryden, H.L., 2010. Abrupt warming and salting of the Western Mediterranean Deep Water after 2005: atmospheric forcing and lateral advection. *J. Geophys. Res.* 115, C08029. <http://dx.doi.org/10.1029/2009JC005749>.
- Skliris, N., Sofianos, S.S., Gkanasos, A., Mantziadou, A., Versatis, V., Axaopoulos, P., Lascaratos, A., 2012. Decadal scale variability of sea surface temperature in the Mediterranean Sea in relation to atmospheric variability. *Ocean Dyn.* <http://dx.doi.org/10.1007/s10236-011-0493-5>.
- Smith, R.O., Bryden, H.L., 2007. Observations of new western Mediterranean deep water formation using ARGO floats 2004–2006. *Ocean Sci. Discuss.* 4, 733–783.
- Sparnocchia, S., Manzella, G.M.R., La Violette, P.E., 1994. The interannual and seasonal variability of the MAW and LIW core properties in the Western Mediterranean Sea. In: La Violette, P.E. (Ed.), *En Seasonal and Interannual Variability of the Western Mediterranean. Coastal and Estuarine Studies American Geophysical Union, Washington*.
- Sverdrup, H.U., Johnson, M.W., Fleming, R.H., 1942. *The Oceans, Their Physics, Chemistry, and General Biology*. Prentice Hall, New York, pp. 1087.
- Tel, E., Balbín, R., Cabanas, J.M., García, M.J., García-Martínez, M.C., González-Pola, C., Lavín, A., López-Jurado, J.L., Rodríguez, C., Ruiz-Villareal, M., Sánchez-Leal, R.F., Vargas-Yáñez, M., Vélez-Belchí, P., 2016. IEOOS: The Spanish Institute of Oceanography Observing System. *Ocean Sci. Discuss.* 12, 345–353. <http://dx.doi.org/10.5194/os-12-345-2016>.
- Vargas-Yáñez, M., Mallard, E., Rixen, M., Zunino, P., García-Martínez, M.C., Moya, F., 2012a. The effect of interpolation methods in temperature and salinity trends in the Western Mediterranean. *Medit. Mar. Sci.* 13 (1), 118–125.
- Vargas-Yáñez, M., Zunino, P., Schroeder, K., López-Jurado, J.L., Plaza, F., Serra, M., Castro, C., García-Martínez, M.C., Moya, F., Salat, J., 2012b. Extreme Western Intermediate Water formation in Winter 2010. *J. Mar. Syst.* <http://dx.doi.org/10.1016/j.jmarsys.2012.05.010>.
- Vargas-Yáñez, M., Zunino, P., Benali, A., Delpy, M., Pastre, F., Moya, F., García-Martínez, M.C., Tel, E., 2010a. How much is the Western Mediterranean really warming and salting? *J. Geophys. Res.* 115, C04001. <http://dx.doi.org/10.1029/2009JC005816>.
- Vargas-Yáñez, M., Moya, F., García-Martínez, M.C., Tel, E., Zunino, P., Plaza, F., Salat, J., Pascual, J., López-Jurado, J.L., Serra, M., 2010b. Climate change in the Western Mediterranean Sea 1900–2008. *J. Mar. Syst.* 82, 171–176.
- Vargas-Yáñez, M., Moya, F., Tel, E., García-Martínez, M.C., Guerber, E., Bourgeon, M., 2009. Warming and salting in the Western Mediterranean during the second half of the 20th century: inconsistencies, unknowns and the effect of data processing. *Sci. Mar.* 73 (1). <http://dx.doi.org/10.3989/scimar.2009.73n1007>.
- Zunino, P., Schroeder, K., Vargas-Yáñez, M., Gasparini, G.P., Coppola, L., García-Martínez, M.C., Moya, F., 2012. Effects of the Western Mediterranean Transition on the resident water masses: pure warming, pure freshening and pure heaving. *J. Mar. Syst.* 96–97, 15–23. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jmarsys.2012.01.011>.