

2. Características naturales

Este capítulo describe el mar Mediterráneo y sus costas, tras examinar sus características naturales para ofrecer un amplio marco a la información de las secciones posteriores.

El mar Mediterráneo está situado en una cuenca casi cerrada, con conexión al océano Atlántico por el angosto *sill* del estrecho de Gibraltar. Otras características geográficas, climáticas, hidrográficas y morfológicas descritas en este capítulo, así como el equilibrio de los flujos de agua, están directamente relacionadas con las características del ecosistema.

Se estudia principalmente la morfología, la sismicidad y actividad volcánica, el clima y la oceanografía física, química y biológica. Aunque se trata extensamente la materia, algunos aspectos se examinan con menor detalle por no disponer de datos homogéneos para toda la cuenca, por ejemplo, en lo que se refiere a la oceanografía de las aguas profundas o a los mamíferos marinos.

Aunque podrían rellenarse miles de páginas sobre cualquiera de los aspectos tratados, esta sección es relativamente breve y sirve de introducción al esquema de evaluación FPEIR (Fuerzas motrices, Presiones, Estado, Impactos y Respuestas).

2.1 Morfología

El mar Mediterráneo ocupa un área de unos 2,5 millones de km² con una anchura aproximada de 3.800 km de este a oeste y una distancia máxima norte-sur entre Francia y Argelia de unos 900 km.

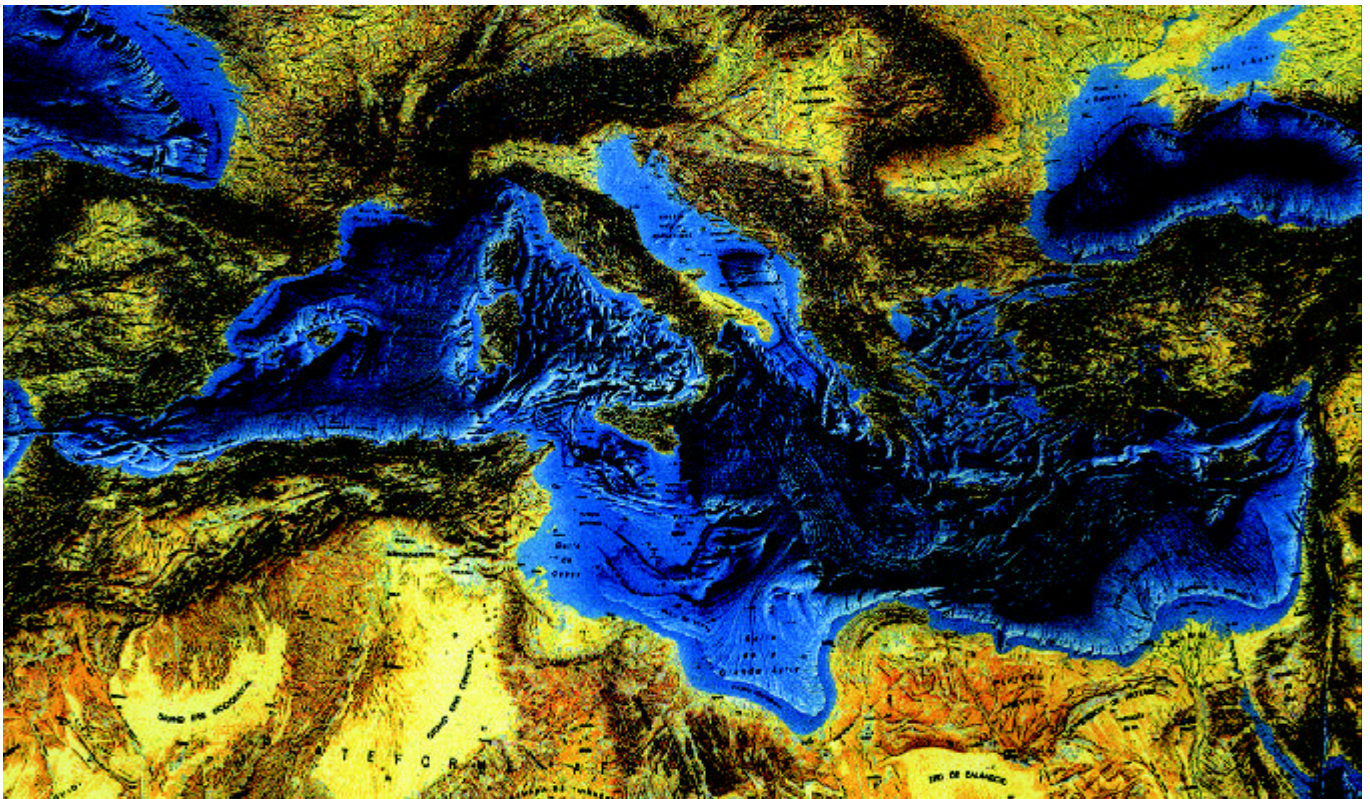
Procede de un océano anterior, con antigüedad de decenas o cientos de millones de años y bastante más ancho, el océano Tetis. Según la teoría de la tectónica de placas, el océano Tetis comenzó a reducirse al acercarse la placa continental eurasiática y la africana hace unos 50 a 70 millones de años, a la vez que se abría al océano Atlántico. Este proceso todavía está activo, sobre todo en la parte este a lo largo de la fosa Helénica, donde la corteza del Mediterráneo oriental está sumergiéndose bajo la microplaca del mar Egeo, y sólo recientemente ha dejado de hacerlo a lo largo del arco del mar Tirreno. De este modo, la parte oriental del Mediterráneo es la más activa desde el pun-

to de vista de la tectónica de placas y se caracteriza por tener una morfología más compleja que la parte occidental.

El Mediterráneo es un mar cerrado que se conecta con el océano Atlántico por el estrecho de Gibraltar, un sill de unos 15 km de anchura y 290 metros de profundidad, y con el mar Negro por el estrecho de los Dardanelos, que tiene una anchura máxima de sólo 7 km y una profundidad media de 55 m. La conexión con el mar Rojo se produce a través del canal de Suez. El mar Mediterráneo consta de dos cuencas principales, la occidental y la oriental, separadas por el Canal de Sicilia, que tiene una anchura aproximada de 150 km y una profundidad máxima de 400 m. En contraste con la llanura del perfil y la profundidad de unos 2.700 m de la cuenca occidental del Mediterráneo, al oeste de Córcega y Cerdeña, los mares Tirreno, Jónico, de Levante y Egeo tienen una morfología que se caracteriza por la alternancia de profundas depresiones, acusadas elevaciones, valles submarinos y pendientes pronunciadas. El punto más profundo de todo el Mediterráneo se sitúa a 4.982 m., en una cuenca estrecha cercana a la costa del sudoeste de Grecia dentro de la fosa Helénica, y está junto a otras pequeñas cuencas donde se superan los 4.000 m de profundidad. La parte más somera del mar Mediterráneo se encuentra en el Adriático norte, donde la profundidad máxima es de 200 m. La profundidad media estimada es de unos 1.500 m (**Figura 2.1**).

Desde un punto de vista morfológico, Córcega, Cerdeña y las Baleares son las islas más relevantes de la cuenca occidental del Mediterráneo. Sicilia y Malta están situadas en la parte central. Las islas de Chipre, Creta y Rodas son las mayores de la parte oriental del Mediterráneo, siendo la característica morfológica más destacable el elevado número, de más de 700 islas e islotes, que se integran en el archipiélago del mar Egeo.

A lo largo del litoral predominan las costas rocosas -tanto duras como blandas-, con acantilados incluso de más de 150 m de altitud en España y grandes acantilados de más de 1.000 m en Croacia. Estos acantilados se ven interrumpidos a veces por pequeñas playas arenosas, asociadas con valles relativamente estrechos que se abren camino a través de montañas o de pequeñas planicies costeras rodeadas por áreas montañosas (**Tabla 2.1**). Las playas arenosas de



Fuente: IOC/UNESCO

gran extensión son características de las zonas litorales con planicies costeras relacionadas normalmente con importantes ríos que fluyen hacia el mar Mediterráneo. Entre dichas planicies se encuentran el delta del Ródano en el golfo de León, situado al sur de Francia, la llanura del Po y la península de Taranto al norte y el este de Italia, respectivamente, y toda la línea costera del norte de África, desde Túnez y siguiendo hacia el este por Libia y Egipto hasta Israel.

Son pocos los ríos grandes que fluyen hacia el mar Mediterráneo. El río más largo es el Nilo en Egipto, cuya cuenca se extiende varios miles de kilómetros hacia el interior de la parte nordeste del continente africano. Los depósitos del Nilo, formados antes de la construcción de la presa de Asuán, han creado una impresionante llanura en forma de delta, en la costa del nordeste de Egipto y un cono aluvial submarino inmenso frente a su boca en el mar de Levante que, junto con el cono submarino del río Ródano, se integran entre las características morfológicas más relevantes de la cuenca del Mediterráneo. El Ródano nace en los Alpes centrales en Suiza y fluye a través del lago de Ginebra y por el sudeste de Francia hasta el golfo de León, en la parte occidental del mar Mediterráneo. El tercer río más importante que desemboca en el Mediterráneo es el Po, situado al norte de Italia. El Po desagua los flan-

cos del sur de los Alpes y la parte norte de la cordillera de los Apeninos, pasa por la llanura del Po y desemboca en el norte del mar Adriático. El cuarto río más importante que desemboca en el Mediterráneo es el Ebro, en España. A medida que los grandes ríos han ido depositando en la costa los sedimentos producidos por la

Tipología provisional para el primer nivel de formaciones litorales en la región del Mediterráneo

Tabla 2.1.

↓ Tipo de paisaje dominante	→ Componentes
a. Litoral de roca dura y acantilados costeros	
Áreas kársticas del Mediterráneo micromareal	Acantilados marinos, islas acantiladas, archipiélagos, rías, litoral rocoso con cuevas, bahías y dunas embolsadas, desembocaduras de ríos, pequeños estuarios y bahías en formación
b. Planicies costeras de roca dura	
Costas afectadas por micromareas en la región mediterránea	Litoral kárstico
c. Litoral de roca blanca	
Ciertos lugares costeros	Planicies con lecho de roca formado por las mareas, otros acantilados marinos friables, p.ej. de pizarra o de arenisca. Planicies costeras con lecho de roca blanda.
d. Planicies dominadas por el oleaje	
Áreas de micromarea	Lagunas, limos del mar Negro, deltas fluviabiles, dunas costeras.

Fuente: EUCC 1998

erosión de las montañas, se han creado nuevos hábitats litorales en las grandes llanuras sedimentarias de la costa y que en la región micromareal del Mediterráneo se han desarrollado como grandes sistemas deltaicos, como el delta del Ebro en España, el delta del Po en Italia o la llanura costera de Albania, entre otros.

2.2. Actividad sísmica y volcánica en la región del Mediterráneo

La actividad sísmica en el Mediterráneo comenzó con la colisión entre las placas europea y africana en el Cretáceo (hace 70 a 100 millones de años) y duró hasta el Mioceno (hace 5 o 6 millones de años). Desde el Mioceno hasta la actualidad las placas han seguido colisionando, pero el movimiento se ha hecho más lento.

Toda la región mediterránea se caracteriza por la presencia de microplacas, de lo que resulta un modelo geodinámico muy complejo, ya que las microplacas se mueven unas contra otras. Estos procesos tectónicos de las placas siguen todavía activos en algunas zonas (Mediterráneo oriental) o han desaparecido en otras (Mediterráneo occidental). La **Figura 2.3** representa la sismicidad de la región mediterránea. En las Azores, situadas en el Atlántico, coinciden tres placas: la norteamericana, la europea y la africana. Desde estas islas se inician una serie de fallas de desplazamiento horizontal que cruzan el estrecho de Gibraltar y el sur de España. El sistema de fallas se extiende entre el mar de Alborán y el oeste de Sicilia con empujes en la planicie desde el este hacia el oeste.

La península Ibérica experimenta muchos procesos sísmicos tanto en la zona pirenaica como en Andalucía y Sierra Morena (**Figura 2.2 y Figura 2.3**). En la costa lusitana ocurren fuertes terremotos, con efectos perjudiciales en el continente, así como en las islas Baleares. Aunque son poco frecuentes, los terremotos que ocurren en el valle del Ródano, en el sudeste de Francia, suelen ser de gran magnitud, siendo considerada esta región como una de las de mayor riesgo de Europa occidental. Entre Sicilia y los Alpes existe un arco sísmico que fue el que dio lugar a la formación de los Apeninos.

La península italiana experimenta una gran actividad sísmica y a lo largo de los Apeninos se registran terremotos de gran intensidad. Estos terremotos, que provocan graves daños, afectan a Sicilia occidental, al canal de Sicilia y los Apeninos. En el centro de Italia existen fallas directas, fundamentalmente en la vertiente adriática de los Apeninos, y a lo largo de las costas del mar Tirreno. En el norte de Italia las áreas sismogénicas producen terremotos de intensidad media o alta (**Figura 2.2**).

En los Alpes, la actividad sísmica se distribuye a lo largo del arco alpino, siguiendo las estructuras geológicas más importantes desde la región prealpina de Liguria hasta los Apeninos, los Alpes austríacos y, en menor medida, hasta la zona caliza del sur de los Alpes.

Las montañas de los Balcanes tienen una estructura geológica parecida a la de los Apeninos aunque no experimentan las mismas presiones que éstos. Los fenómenos sísmicos, casi siempre de gran intensidad, se extienden por una zona que comprende el estrecho de Otranto y el oeste de Grecia. Desde un punto de vista sísmico, es una de las áreas de mayor riesgo de todo el Mediterráneo y en el pasado ha sufrido terremotos catastróficos, debido especialmente a la gran vulnerabilidad de las edificaciones antiguas. De hecho, en los últimos veinte años (1977-1997), se han producido terremotos de gran intensidad en amplias regiones de Grecia, incluidas varias ciudades grandes (**Figura 2.2**). Estos terremotos causaron la pérdida de vidas humanas y graves daños en miles de casas y otros edificios, que en algunos casos tuvieron que ser demolidos. Estos daños se debieron en gran parte a las ondulaciones, desprendimientos de tierra, solifluxiones, hundimientos de tierra y otros efectos inducidos por los terremotos. En el extremo de la microplaca del Egeo, especialmente en el arco helénico y en las islas que forman el archipiélago del Egeo, tienen lugar fenómenos sísmicos, generalmente de gran intensidad (**Figura 2.2**).

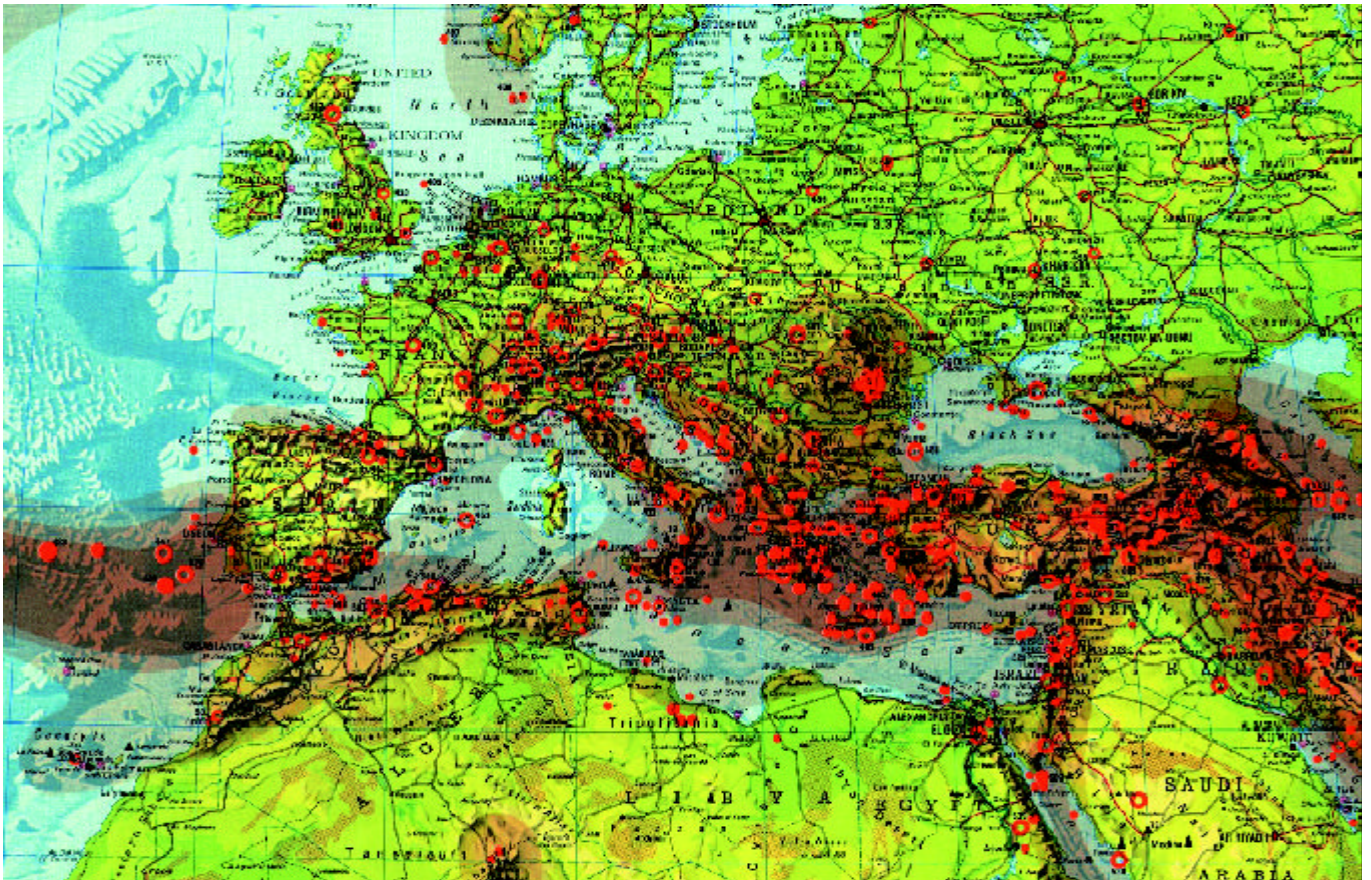
A lo largo de la costa mediterránea de la península de Arabia, se presentan fenómenos sísmicos de gran magnitud, que están conectados con la prolongación de la rama norte del sistema de valles de dislocación que originaron el mar Rojo. Estos fenómenos se localizan a lo largo de la falla tectónica por donde fluye el río Jordán. Con frecuencia sacuden la costa Mediterránea desde el Golfo de Aqaba, en la parte oriental de la península del Sinaí, hasta el extremo nordeste del Mediterráneo. Más al sur, a lo largo del borde de la península de Arabia, en el mar Mediterráneo, se producen también fenómenos sísmicos de gran intensidad (**Figura 2.2**).

Existe también una sismicidad difusa en el norte del Sahara. Hay muy pocos terremotos de gran intensidad en esta región del norte de África, pero con frecuencia se registran temblores de intensidad media o baja.

Los volcanes están situados en la parte central de la región mediterránea; algunos en Italia, uno en Grecia y varios volcanes sumergidos en la llanura del Tirreno. Existen volcanes activos a lo largo del arco magmático de las islas Eolias, en la península italiana (Etna y Vesubio) y en Grecia (Santorini), (**Figura 2.4**).

Distribución de los principales terremotos y volcanes activos en la región euromediterránea

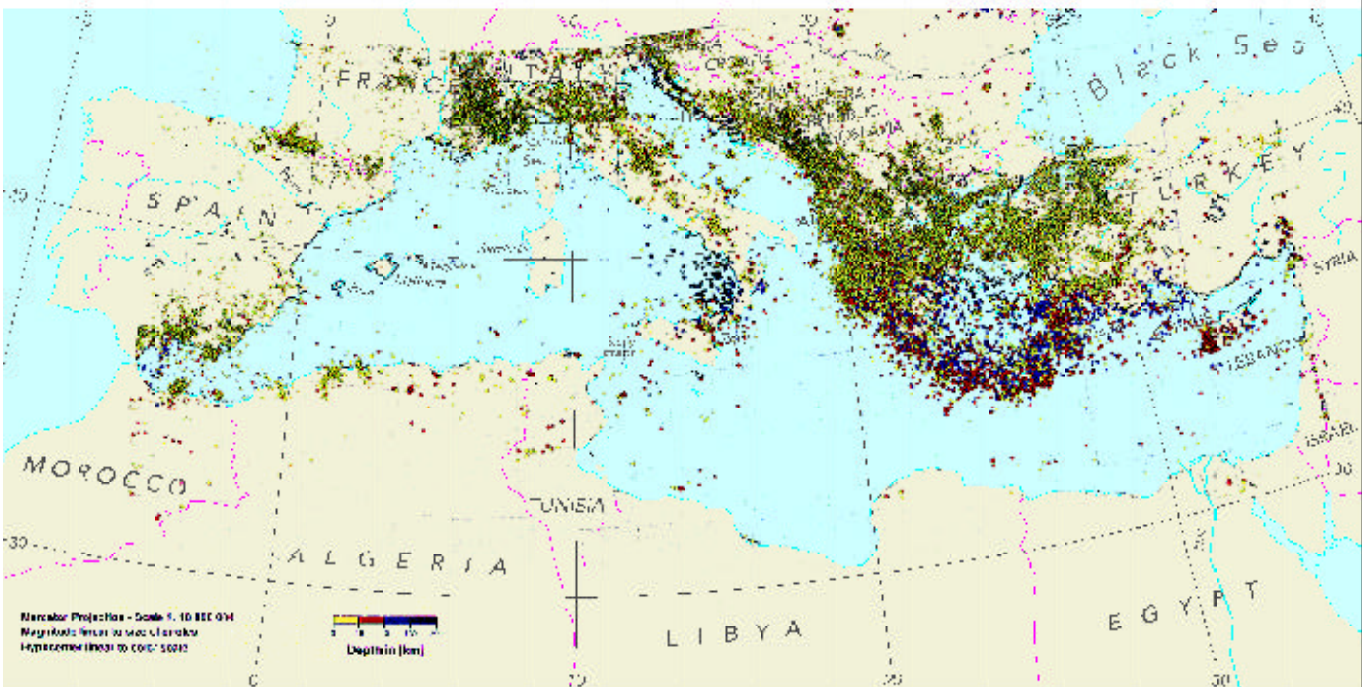
Figura 2.2



Fuente: Tiedemann, 1992

Sismicidad del mar Mediterráneo

Figura 2.3



Fuente: USGS Fuente: NCMR

El Etna inició su actividad en el Pleistoceno medio superior (hace unos 700.000 años), cuando aún estaba sumergido. Con posterioridad emergió a la superficie debido a la elevación tectónica y a la acumulación de material eruptivo. El Vesubio representa la continuación actual del proceso volcánico que existe a lo largo de la línea del Tirreno, desde Toscana hasta Campania. Comenzó su actividad volcánica hace aproximadamente dos millones de años y continuó durante el Pleistoceno (desde hace 840.000 años hasta hace 10.000 años) y el Holoceno (los últimos 10.000 años). En la actualidad, a lo largo de la península italiana sólo en el área de Campania hay actividad volcánica de forma piroclástica (con nubes de ceniza y expulsión de material incandescente), siendo un fenómeno de alto riesgo en áreas donde la vulnerabilidad ha aumentado en los últimos tiempos.

Las principales manifestaciones de la actividad volcánica en Grecia son los volcanes activos situados a lo largo del arco volcánico del mar Egeo y las numerosas fuentes termales relacionadas con las fallas más activas que se encuentran distribuidas por todo el territorio griego. Dentro de la caldera de la isla de Santorini, el volcán más famoso del mar Egeo, han surgido cuatro nuevos islotes a causa de las sucesivas erupciones ocurridas en los últimos 2000 años (46 d.c., 1570, 1707 y 1866). Se cree que una violenta erupción del volcán en la antigüedad fue la responsable del fin de la civilización minoica de la isla de Creta.

2.3. Clima

El Mediterráneo está sometido a dos sistemas de tiempo atmosférico, el subtropical y el de las latitudes medias. El clima Mediterráneo se caracteriza por tener un invierno templado, húmedo y ventoso, y un verano cálido, seco y relativamente en calma. Los periodos de transición, desde abril a mayo y desde septiembre a octubre, son demasiado cortos para ser considerados como estaciones propiamente dichas. Las características de las estaciones están directamente relacionadas con el movimiento y desarrollo de los grandes sistemas de presiones: el anticiclón permanente de las Azores, el gran anticiclón continental de Eurasia y las bajas presiones sobre el desierto norteafricano y el Atlántico tropical. Los meses de invierno se caracterizan por los centros de baja presión sobre los mares Tirreno, Jónico oriental y Egeo, y por las altas presiones en tierra firme. En verano, el modelo de presiones está dominado por la competencia entre un frente de altas presiones procedentes de las Azores y las bajas presiones sobre Oriente Medio, originando flujos monzónicos desde el sur de Asia y creando un gradiente de presión este-oeste a través del mar Mediterráneo. La mayoría de las depresiones (alrededor del 70%) dentro de la región mediterránea se forman en el Golfo de Génova, aunque en primavera también se originan muchas al sur de la cordillera del Atlas en el norte de África. Aproximadamente una décima parte de las depresiones penetran por el Atlántico, principalmente a través del estrecho de Gibraltar o

Figura 2.4

Mapa del vulcanismo en la región mediterránea



Fuente: NCMR

del paso Garona-Carcasona. En el Mediterráneo central y oriental pueden formarse nuevas depresiones en la parte norte del mar Jónico, en el sur del Egeo y en la región de Chipre. No obstante, este fenómeno es poco frecuente y se limita a los meses de invierno.

Los efectos orográficos de las masas continentales que rodean la cuenca mediterránea son esenciales para el movimiento vertical de las masas de aire, que da lugar a vientos regionales y locales. Entre los diversos sistemas permanentes de vientos regionales, los más fuertes son el Mistral y los Etesios. El Mistral es un viento intenso, frío y seco, que circula, sobre todo en invierno, desde el noroeste por el valle del Ródano entre los Pirineos y los Alpes que después de alcanzar el golfo de León se expande sobre una amplia área del Mediterráneo occidental. Los Etesios (o Multems en turco) son vientos del norte que dominan en el Mediterráneo oriental a finales del verano y a principios del otoño, que es cuando alcanzan mayor intensidad, siendo canalizados hacia el mar Egeo por el paso entre la cordillera de los Balcanes y Anatolia. Otros importantes sistemas de vientos son: el Bora, un viento de invierno fuerte, aunque poco frecuente, que circula al norte del Adriático; el Vendaval, un viento del oeste que circula a través del estrecho de Gibraltar hacia el mar de Alborán, entre España y Marruecos; el Siroco o Khamain, un viento cálido de componente sur, procedente

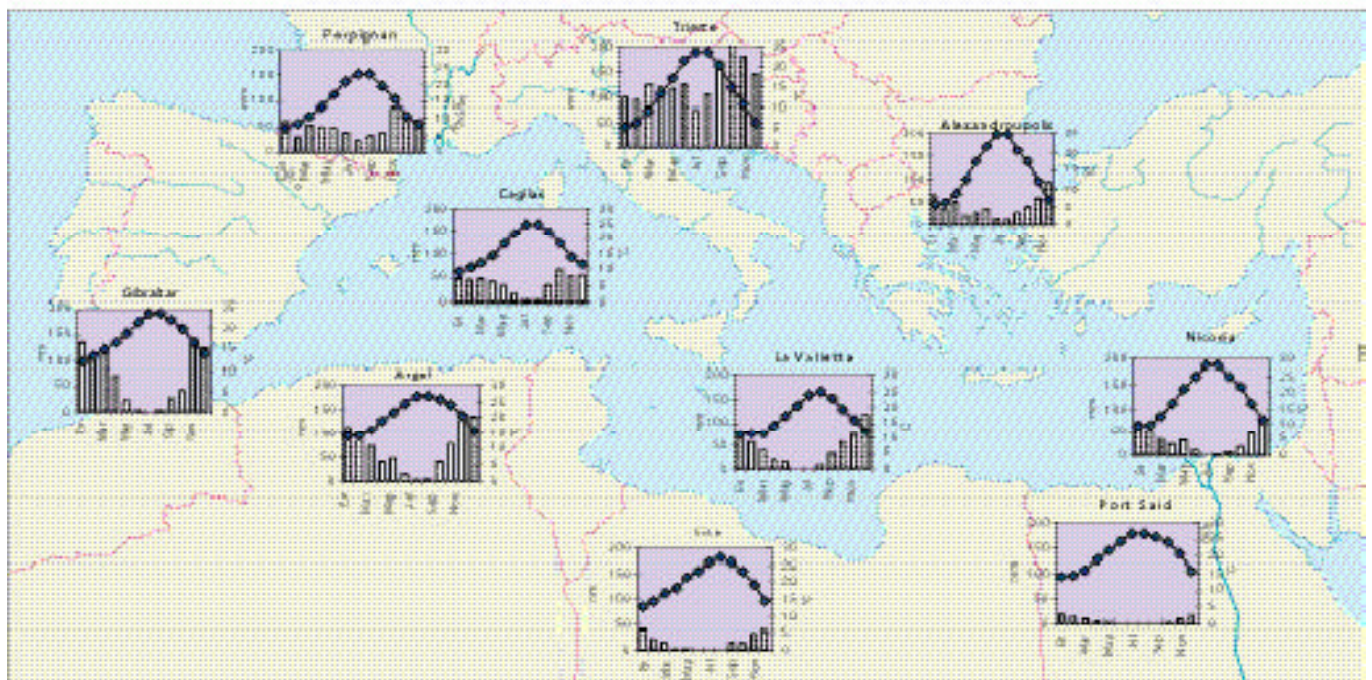
de las zonas desérticas de África y Arabia. Los temporales en la cuenca del Mediterráneo tienen lugar sobre todo en invierno, especialmente en el golfo de León (unos 27 temporales por año), en el mar Egeo y en el canal de Cerdeña (con un promedio de 12 y 10 temporales, respectivamente).

La diferencia de temperatura del aire entre el verano y el invierno es generalmente de unos 15°C. No obstante, los factores meteorológicos y geográficos locales pueden ocasionar condiciones extremas y excepcionales. Las temperaturas más altas del aire se registran cerca de las costas de Libia y Egipto entre marzo y junio, pudiendo alcanzar los 50°C. Se registran regularmente altas temperaturas en algunos lugares del Mediterráneo, por ejemplo en el lado de sotavento de las montañas de Córcega, la costa norte de Sicilia, Creta y Chipre. En España también se registran altas temperaturas del aire cuando el aire tropical continental fluye en dirección norte procedente de África. Las temperaturas más bajas se producen durante el invierno en la costa del golfo de León, en el nordeste del mar Egeo y en el Adriático (Figura 2.5).

Las precipitaciones durante la estación húmeda, desde finales del otoño a principios de la primavera, suponen más del 90 % del total de las precipitaciones anuales (Figura 2.5) Las precipitaciones se reducen hacia el sur, pero la distribución geográfica depende de la orografía. La

Temperatura del aire y precipitación media mensual de diez estaciones meteorológicas costeras de la región mediterránea

Figura 2.5



Fuente: Mayo, 1982

nieve al nivel del mar es relativamente rara, situándose las áreas más afectadas en el nordeste del mar Adriático y en el norte del Egeo, con unos seis días de nieve al año, y en el golfo de León y la Riviera de Francia e Italia, con una media de dos o tres días al año. Las tormentas son más frecuentes en el norte de Italia y en los Balcanes, especialmente durante el verano, siendo también comunes en el Mediterráneo central y occidental durante el otoño.

2.4. Hidrografía y oceanografía física

El principal río que desemboca en el mar Mediterráneo es el Nilo, con una longitud de 4.132 km y, excluyendo el alto Nilo, una cuenca de 3.350 km². Su aportación es de 89 km³/año a la altura de la presa de Asuán, pero disminuye a menos de 5 km³/año al llegar al mar Mediterráneo; por lo tanto puede ser considerado como un río menor en términos de descarga en el mar. Los principales ríos, salvo el Nilo, están concentrados en la región norte del Mediterráneo. Las cuencas fluviales son generalmente pequeñas, siendo las principales la del Ródano, Ebro y Po, con una extensión de 96.000, 84.000 y 69.000 km² respectivamente. Sin embargo, casi el 60 % del área terrestre de la cuenca mediterránea está ocupada por cuencas con menos de 10.000 km².

El mar Mediterráneo se caracteriza por la gran evaporación que experimenta, especialmente bajo la influencia de los vientos fríos y secos. Puede definirse como una «cuenca de concentración», porque la evaporación excede a la suma de precipitaciones (aproximadamente 800 km³/año) y escorrentía fluvial, resultando

un déficit de agua dulce estimado en unos 2.500 km³/año (Tabla 2.2).

Este déficit es compensado principalmente por la entrada de agua desde el Atlántico por el estrecho de Gibraltar y la aportación de agua desde el mar Negro por el estrecho de Estambul (Bósforo). El intercambio de agua a través del canal de Suez se considera insignificante (Tabla 2.2). El limitado intercambio con el océano Atlántico y su gran profundidad hace que el valor estimado para el tiempo de permanencia sea bastante alto, alrededor de 75 a 100 años. Debido al sill de Gibraltar, las aguas profundas y frías del océano no pueden alcanzar el mar Mediterráneo, cuya temperatura por debajo de los 200 metros es más caliente de 12°C. Las aguas superficiales que entran desde el Atlántico son más calientes y menos salinas (15,4°C y 36,2 ups, unidad práctica de salinidad) que las que fluyen hacia fuera (13°C y 37,9 ups) por lo que el mar Mediterráneo importa calor y exporta sal.

Esquemáticamente, el mar Mediterráneo se compone de tres principales masas de agua:

- las aguas superficiales del Atlántico, con espesor de 50 a 200 metros y salinidad que oscila entre 36,2 ups cerca de Gibraltar y 38,6 ups en la cuenca levantina;
- las aguas intermedias de la cuenca levantina se encuentran a una profundidad entre 200 y 800 metros, con temperatura de 13 a 15,5°C y salinidad de 38,4 a 39,1 ups;
- las aguas profundas del Mediterráneo, formadas en sus cuencas occidentales y orientales. Las aguas profundas del Mediterráneo se caracterizan por una temperatura de 12,7°C y una salinidad de 38,4 ups, mientras que las aguas profundas del Mediterráneo oriental se caracterizan por una temperatura de 13,6°C y una salinidad de 38,7 ups.

La temperatura y la salinidad en la superficie del mar Mediterráneo en invierno se exponen en las Figuras 2.6 y 2.7. Sin embargo, las características físicas de las masas de agua han cambiado desde finales de la década de los 50 (Bethoux *et al.*, 1990). En particular, la temperatura y la salinidad de las aguas profundas del Mediterráneo occidental han aumentado en 0,13°C (3,2 x 10⁻³°C/año) y 0,04 ups en los últimos 40 años (Bethoux *et al.*, 1998) y en las aguas de Levante, en el canal de Sicilia, el aumento observado ha sido de 0,003°C/año y 0,002 ups/año (Sparnocchia *et al.*, 1994). Sobre las causas de estos cambios se debate si son debidos a un cambio global, o a la disminución de las aportaciones de agua dulce, por ejemplo, por la reducción de la descarga desde el Nilo tras el cierre de la presa de Asuán en 1970. Recientemente se han observado también cambios en las aguas profundas del Mediterráneo oriental. Los estudios

Tabla 2.2

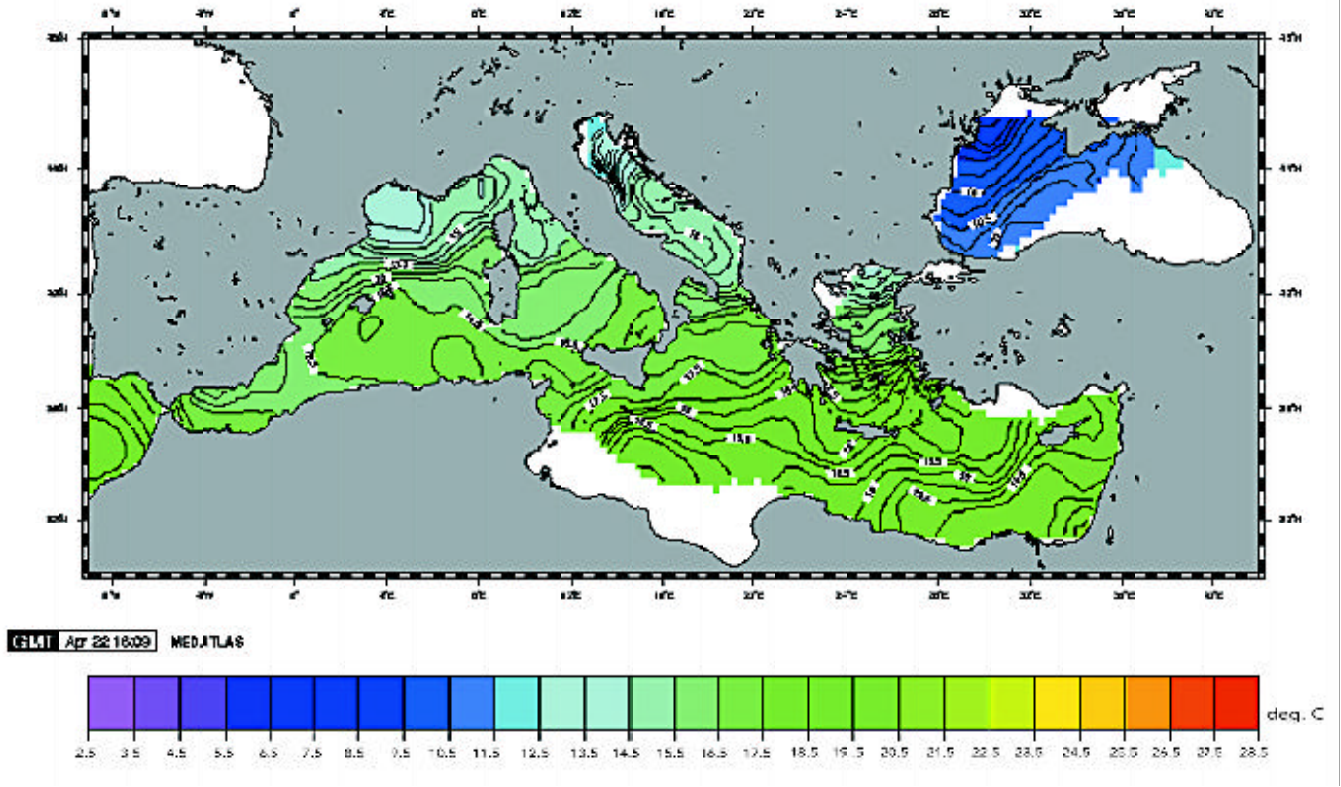
Aportación de agua desde las principales fuentes (en km³/año)

Fuente: Bethoux, 1980; Hopkins, 1985

Océano Atlántico entrada - salida	1.700
Mar Negro entrada - salida	164
Ríos	
Ródano	54
Po	46
Ebro	17
Neretva	12
Drni	11
Meriç-Evros/Ergene	10
Seyhan	8
Tiber	7
Adigio	7
Otros ríos menores (incluido el Nilo)	50

Temperatura en la superficie del mar: media climatológica mensual (enero)

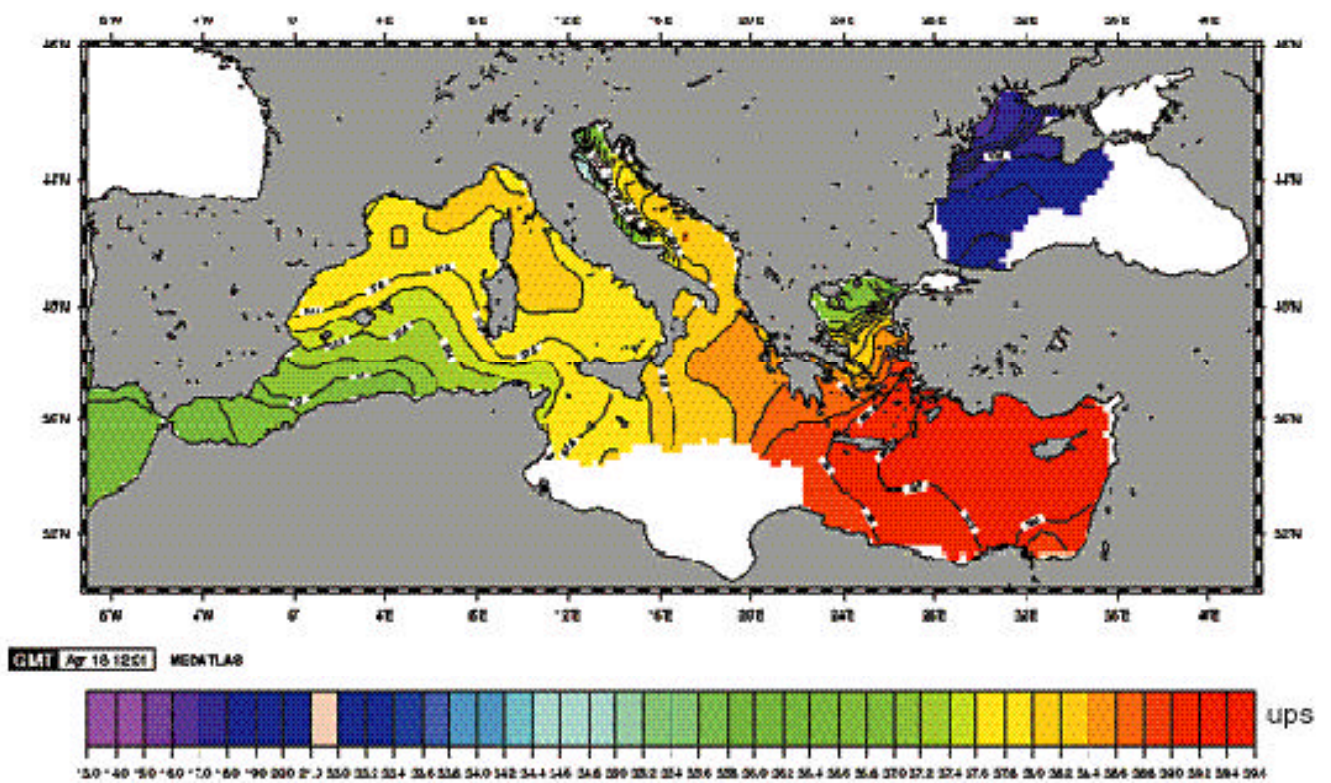
Figura 2.6



Fuente: MEDATLAS CD-ROM, IFREMER/SISMER (F), 1997

Salinidad en la superficie del mar: media climatológica estacional (invierno)

Figura 2.7



Fuente: MEDATLAS CD-ROM, IFREMER/SISMER (F), 1997

hidrográficos realizados en esta zona del Mediterráneo desde comienzos de siglo hasta 1987, han mostrado que la fuente de agua principal por debajo de los 1.200 m de profundidad procede del mar Adriático. Una investigación llevada a cabo en 1995 comprobó que la entrada de agua desde el mar Egeo desplazó un 20% de las aguas profundas del Mediterráneo oriental (Roether *et al.*, 1996).

Para describir la circulación a gran escala en el mar Mediterráneo, el espacio se ha considerado a la escala de las subcuencas que lo integran y los desplazamientos a la meso-escala de los movimientos circulares interconectados y limitados por corrientes en chorro con fuerte variabilidad estacional e interanual. Los flujos de esta circulación general afectan a las regiones costeras e influyen mucho en la dinámica de las corrientes locales. De hecho, las áreas poco profundas del Mediterráneo son comparativamente pequeñas y están separadas de las regiones más profundas por pronunciadas y escalonadas rupturas de la plataforma continental. Esta configuración hace posible la intrusión del campo de flujo a gran escala en áreas costeras estancadas y la influencia directa de las corrientes a gran escala en el flujo litoral. Este mecanismo favorece el transporte de material desde las áreas costeras hacia el océano abierto y tiene consecuencias importantes para el mantenimiento de los ciclos ecológicos de la cuenca.

Los sistemas de anastomosis y corrientes locales son también partes esenciales de la circulación general debido a la complejidad de la topografía y a la presencia de las islas. A partir de los estudios de observación y modelización realizados (Millet, 1991; POEM Group, 1992; Roussenov *et al.*, 1994) se pueden distinguir las siguientes estructuras (Figura 2.8):

- la corriente en chorro de agua del Atlántico que entra por el estrecho de Gibraltar;
- las características de la cuenca argelino-provenzal;
- la rotación en el golfo de León;
- la rotación a gran escala en el mar Tirreno;
- la corriente atlántico-jónica que existe en el canal de Sicilia y diverge en el mar Jónico;
- la corriente en chorro del Mediterráneo central que refuerza la corriente atlántico-jónica en la cuenca de Levante;
- las rotaciones de Rodas e Ierapetra;
- las rotaciones de Mersa-Matruh y Shikmona;

La circulación en los niveles intermedios corresponde principalmente a los flujos diseminados de las aguas levantinas intermedias, que salen hacia el Atlántico por el sill de Gibraltar, después de un largo desplazamiento desde la cuenca levantina. El agua intermedia levantina también circula de manera ciclónica dentro del

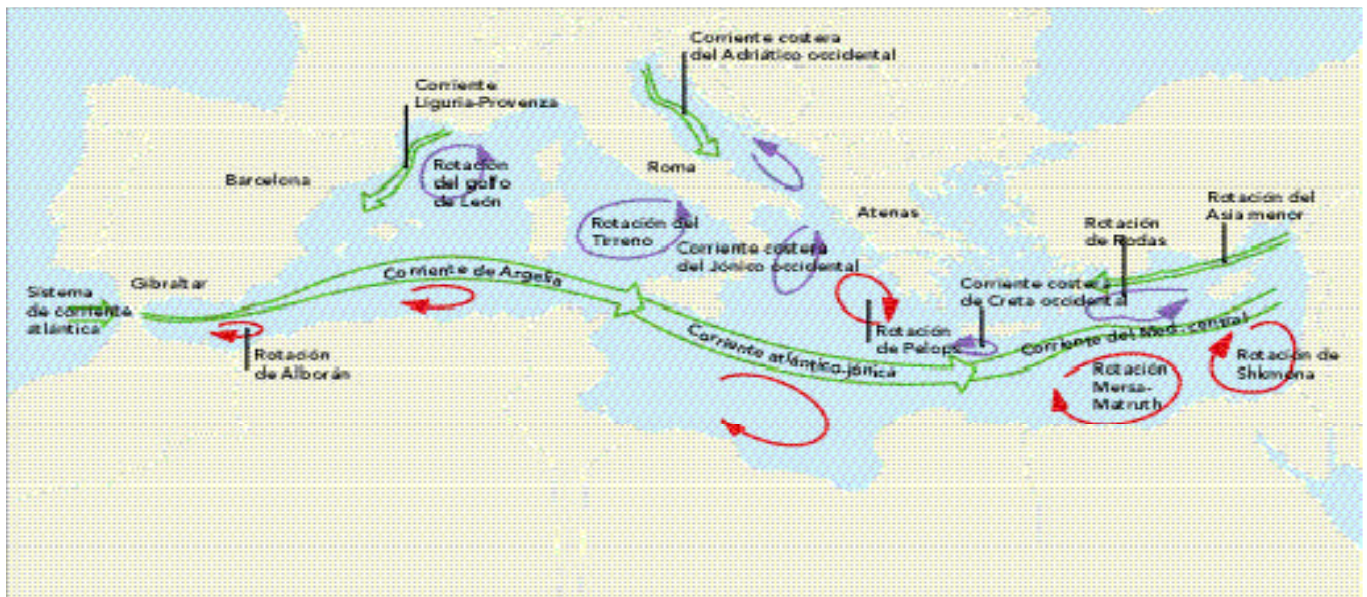
mar Tirreno, desde donde llega al mar de Liguria y fluye en dirección suroeste para salir a lo largo del litoral de Francia y España.

Las corrientes en las capas profundas son en general débiles: el agua circula impulsada principalmente por las convecciones profundas locales que están asociadas a fuertes movimientos verticales, mientras que la topografía limita los intercambios entre las subcuencas del Mediterráneo. La formación de aguas profundas es uno de los procesos más importantes de interacción entre el aire y el mar. Normalmente ocurre una o varias veces cada invierno en algunas áreas aisladas que tienen predisposición a los vuelcos convectivos, cuando las fuerzas atmosféricas superficiales desencadenan estos procesos. En el mar Adriático también se generan espesores potentes de agua, que después de ser generados en las regiones septentrionales de la plataforma continental, a causa de los fuertes vientos Bora, circulan por el fondo en dirección sur hasta alcanzar el mar Jónico. Las aguas superficiales transformadas en aguas profundas se estiman en 3.800 km³/año en el Mediterráneo occidental, 1.500 km³/año en el Adriático y 4.500 km³/año en el mar de Levante. Las características circulatorias que se observan frecuentemente en determinadas áreas costeras de Sicilia producen algunas surgencias desde las aguas profundas hacia la superficie.

Las variaciones del nivel del mar en las costas del Mediterráneo se limitan generalmente a decenas de centímetros, principalmente a causa de las variaciones de presión atmosférica y las mareas. La amplitud de las mareas en el mar Mediterráneo es pequeña y predominan los efectos semidiurnos. Además, las estrechas plataformas continentales evitan la amplificación de las mareas en las costas, por lo que sólo en el norte del mar Adriático se pueden observar desplazamientos mareales importantes, especialmente cuando se asocian con condiciones meteorológicas determinadas ("aqua alta") y, aunque en menor medida, también se pueden observar en el golfo de Gabes en Túnez.

2.5 Oceanografía química

Desde hace mucho tiempo se sabe que el mar Mediterráneo está empobrecido y sus niveles de nutrientes son demasiado bajos para sustentar una gran biomasa (McGill, 1961). Observaciones recientes confirman el agotamiento general de los recursos de nutrientes en comparación con otros lugares de los océanos del mundo (Souvermezoglou, 1989; Salihoglou *et al.*, 1990; Krorn *et al.*, 1991a; Krorn *et al.*, 1991b). Hay un aporte limitado de nutrientes a las aguas superficiales del Mediterráneo, tanto desde sus capas inferiores como desde fuentes externas, tales como el océano Atlántico, las costas ribereñas y



Fuente: Pinardi et al., 1997

la atmósfera, pero la principal razón de su pobreza en nutrientes está relacionada con la hidrología y la circulación del Mediterráneo como cuenca de concentración (Souvermezoglou, 1988).

El déficit de nutrientes en el estrecho de Gibraltar depende de la concentración del agua que entra y sale (según diferentes autores). El agua superficial que entra desde el Atlántico norte AAN (North Atlantic Water, NAW) es pobre en nutrientes directamente disponibles para la fotosíntesis. El rango de concentración de las formas inorgánicas en las aguas de entrada se estima entre 0,05 y 0,20 μM de fosfatos-P, entre 1 y 4 μM de nitrato-N y cerca de 1,2 μM de silicato-Si (Coste *et al.*, 1988a). En la parte profunda de las aguas que fluyen desde el Atlántico se desarrollan importantes gradientes de densidad que impiden su intercambio con las aguas profundas del Mediterráneo occidental APMO (Western Mediterranean Deep Water, WMDW), que son más ricas en nutrientes. La concentración en nutrientes de las aguas superficiales de entrada disminuye con su propagación en el mar Mediterráneo, debido a la mezcla con el agua de la cuenca, que es más pobre en nutrientes, y también a la actividad biológica consumidora. Por otro lado, el flujo hacia el Atlántico de la mezcla que se produce sobre el sill de Gibraltar entre el APMO (WMDW) y el agua levantina intermedia ALI (Levantine Intermediate Water, LIW) de la cuenca, constituye una continua pérdida de nutrientes y reduce su acumulación en las capas profundas.

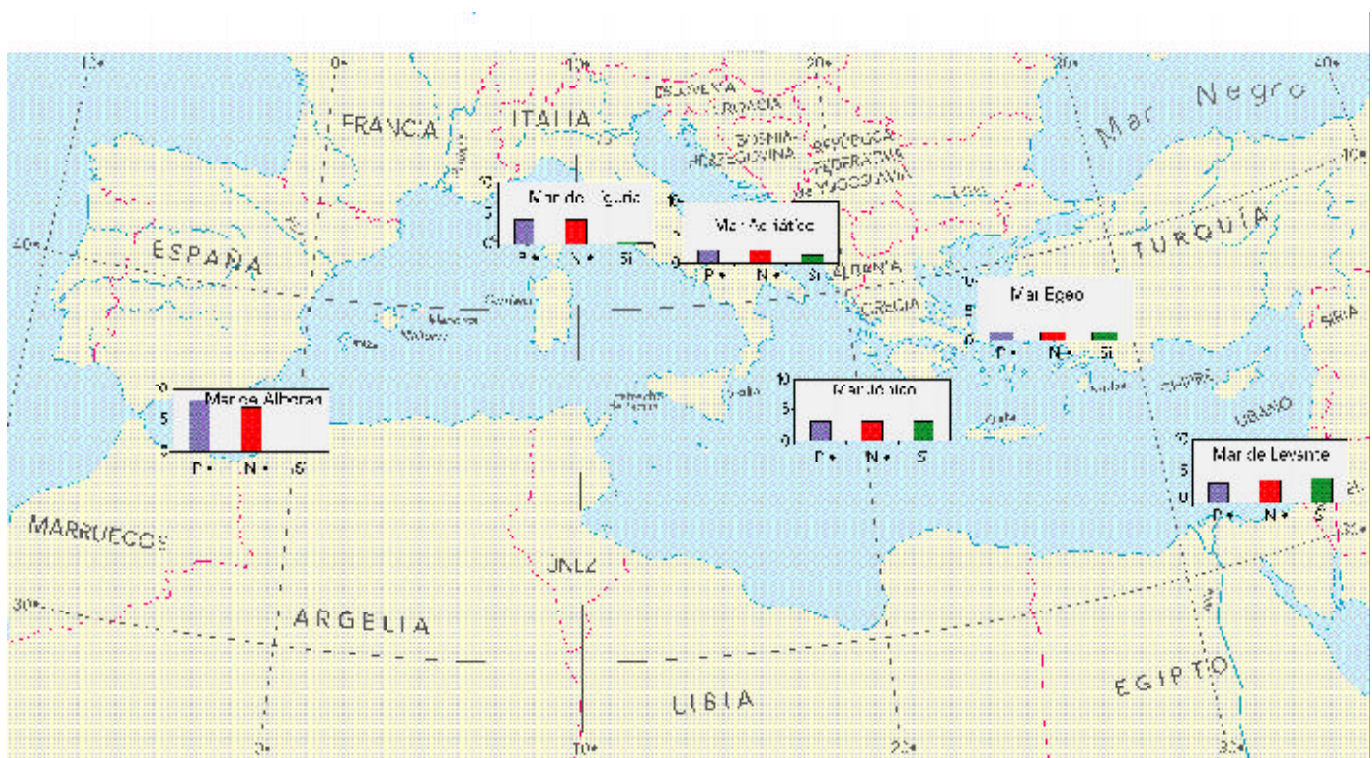
Con los datos de nitrógeno medidos durante el crucero Medipro IV y los flujos de agua según Lacombe (1971) y Bethoux (1980), Coste *et al.*

(1988a) calcularon en el flujo de salida un déficit de nutrientes en torno al 10% para el nitrógeno y el fósforo total y el 50% para el silicio total. Los nutrientes aportados por las escorrentías totales de los ríos del Mediterráneo también varían enormemente. McGill (1969) sugiere que la escorrentía fluvial suministra al Mediterráneo un 30% del total del nitrógeno y fósforo que éste recibe. El fósforo aportado por las descargas terrestres, según los cálculos de Bethoux (1981) a partir de los datos del PNUMA (1971), se estima que representa aproximadamente un 80% de la entrada total en la cuenca.

Las aguas profundas de las diferentes subcuencas del Mediterráneo están separadas entre sí por la existencia de sills sucesivos. McGill (1969) analiza en primer lugar la considerable disminución de nutrientes desde la parte occidental hasta la parte oriental del mar Mediterráneo. La concentración de nutrientes en el mar Egeo es doce veces menor que en el Océano Atlántico y ocho veces menor que en el mar de Alborán. En la **Figura 2.9** se representan las variaciones de concentración de nutrientes en los distintos mares regionales como factores de incremento respecto al nivel del Egeo (PO_4 : 0,1 μM , NO_3 : 2,0 μM , SiO_3 : 3,0 μM). Los datos de oxígeno y nutrientes medidos en la zona oriental del mar Mediterráneo durante la pasada década por los programas de investigación nacionales e internacionales confirmaron las anteriores observaciones y demostraron una disminución de nutrientes con el siguiente orden: mar de Levante > Jónico > Egeo (Souvermezoglou, 1989; Stergiou *et al.*, 1997). Esta disminución es del mismo orden de magnitud que el apuntado por McGill (1961, 1965).

Figura 2.9

Concentraciones relativas de nutrientes en los diferentes mares regionales. Concentración del Egeo = 1



P = fosfatos, N = nitratos, Si = silicatos

Fuente: McGill, 1965

La distribución vertical de oxígeno y nutrientes en el mar Mediterráneo es la típica de una región oligotrófica. La capa superficial muestra por lo general concentraciones muy bajas de fosfato ($<0,05 \mu\text{M}$) y nitrato ($<0,2 \mu\text{M}$), al tiempo que contiene $0,5 \mu\text{M}$ de silicato. Esta capa superficial está separada de las capas inferiores de aguas intermedias y profundas por una capa de transición de 100-200 m de espesor, dentro de la cual la concentración de nutrientes aumenta rápidamente. La concentración de nutrientes en las aguas intermedias y profundas del Mediterráneo occidental es de $0,4 \mu\text{M}$ de fosfato, $8,5 \mu\text{M}$ de nitrato y $9,5 \mu\text{M}$ de silicato (Coste, 1987). En el Mediterráneo oriental, la concentración es de $0,2$ a $0,3 \mu\text{M}$ de fosfato, $6,0 \mu\text{M}$ de nitrato y de 8 a $9,5 \mu\text{M}$ de silicato (Souvermezoglou *et al.*, 1982; Yilmaz y Turgul, 1997). Estas concentraciones son considerablemente menores que las oceánicas que se encuentran a la misma profundidad. La concentración oceánica de fosfato varía desde $1,0 \mu\text{M}$ en las aguas profundas del Atlántico hasta $3,0 \mu\text{M}$ en las aguas profundas del Pacífico, mientras que la respectiva cifra de nitrato varía desde $20 \mu\text{M}$ hasta $40 \mu\text{M}$ (Ivanoff, 1972). La concentración de oxígeno presenta niveles próximos a la saturación en la capa superficial (6 ml/l en invierno y $4,8 \text{ ml/l}$ en verano). La concentración de oxígeno disminuye bruscamente en la capa de transición desde las ALI hasta las profundas, AP (Deep Water, DW) del Mediterráneo, con $4,5 \text{ ml/l}$ en poniente y $4,2 \text{ ml/l}$ en levante. Las concentraciones relativamente altas de

oxígeno indican el carácter reciente de las aguas profundas. En las aguas de profundidad intermedia (200-600 m) del Mediterráneo oriental no se distingue un mínimo acusado como ocurre en las del occidental. Esta diferencia se ha relacionado con la menor biomasa de fitoplancton y con la menor producción primaria en el Mediterráneo oriental.

Los resultados obtenidos en años recientes han mostrado que, aunque el Mediterráneo en conjunto es oligotrófico, de manera local y temporal se pueden encontrar grandes biomásas planctónicas. La biomasa de plancton y la producción primaria son mayores en las regiones ciclónicas que en las regiones anticiclónicas, lo que limita el aporte de nutrientes a las aguas superficiales durante la mezcla invernal (Salihoglu *et al.*, 1990; Krorn *et al.*, 1992; Souvermezoglou y Krasakopoulou, 1999a). Otras razones para esta productividad relativamente alta son: la intensa mezcla convectiva de invierno que conduce a la homogeneización vertical; la surgencia de las aguas desde las capas intermedias hasta la zona eufótica; y el enriquecimiento de nutrientes en la desembocadura de los ríos.

La circulación en el noroeste del Mediterráneo (mar de Liguria) se caracteriza por la permanencia del modelo ciclónico y la mezcla vertical que puede superar los 1.000 me-

tros en invierno. Los análisis químicos revelan una baja concentración de oxígeno y una alta concentración de nutrientes, superando $5 \mu\text{M}$ de N-NO_5 y $0,15 \mu\text{M}$ de P-PO_4 . La producción primaria de carbono orgánico (C) en este área puede alcanzar los $2 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ y la biomasa de fitoplancton los 3 mg m^{-3} de *clorofila a* (Coste, 1987). La producción primaria anual de C en la cuenca occidental se estima en unos $80 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ (Minas *et al.*, 1993).

La rotación de Rodas, que ocupa una extensa área en la parte septentrional del mar de Levante, es una característica ciclónica permanente del Mediterráneo oriental. La convección que se produce a profundidades intermedias y ocasionalmente a grandes profundidades (Stokou-Frangou *et al.*, 1997), asciende las aguas profundas ricas en nutrientes hasta la zona eufótica y, en consecuencia, la producción primaria aumenta (Salihoglu *et al.*, 1990; Yilmaz y Turgul, 1997). Estos procesos resultan más importantes si se tiene en cuenta el carácter generalmente oligotrófico del Mediterráneo oriental.

Un ejemplo típico del enriquecimiento en nutrientes en las desembocaduras de los ríos lo constituye el mar Adriático septentrional, una de las regiones más productivas del Mediterráneo (Sournia, 1973; Degobbis y Gilmartin, 1990).

Las aguas del Mediterráneo, aparte de su relativa pobreza en nutrientes, suelen contener más nitrógeno que fósforo y se caracterizan por una relación nitrato/fosfato que difiere de la de los océanos abiertos, sobre todo de la del Atlántico. La relación N:P en el Mediterráneo se sitúa entre 20 y 26, es decir, mayor que el valor N:P = 16:1 observado por Redfield *et al.* (1963) en el Atlántico. El mar Mediterráneo parece ser una excepción, donde el fósforo es el factor más limitante (Berland *et al.*, 1980). Varias hipótesis han sido propuestas para explicar el alto valor de la relación N:P. Bethoux y Copin-Montegut (1986) sugieren la fijación del nitrógeno por las cianobacterias; Coste *et al.* (1988a) lo atribuyen a los procesos internos de la cuenca; y Krorn *et al.* (1991a) lo explican por la eliminación de los fosfatos al ser adsorbidos a la superficie de las partículas de polvo del Sahara, que son ricas en óxidos de hierro en el Mediterráneo oriental.

Las intensas investigaciones realizadas durante la pasada década han revelado una imprevista evolución del oxígeno y de los nutrientes en las espesas capas profundas del Mediterráneo oriental. Los estudios hidrográficos demostraron que después de 1987 el mar Adriático ha dejado de ser la fuente dominante de las aguas profundas del Mediterráneo oriental APMO

(Eastern Mediterranean Deep Water, EMDW) y que la contribución de las aguas profundas de Creta APC (Cretan Deep Water, CDW) ha llegado a ser importante (Roether *et al.*, 1996).

Las APC fluyen hacia el mar de Levante y el Jónico a través de los estrechos más profundos del arco de Creta, se hunden y ocupan capas por debajo de los 1.000-2.000 m, desplazando hacia arriba las antiguas APMO de origen Adriático (Souvermezoglou y Krasakopoulou, 1999a). Esta modificación ha causado el aumento del oxígeno y la correspondiente disminución de los nutrientes en las espesas capas profundas, no sólo en el mar abierto adyacente al mar Egeo, sino también en grandes extensiones del mar Jónico y del mar de Levante. Desde 1991, el caudal de salida de las APC es compensado por la intrusión de masas de agua en las aguas transicionales del Mediterráneo, ATM (Transitional Mediterranean Water, TMW) entre las AIL y las APMO, en las capas intermedias del mar de Creta (Balopoulos, 1997; Souvermezoglou y Krasakopoulou, 1999b). Estas aguas, que tienen baja salinidad, temperatura y oxígeno, pero que son ricas en nutrientes, rellenan las capas intermedias (200-600 m) de todo el mar de Creta, cambiando drásticamente las condiciones químicas de la región. Además, después de 1994 una nueva capa intermedia "rica en nutrientes" y "pobre en oxígeno" se ha formado en todo el mar de Creta. La concentración de nutrientes en esta capa ha sido en ocasiones el doble de las encontradas en años anteriores.

En el Mediterráneo oriental, Bethoux *et al.*, (1992) han encontrado un aumento de la concentración de fosfato y nitrato en capas potentes y han intentado relacionarlo con la intensificación de las actividades agrícolas, industriales y urbanas que vienen desarrollándose desde la década de 1960.

2.6. Oceanografía biológica

Las características de la vida marina del Mediterráneo reflejan los principales factores de un ambiente abiótico, por ejemplo, la deficiencia de nutrientes, la temperatura de las aguas profundas $>13^\circ\text{C}$, las mareas de poca amplitud, así como los acontecimientos geológicos antiguos y recientes, por ejemplo, la regresión del océano Tetis y las glaciaciones del Cuaternario, siendo el conocimiento de las limitaciones físicas fundamental para entender el ecosistema pelágico.

El esquema general de la evolución anual del plancton se basa en la fuerte floración del fitoplancton en primavera y, en menor medida, en otoño, lo que se asocia con la máxima variabilidad del gradiente de temperatura y

salinidad. La floración pelágica es mínima en verano e invierno, por ser los parámetros físicos mucho más estables.

Como en otros sistemas, la vida en una columna de agua está gobernada por las relaciones tróficas: la producción primaria depende de la luz, el dióxido de carbono y los nutrientes.

En comparación con otros mares u océanos, la productividad primaria en las partes centrales del Mediterráneo occidental y oriental, como en otras zonas costeras lejos de la influencia de los grandes ríos o de las aglomeraciones urbanas, es bastante baja. Diversos factores pueden contribuir a ello: la distribución temporal y espacial de los mecanismos de fertilización; la circulación superficial y la profunda forzadas por los intercambios de agua que tienen lugar en los principales estrechos; y la entrada de sustancias a través de los ríos, la escorrentía y la atmósfera, todos ellos de gran importancia para entender los ciclos de muchos elementos importantes, incluyendo los nutrientes (Cruzado, 1993).

Los detallados estudios hidrodinámicos del mar de Liguria, por ejemplo, han demostrado la importancia de la surgencia de aguas profundas ricas en nutrientes hacia la superficie, lo que puede explicar la floración estacional en áreas donde las masas de agua convergen, a veces en aguas submarinas bastante profundas (Jacques, 1994).

El zooplancton herbívoro incluye copépodos, salpas y apendicularias, mientras que el plancton carnívoro está representado por orga-

nismos gelatinosos: medusas, ctenariae, sifonóforos, quetognatos, crustáceos y peces pelágicos mictofídicos muy pequeños (Bellan-Santini *et al.*, 1994).

Dentro de su evolución anual, como ya se ha mencionado, las interacciones entre grupos de organismos y su respuesta a los cambios naturales son específicas de cada subregión mediterránea o de cada subsistema físico. Uno de los ejemplos mejor estudiados, gracias a una prolongada serie de observaciones que se remontan nada menos que a 1775, es el ciclo anual de las medusas *Pelagia* en el mar de Liguria. Este es el primer modelo de fluctuación plurianual en el mar Mediterráneo de una especie holoplanctónica no comercial, y es el primer paso para entender los mecanismos implicados en los ecosistemas pelágicos (PNUMA, 1991). En estas observaciones sistemáticas, se ha encontrado una estrecha relación entre la calidad alimentaria del fitoplancton y la sucesión de poblaciones de zooplancton.

Las largas series de datos temporales con respecto a la fluctuación de las especies pelágicas son, por tanto, requisitos previos para entender la interrelación de los parámetros físicos y biológicos, considerando cada especie como una componente del conjunto del sistema.

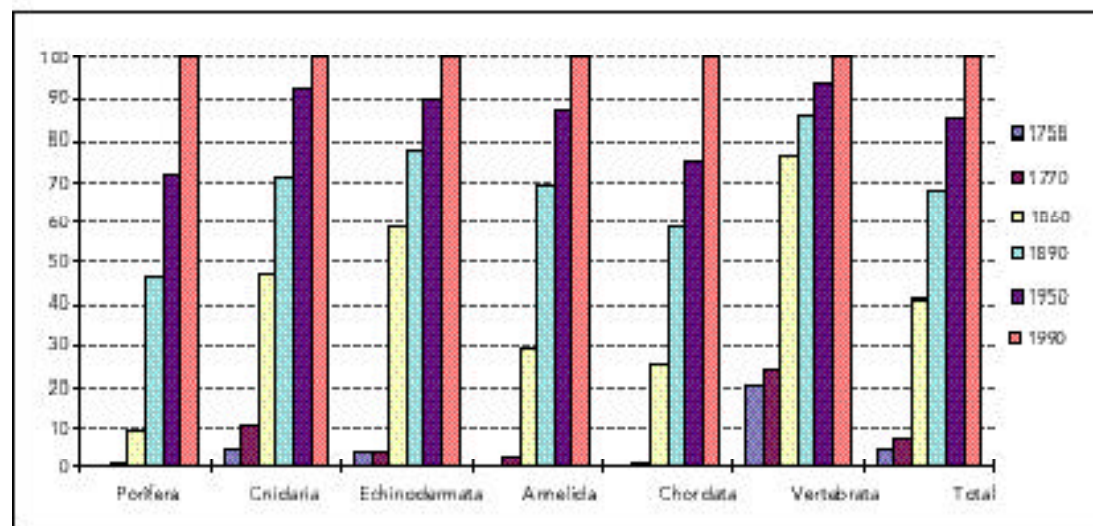
En líneas generales, la vida marina del Mediterráneo puede ser caracterizada de manera resumida por tener poca biomasa y gran diversidad.

Con respecto a la diversidad, el mar Mediterráneo, que representa sólo el 0,8% de la superficie y menos del 0,25% del volumen de los océa-

Figura 2.10

Número de especies conocidas de 6 grupos taxonómicos desde 1750 hasta 1990

Fuente: Fredj *et al.*, 1992



nos del mundo, incluye aproximadamente el 7% de la fauna marina conocida y el 18% de la flora marina mundial, con un 28% que es endémica en el mar Mediterráneo. En sus aguas se ha registrado un total de 10.000 a 12.000 especies marinas, con 8.500 especies de fauna macroscópica (Fredj *et al.*, 1992; PNUMA, 1997), aunque el conocimiento de nuevas especies sigue aumentando desde 1750 hasta nuestros días (**Figura 2.10**).

La colección de comunidades más típica y mejor conocida viene representada por el ecosistema de la planta marina *Posidonia oceánica*, que se desarrolla formando grandes praderas (**Fotografía 2.1**) a una profundidad entre 25 y 40 m de la parte infralitoral de la cuenca occidental y la oriental del mar Mediterráneo.

Hay otras importantes zonas de biodiversidad, como las coronas de algas calcáreas formadas por *Lithophyllum lichenoides* en la zona mediolitoral; las cuevas marinas (zonas mediolitoral/infralitoral) que sustentan diversas especies raras de carácter endémico (por ejemplo, las esponjas y el coral rojo), las cuales también se encuentran muy a menudo en la zona batial; y las comunidades coralígenas (zona perilitoral) que constituyen el escenario submarino más espectacular del mar Mediterráneo (**Fotografía 2.2**). En tierra, merece la pena mencionar los humedales costeros y las playas de arena.

La distribución de las especies en el Mediterráneo no es homogénea: es mayor en poniente que en levante con un factor de dos a uno en el caso de la fauna (PNUMA, 1997). Además, la distribución de la flora y la fauna mediterránea varía en función de la profundidad, como se muestra en la **Tabla 2.3**.

Esta diversidad se observa también a nivel de las comunidades. En comparación con el Atlántico, las comunidades marinas mediterráneas son ricas en especies, pero sus individuos son de menor tamaño (nanismo mediterráneo) y su ciclo vital es más breve (Bellan-Santini *et al.*, 1994).

Como en otros mares, sigue sin entenderse bien la relación entre la diversidad de especies y los ecosistemas. En el contexto de una creciente presión humana, surge la cuestión de hasta qué punto se puede sostener la integridad de los ecosistemas pese al descenso drástico, por no decir la práctica desaparición de ciertas especies del Mediterráneo (véase la lista de especies marinas mediterráneas en peligro de extinción en la sección 5.2.2 sobre “Actividades de conservación en el Mediterráneo”).

Pradera de *Posidonia oceánica*
(norte del mar Tirreno)

Foto 2.1

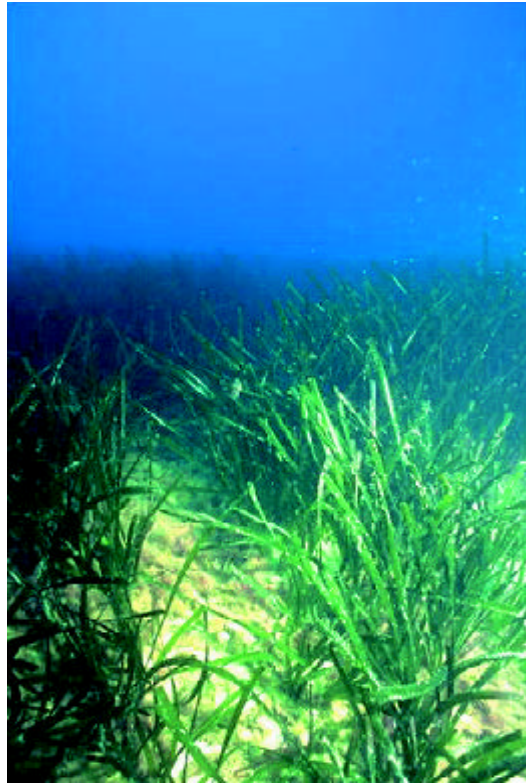


Foto: Sergio Sgorbini

Corales (mar de Liguria)

Foto 2.2

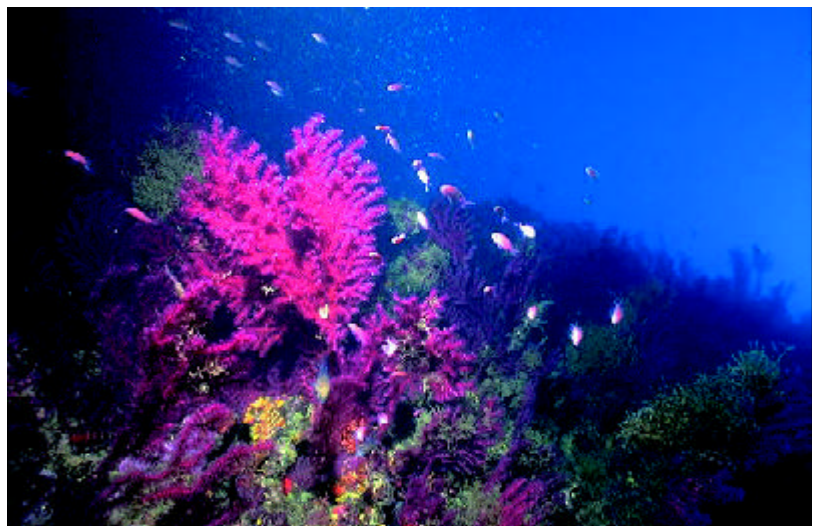


Photo: Sergio Sgorbini

Tabla 2.3 Variación de las especies según las zonas de profundidad (en %)

Fuente: Fredj et al., 1992

Zonas	Profundidad (m)	Especies (%)
Zona infralitoral	50	63%
Zona perillitoral	100	44%
Zona batial	150	37%
Zona batial	200	31%
Zona batial	300	25%
Zona batial	500	18%
Zona batial	1.000	9%
Zona abisal	2.000	3%

Si bien los conocimientos científicos están aún lejos de responder a esta cuestión, la conservación de la rica biodiversidad del Mediterráneo, aún observable hoy en ciertas zonas, exigirá buenas prácticas de gestión de los ecosistemas, tanto ahora como en el futuro.

Bibliografía

E. Balopoulos. 1997. *Hydrodynamics and biogeochemical fluxes in the straits of the Cretan Arc (Aegean Sea, Eastern Mediterranean Basin). Interdisciplinary research in the Mediterranean Sea. A synthesis of scientific results from the Mediterranean targeted project (MTP) phase 1, 1993-96*. Programa en el ámbito de las ciencias y tecnologías marinas. Ed. E Lipiatou, 93-125.

D. Bellan-Santini, J.C. Lacaze & C. Poizat. 1994. *Les biocénoses marines et littorales de Méditerranée. Synthèse, Menaces et Perspectives*. Paris, Francia, Secrétariat de la Faune et de la Flore, Musée National d'Histoire Naturelle.

Berland B. R., Bonin, J. & Maestrini S.Y. 1980. 'Azote ou phosphore? Considerations sur le paradoxe nutritionnel de la Méditerranée'. *Oceanol. Acta*, 3:135-142.

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*, 3:79-88.

Bethoux J.P. 1981. 'Le phosphore et l'azote en mer Méditerranée'. *Mar. Chem.*, 10: 141-158.

Bethoux J. R & Copin-Montegut G. 1986. 'Biological fixation of atmospheric nitrogen in the Mediterranean Sea'. *Limnology and Oceanography*, 31:1353-1358.

Bethoux J. P., Gentili B., Raunet J. & Tailliez D. 1990. 'Warming trend in the western Mediterranean deep water'. *Nature*, 947:660-662.

Bethoux J.P., Morin P., Madec C. & Gentili B. 1992. 'Phosphorus and nitrogen behaviour in the Mediterranean Sea'. *Deep-Sea Res.*, 39:1641-1654.

Bethoux J. P., Gentili B. & Tailliez D. 1998. 'Warming and freshwater budget change in the Mediterranean since the 1940s, their possible relation to the greenhouse effect'. *Geophysica Res. Lett.*, 25:1023-1026.

Coste B., 1987. 'Les sels nutritifs dans le bassin occidental de la Méditerranée'. *Rapp. Comm. Int. Mer Medt.*, 30, 3: 99 - 410.

Coste B., Le Corre P., & Minas H.J. 1988a. 'Reevaluation of nutrient exchanges in the Strait of Gibraltar'. *Deep-Sea Res.*, 35:767-775.

Coste B., Le Corre P., Minas H.J. & Morin P. 1988b. 'Les éléments nutritifs dans le bassin occidental de la Méditerranée. Bilan des échanges avec l'Océan Atlantique à Gibraltar'. *Oceanol. Acta*, S.I. 9:87-94.

Cruzado A. 1993. *Nutrient cycles in the Mediterranean Sea*. Curso internacional de estudios avanzados sobre el ambiente del Mediterráneo, Niza, 30 agosto-17 septiembre 1993, 18p.

Degobbi D. & Gilmartin M. 1990. 'Nitrogen, phosphorus and biogenic silicon budgets for the Northern Adriatic Sea'. *Oceanol. Acta*, 13, 1:31-45.

Fredj G., Bellan-Santini D. & Menardi M. 1992. 'Etat des connaissances sur la faune marine méditerranéenne'. *Bull. Inst. Oc. Monaco*, 9:133-145.

Hopkins T.S. 1985. 'Physics of the Sea' in *Western Mediterranean*. Ed.: R. Margaleff, Pergamon Press, pp. 100-125.

Ivanoff A. 1972. *Introduction à l'Océanographie. Propriétés physiques et chimiques des eaux de mer*. Librairie Vuibert, 206 p.

Jacques G. 1994. 'Nouvelles vues sur le système pélagique de Mer Ligure'. *Biol. Mar. Medit.*, 1 (1):65-82.

Krom M.D., Kress N., Brenner S., Gordon L.I. 1991 a. 'Phosphorus limitation of primary productivity in the eastern Mediterranean Sea'. *Limnology and Oceanography*, 36:424-432.

Krom M. D., Brenner S., Israilov L., Krungalz B. 1991b. 'Dissolved nutrients, measured nutrients and calculated elemental ratios in the South-East Mediterranean Sea'. *Oceanol. Acta*, 14, 2, 189-194.

- Krom M.D. *et al.*, 1992. 'Nutrient dynamics and new production in a warm-core eddy from the Eastern Mediterranean Sea'. *Deep Sea Res.*, 39, 3/4, 467-480.
- Lacombe H. 1971. 'Le détroit de Gibraltar. Notes et Mémoires'. Service géologique du Maroc, 222:111-146.
- May, P. 1982. *Climatological flux estimates in the Mediterranean Sea: Part I. Winds and wind stresses*. NORDA Report 54, Norda, Mississippi.
- McGill D.A. 1961. 'A preliminary study of the oxygen and phosphate distribution in the Mediterranean Sea'. *Deep-Sea Res.*, 9:259-269.
- McGill D.A. 1965. 'The relative supplies of phosphate, nitrate and silicate in the Mediterranean Sea'. *Comm. Int. Explor. Sci. Mer Medt. Rapp. P.V. Reunions*, 18:734-744.
- McGill D.A. 1969. 'A budget for dissolved nutrient salts in the Mediterranean Sea'. *Cahiers Oceanographiques*, 21:543-554.
- Millot C. 1991: 'Mesoscale and seasonal variabilities of the circulation in the western Mediterranean'. *Dynamics Atmosphere and Oceans*, 15:179-214.
- Minas H.J., Dugdale R.C., Minas M. 1993. 'New production in the Mediterranean Sea: an overview of history, problems and future objectives'. *Proceedings of the Mediterranean Seas 2000 Symposium*. Università di Genova, Istituto Scienza Ambientali Marine, Santa Margherita, Liguria, Italia, p 51-59.
- Pinardi N., De Mey P., Manzella G.M.R. & Ruiz de Elvira A. 1997. 'The EuroGOOS Mediterranean Test Case: Science and Implementation Plan'. *En: Operational Oceanography: the Challenge for European Cooperation*. Eds: J. H. Steel *et al.*, Elsevier Science, B.V.
- PNUMA, 1977. *Preliminary report on the state of the Mediterranean Sea*. UNEP/IG, 11/INF, 4, 209 pp.
- PNUMA, 1991. 'Jellyfish blooms in the Mediterranean'. *Proceedings of the II Workshop on Jellyfish in the Mediterranean Sea*. Trieste, 2-5 septiembre 1987. Serie de Informes Técnicos de la PAM, No 47, 320 p.
- PNUMA, 1997. *Bilan Diagnostique Transfrontière pour la Mer Méditerranée (BDT MED)*. Rapport provisoire. Plan d'Action pour la Méditerranée, Réunion d'experts, Ischia, 15-18 junio 1997.
- Poem Group. 1992. 'General circulation of the eastern Mediterranean'. *Earth Science Review*, 32:285-309.
- Redfield A.C., Ketchum B.H. & Richards F.A. 1963. 'The influence of organisms on the composition of seawater' en Vol. 2, *The Sea*. Ed.: M.N. Hill. Interscience, Nueva York, 26-77.
- Roether, W. *et al.*, 1996. 'Recent changes in the eastern Mediterranean deep waters'. *Science*, 271:333-335.
- Roussenov V., Stanev E., Artale V. & Pinardi N. 1994. 'A seasonal model of the Mediterranean Sea general circulation'. *J. Geophys. Res.*
- Salihoglou I. *et al.*, 1990. 'Transport and distribution of nutrients and chlorophyll-a by mesoscale eddies in the north-eastern Mediterranean'. *Mar Chem*. 29:375-390.
- Siokou-Frangou I. *et al.*, 1997. 'Impact of physical processes upon chemical and biological properties in the Rhodes gyre area'. *International Conference: Progress in Oceanography of the Mediterranean Sea*. Roma, 17-19 noviembre, 193-194.
- Sournia A. 1973. 'La production primaire planctonique en Méditerranée. Essai de mise à jour'. *Bull. Etud. Commun. Medit*, 5:128 pp.
- Souvermezoglou E. 1988. 'Comparaison de la distribution et du bilan d'échanges des sels nutritifs et du carbone inorganique en Méditerranée et en Mer Rouge'. *Oceanol. Acta* S. I. 9: 103-109.
- Souvermezoglou E. 1989. 'Distribution of nutrients and oxygen in the eastern Mediterranean Sea'. *Proceedings of the UNESCO/IOC Second Scientific Workshop*. Trieste, Italia, POEM Sci. Repts, 3, Cambridge, Massachusetts, USA, 85-102.
- Souvermezoglou E., Hatzigeorgiou E., Pampidis I. & Siapsali K. 1992. 'Distribution and seasonal variability of nutrients and dissolved oxygen in the northeastern Ionian Sea'. *Oceanol. Acta*, 15, 6:585-594.
- Souvermezoglou E., Krasakopoulou E. 1999a. 'The effect of physical processes on the distribution of nutrients and oxygen in the NW Levantine Sea' en *The Eastern Mediterranean as a laboratory basin for the assessment of contrasting systems*. Ed.: P Malanotte-Rizzoli. NATO ARW Series, Kluwer Academic Publishers (en prensa).
- Souvermezoglou E., Pavlidou A., Krasakopoulou E. 1999b. 'Temporal variability in oxygen and nutrients concentrations at the South Aegean Sea and the straits of the Cretan Arc (marzo 1994-enero 1995)'. *Progress in Oceanography*. (en prensa).

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' en *Seasonal and Interannual Variability of the Western Mediterranean*. Ed.: P.E. La Violette, American Geophysical Union, 177-194.

Stergiou I.K. *et al.*, 1997. 'The Hellenic Seas: Physics, Chemistry, Biology and Fisheries'. *Oceanography and Marine Biology: an Annual Review*, 35:415-538.

Tiedemann, H. 1992. *Earthquakes and Volcanic Eruption: A handbook on Risk Assessment*. Zurich, Suiza, Swiss Reinsurance Company.

Yilmaz A. & Turgul S. 1997. 'The effect of cold- and warm-core eddies on the distribution and stoichiometry of dissolved nutrients in the northeastern Mediterranean'. *Journal of Marine Systems*, (en prensa).