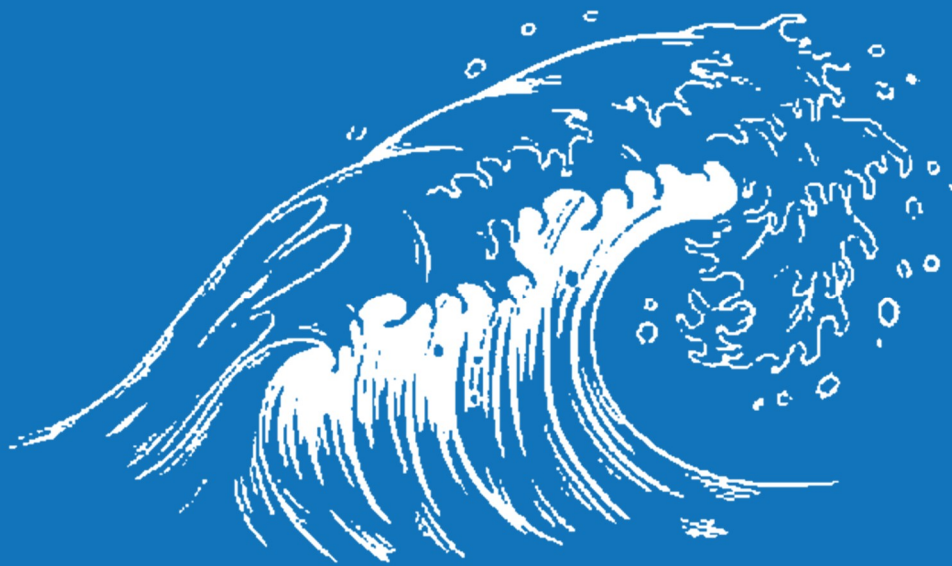


EVALUACION DEL MEDIO MARINO

Tercer ciclo de estrategias marinas

CONDICIONES AMBIENTALES IMPERANTES





MINISTERIO PARA LA TRANSICIÓN ECOLÓGICA Y EL RETO DEMOGRÁFICO



Aviso legal: Los contenidos de esta publicación podrán ser reutilizados citando la fuente, y la fecha, en su caso, de la última actualización.

Edita: ©Ministerio para la Transición Ecológica y el Reto Demográfico (MITECO). Madrid 2025

NIPO: 665-25-050-2

Catálogo de Publicaciones de la Administración General del Estado: <https://cpage.mpr.gob.es>

MITECO: www.miteco.es



Autores del documento

INSTITUTO ESPAÑOL DE OCEANOGRAFÍA (IEO-CSIC)

- Rocío Graña
- Ángela Mosquera
- Safo Piñeiro
- Ana Aldarias
- Fernando Redondo
- Amaia Vilorio
- Manolo Vargas
- Raquel Somavilla
- Elena Tel
- Pedro Vélez
- Ricardo Sánchez-Leal
- Rosa Balbin
- César González-Pola

COORDINACIÓN GENERAL DEL MINISTERIO PARA LA TRANSICIÓN ECOLÓGICA Y EL RETO DEMOGRÁFICO (SUBDIRECCIÓN GENERAL PARA LA PROTECCIÓN DEL MAR)

- Itziar Martín Partida
- Marta Martínez-Gil Pardo de Vera
- Lucía Martínez García-Denche
- Francisco Javier Martínez Bedia
- Carmen Francoy Olagüe
- Estefanía López González

COORDINACIÓN INSTITUTO ESPAÑOL DE OCEANOGRAFÍA (IEO-CSIC)

- Alberto Serrano López (Coordinación)
- Paula Valcarce Arenas (Coordinación)
- Mercedes Rodríguez Sánchez (Coordinación)
- Paloma Carrillo de Albornoz (Coordinación)

CARTOGRAFÍA Y BASES DE DATOS ESPACIALES (IEO-CSIC)

- M^a Olvido Tello Antón
- Luis Miguel Agudo Bravo
- Gerardo Bruque Carmona
- Paula Gil Cuenca



Índice

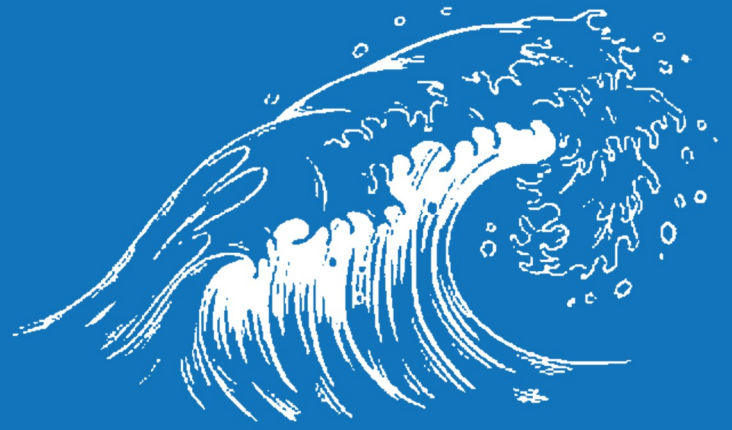
1. Introducción.....	7
2. Contexto general.....	10
2.1. Descripción climática general.....	12
2.1.1. SeaDataNet: climatología.....	12
2.1.2. Climatologías de temperatura y salinidad para el Atlántico Norte.....	12
2.1.3. Climatologías de temperatura y salinidad para el mar Mediterráneo	13
2.1.4. Climatología de la profundidad de la capa de mezcla del océano Atlántico Norte.....	13
2.1.5. Climatología de la profundidad de la capa de mezcla del mar Mediterráneo	14
2.1.6. Análisis DIVA 4D de la concentración de oxígeno disuelto en el mar Mediterráneo	14
2.1.7. Análisis DIVA 4D de concentración de nitritos en el mar Mediterráneo.....	15
2.1.8. Análisis DIVA 4D del pH en el mar Mediterráneo	16
2.2. Temperatura y salinidad superficial.....	18
2.2.1. Satélite con validaciones <i>in situ</i>	18
2.2.2. Temperatura de la superficie del mar con interpolación óptima	23
2.3. Capa de mezcla y estratificación.....	39
2.4. Otros productos CMEMS.....	43
2.5. Seguimiento de Áreas Marinas Protegidas.....	46
3. Variación del nivel del mar y tendencias	48
3.1. Antecedentes.....	48
3.2. Demarcación canaria.....	51
3.2.1. Estaciones mareográficas	51
3.2.2. Mareas.....	52
3.2.3. Tendencias	53
3.3. Demarcación noratlántica.....	55
3.3.1. Estaciones mareográficas	55
3.3.2. Mareas.....	56
3.3.3. Tendencias	57
3.4. Demarcación levantino-balear	59
3.4.1. Estaciones mareográficas	59
3.4.2. Mareas.....	60
3.4.3. Tendencias	61



3.5. Demarcación sudatlántica.....	64
3.5.1. Estaciones mareográficas	64
3.5.2. Mareas.....	64
3.5.3. Tendencias	65
3.6. Demarcación Estrecho y Alborán	68
3.6.1. Estaciones mareográficas	68
3.6.2. Mareas.....	68
3.6.3. Tendencias	69
4. Oleaje	74
4.1. Todas las demarcaciones	74
4.1.1. Mapas de oleaje.....	74
4.2. Demarcación noratlántica.....	78
4.2.1. Mapas de oleaje.....	78
4.2.2. Rosas de oleaje	82
4.3. Demarcación canaria.....	84
4.3.1. Mapas de oleaje.....	84
4.3.2. Rosas de oleaje.....	87
4.4. Demarcación sudatlántica.....	89
4.4.1. Mapas de oleaje.....	89
4.4.2. Rosas de oleaje	91
4.5. Demarcación Estrecho y Alborán	94
4.5.1. Mapas de oleaje.....	94
4.5.2. Rosas de oleaje	98
4.6. Demarcación levantino-balear	100
4.6.1. Mapas de oleaje.....	100
4.6.2. Rosas de oleaje.....	102
5. Demarcación noratlántica.....	106
5.1. Contexto regional.....	106
5.1.1. Caracterización de la demarcación	106
5.1.2. Circulación general	107
5.1.3. Procesos costeros y de mesoescala.....	108
5.1.4. Afloramientos	108
5.2. Condiciones hidrográficas	110
5.2.1. Las capas superficiales.....	110
5.2.2. Las masas de agua intermedias.....	114
5.2.3. Las masas de agua profundas.....	114



6. Demarcaciones levantino - balear y Estrecho y Alborán.....	118
6.1. Resumen	118
6.2. Contexto regional.....	124
6.2.1. Sistema de observación	126
6.2.2. Consideraciones generales y descripción del Mediterráneo	128
6.3. Condiciones hidrográficas	137
6.4. Cambios en las condiciones hidrográficas.....	148
6.4.1. Evolución de la temperatura, salinidad y calor absorbido.....	148
6.4.2. Temperatura	149
6.4.3. Salinidad.....	164
6.4.4. Calor absorbido.....	178
6.4.5. Temperatura superficial del mar. Medidas desde satélite	180
6.4.6. La estación oceanográfica de L'Estartit	184
6.4.7. Capa de mezcla y variación de la densidad.....	186
6.4.8. Concentración de clorofila	195
6.4.9. Nivel del mar.....	198
6.4.10. Observaciones del nivel del mar.....	200
7. Demarcación sudatlántica.....	206
7.1. Contexto regional.....	206
7.1.1. Caracterización de la demarcación	206
7.1.2. Circulación general	207
7.2. Condiciones hidrográficas	210
7.2.1. Las capas superficiales.....	210
7.2.2. Las masas de agua intermedias y profundas	214
8. Demarcación canaria.....	225
8.1. Contexto regional.....	225
8.1.1. Caracterización de la demarcación	226
8.1.2. Procesos costeros y de mesoescala.....	229
8.1.3. Afloramiento	230
8.2. Condiciones hidrográficas	232
8.2.1. Las capas superficiales.....	232
8.2.2. Las masas de agua intermedias.....	239
8.2.3. Las masas de agua profundas.....	240
9. Bibliografía.....	244



INTRODUCCIÓN



1. Introducción

El programa de seguimiento de condiciones imperantes (Programa CI) se creó a mitad del segundo ciclo de las estrategias marinas tras la Decisión (UE) 2017/848 de la Comisión, de 17 de mayo de 2017, por la que se establecen los criterios y las normas metodológicas aplicables al buen estado medioambiental de las aguas marinas, así como especificaciones y métodos normalizados de seguimiento y evaluación, y por la que se deroga la Decisión 2010/477/UE (European Commission, 2017) que estableció de forma definitiva que el descriptor 7 debía circunscribirse exclusivamente a alteraciones hidrográficas antropogénicas directas, concretamente obras civiles en el mar y/o emisiones de efluentes alterados, poniendo fin a diferentes interpretaciones sobre qué se entendía por alteraciones hidrográficas. La interpretación de la nueva decisión excluía explícitamente las condiciones ambientales imperantes a gran escala, que pasaron entonces a ser factores transversales relevantes para todos los descriptores de las estrategias marinas, que deben ser abordados en sinergia con los sistemas de observación activos en los mares europeos.

El programa CI, no vinculado a ningún descriptor, se focaliza en el seguimiento de las variables físicas y de química inorgánica (es decir, el medio abiótico) en las diferentes demarcaciones. Son especialmente relevantes los campos termohalinos e hidrodinámicos, pero se incluyen otras variables complementarias como el oleaje o el nivel del mar, y se analizan procesos dinámicos como la incidencia del afloramiento. En lo referente a química inorgánica se incluyen parámetros muy vinculados a la dinámica, como los niveles de oxígeno disuelto, y se hace especial énfasis en las variables del ciclo del carbono para el seguimiento de la acidificación del océano. Se abordan todas las escalas de variación temporal, desde la meteorológica que se puede asociar por ejemplo con olas de calor marino, la interanual-decadal que recoge fluctuaciones de la circulación a gran escala, y las tendencias a escala climática (típicamente 30 años) que capturan la influencia del cambio climático.

El programa CI se desarrolló con cierta anticipación al tratamiento del cambio climático que la UE propone para el tercer ciclo de las estrategias marinas, tal como se recoge en el capítulo 3 de la Guía de implementación de la propia UE (European Commission, 2022) a la que se contribuyó desde España a través de los grupos de trabajo europeos, tanto específicos de la Directiva 2008/56/CE del Parlamento Europeo y del Consejo, de 17 de junio de 2008, por la que se establece un marco de acción comunitaria para la política del medio marino (Directiva marco sobre la estrategia marina, DMEM) como a través de OSPAR y UNEP/MAP en las regiones atlántica y mediterránea respectivamente.

El objetivo de este documento es presentar un informe relativamente conciso, que resalte el carácter de los parámetros relevantes, describiendo en su caso condiciones anómalas, así como tendencias y su interpretación en un contexto global, y analizar la influencia de estos cambios ambientales en otros indicadores. Para ello es necesario el análisis sistemático y rutinario de la información ambiental disponible en cada demarcación, revisando la adecuación de los sistemas de observación existentes a las necesidades de las estrategias marinas y proponiendo correcciones para suplir carencias de dichos sistemas aprovechando la sinergia con los propios programas de monitorización que se han puesto en marcha para cubrir distintos aspectos de las estrategias marinas.

Para construir el documento se han venido realizando reuniones periódicas en grupos de expertos. Se han usado como referencia los informes de estado de clima oceánico y ecosistemas elaborados por organismos internacionales (por ejemplo, Blunden *et al.*, 2023;



von Schuckmann *et al.*, 2023; González-Pola *et al.*, 2023; OSPAR, 2022; 2023) y de países de referencia con programas de monitorización de condiciones ambientales bien establecidos (por ejemplo, Northeast Fisheries Science Center, 2023; Nolan *et al.*, 2023; Hughes *et al.*, 2018) hasta acordar una estructura, contenidos y formato común. El documento pretende ser la referencia de base para el tercer ciclo de la estrategia marina y siguientes.

La evolución de este documento se alinea con la convergencia en el nuevo tratamiento del cambio climático que se propone desde la propia estrategia marina, a través de la mencionada Guía de implementación, y los planes estratégicos de organismos internacionales vinculados al medio marino. En concreto, los objetivos estratégicos de OSPAR para el Atlántico Noreste en 2030 (<https://www.ospar.org/convention/strategy>) hacen énfasis en el seguimiento del cambio climático. OSPAR creó en 2023 el grupo de trabajo específico COCOA *Changing Ocean Climate and Ocean Acidification* entre cuyas tareas se incluye el asesoramiento y búsqueda de sinergia con las estrategias marinas. En el Mediterráneo, el UNEP/MAP dirige iniciativas equivalentes (<https://www.unep.org/unepmap/>), en algunos casos vinculadas a proyectos de investigación concretos como Abiommed (<https://www.abiommed.eu/>).

La base de información requiere de programas de monitorización robustos y estables. La falta de continuidad en las series temporales del océano es un problema bien reconocido desde hace décadas y se revisita de forma recurrente (Baker *et al.*, 2007; Weller *et al.*, 2019), actualmente en el seno de la propia Comisión Oceanográfica Intergubernamental (Naciones Unidas) se discuten las estrategias para impulsar el GOOS evolucionando hacia un modelo semejante al de los sistemas de observación en meteorología (<https://www.ioc.unesco.org/en/global-ocean-observing-system>). Las estrategias marinas son un usuario destacado de estos sistemas de observación a la vez que contribuyen a su sostenimiento.



CONTEXTO GENERAL



2. Contexto general

España posee aguas tanto en el océano Atlántico como en el mar Mediterráneo, una característica singular a efectos de la aplicación de la DMEM que sólo comparte con Francia. El país ha estructurado sus regiones marinas en cinco demarcaciones, dos en el Mediterráneo y tres en el Atlántico. Las tres demarcaciones atlánticas se encuadran en lo que se conoce como sistema de contorno oriental del Atlántico Norte, caracterizado por una circulación débil y presencia de sistemas de afloramiento y corrientes de talud. Las demarcaciones peninsulares, noratlántica y sudatlántica, se sitúan en la “región intergiros”, a medio camino entre los giros subpolar y subtropical del Atlántico Norte, mientras que la demarcación canaria forma ya parte del margen noreste del giro subtropical. La Figura 1 presenta un esbozo de la circulación a distintos niveles en la región. Por su parte las demarcaciones mediterráneas se encuentran en la cuenca del Mediterráneo Occidental cuyo régimen de circulación general es ciclónico (Figura 2) y está fuertemente influenciado por el intercambio de aguas con el Atlántico en el estrecho de Gibraltar.

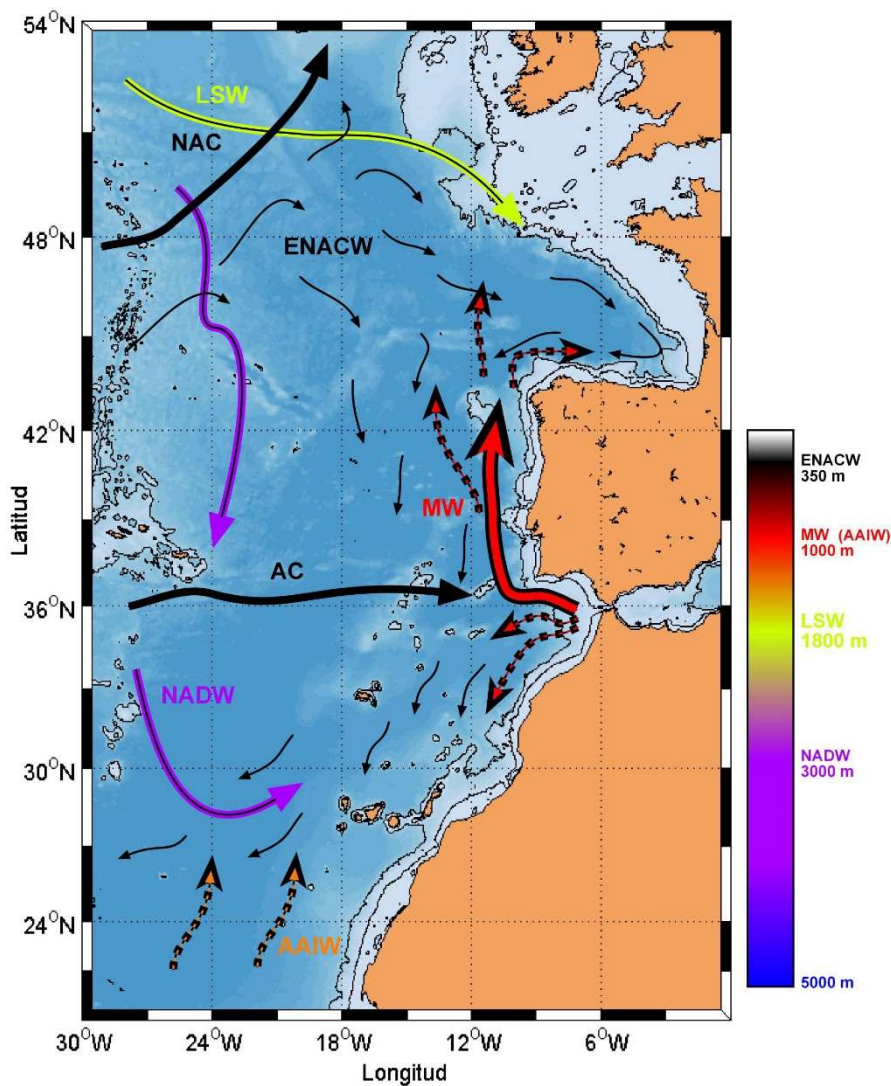


Figura 1: Mapa de circulación general del Atlántico Noreste.

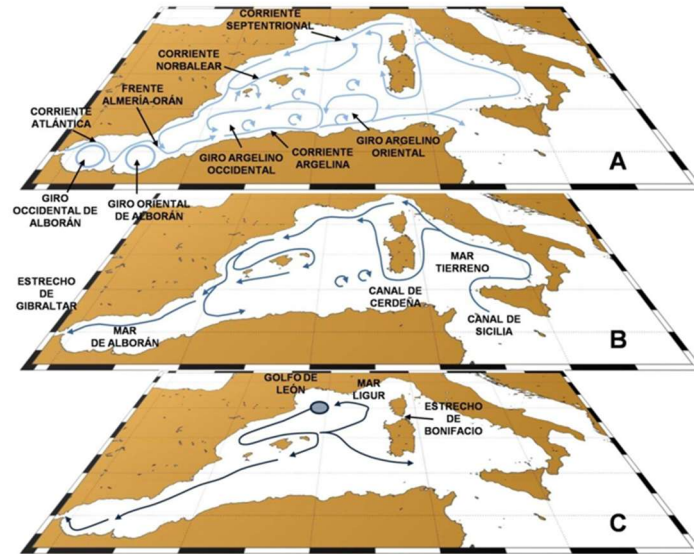


Figura 2: Mapa de circulación general del Mediterráneo.



2.1. Descripción climática general

2.1.1. SeaDataNet: climatología

SeaDataNet proporciona climatologías (productos de campo regionales en rejilla) basados en los conjuntos de datos agregados disponibles a través de la propia infraestructura y de fuentes externas como el Conjunto de Datos Oceánicos de Coriolis para Reanálisis (CORA) y la Base de Datos Oceánica Mundial (WOD) para todas las cuencas marinas europeas. Cada producto se describe en un Documento de Información del Producto (PIDoc) al que se puede acceder desde la página del producto accesible desde www.seadatanet.org. Para las demarcaciones marinas objeto de las estrategias marinas, son de interés los resultados que afectan al Mediterráneo y mar de Alborán, y los productos del Atlántico Norte (Cantábrico, golfo de Cádiz y Canarias).

Por otro lado, EMODnet Chemistry proporciona acceso a datos químicos marinos, colecciones de datos estandarizadas, armonizadas y validadas, y productos de datos fiables, que son altamente relevantes para evaluar el estado del ecosistema de acuerdo con la DMEM, para todas las regiones marinas europeas. Esta información basada en evidencia es esencial para comprender la química del agua de mar y sus variaciones, y para identificar y tomar medidas contra los cambios ambientales espaciotemporales que representan riesgos para los ecosistemas marinos y la salud humana.

2.1.2. Climatologías de temperatura y salinidad para el Atlántico Norte

SDC_NAT_CLIM_TS_V2 contiene climatologías de temperatura y salinidad para el océano Atlántico Norte, incluyendo los campos estacionales y mensuales para 7 décadas, desde 1950 hasta 2019. Se ha procesado a una resolución $1/2^\circ$. Los campos climáticos se calcularon a partir del conjunto de datos integrado del océano Atlántico Norte que combina datos extraídos de dos fuentes principales: la infraestructura SeaDataNet y el Conjunto de Datos Oceánicos de Coriolis para Reanálisis (CORA). El cálculo se realizó con el software DIVAnd.

La información de referencia puede encontrarse en: Coatanoan C (2021). SeaDataCloud Temperature and Salinity Climatology for the North Atlantic Ocean (Version 2). Ref. Product Information Document (PIDoc). SeaDataCloud (<https://doi.org/10.13155/77912>).

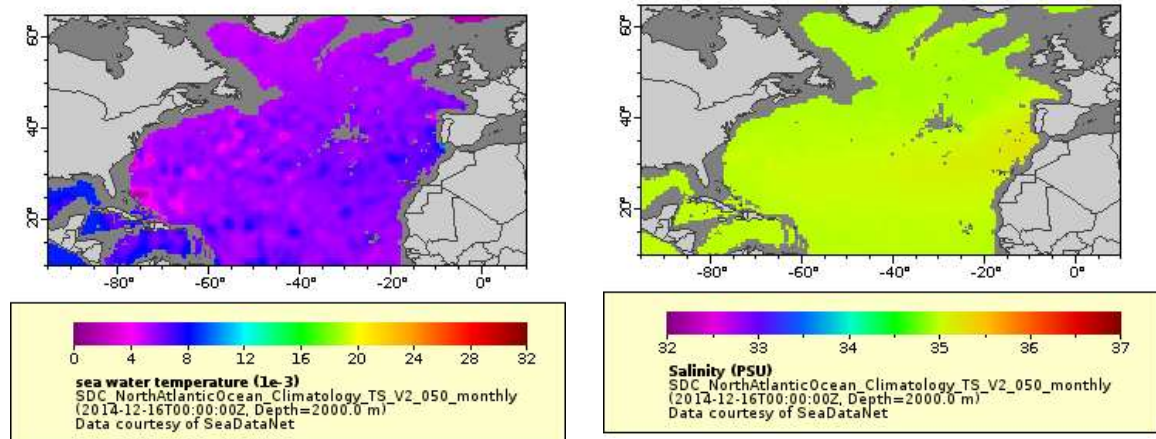


Figura 3: Climatologías SDN de valores promedio de temperatura (izquierda) y salinidad (derecha) superficial en el océano Atlántico Norte.

2.1.3. Climatologías de temperatura y salinidad para el mar Mediterráneo

SDC_MED_CLIM_TS_V2 contiene climatologías de temperatura y salinidad para el mar Mediterráneo: campos mensuales y estacionales para los periodos 1955-2018, 1955-1984 y 1985-2018, y campos estacionales para 6 décadas que cubren el periodo de 1955 a 2018. Los campos climáticos se calcularon a partir de un conjunto de datos integrado del mar Mediterráneo que combina datos extraídos de la infraestructura SeaDataNet (SDC_MED_DATA_TS_V2, <https://doi.org/10.12770/2a2aa0c5-4054-4a62-a18b-3835b304fe64>) y el Conjunto de Datos Oceánicos de Coriolis para Reanálisis (CORAS.2) distribuido por el Servicio Marino de Copernicus (INSITU_GLO_TS_REP_OBSERVATIONS_013_001_b). El cálculo se realizó con el DIVAnd (Análisis Variacional de Interpolación de Datos), versión 2.4.0.

La información de referencia puede encontrarse en: Simoncelli *et al.* (2020).

2.1.4. Climatología de la profundidad de la capa de mezcla del océano Atlántico Norte

SDC_NAT_DP1 contiene la climatología mensual de la profundidad de la capa de mezcla (MLD) del océano Atlántico Norte basada en la climatología de temperatura que abarca 60 años (1955-2015). Los campos de MLD tienen una resolución espacial de $1/4^\circ$. Los perfiles de temperatura combinan datos de dos fuentes principales, la infraestructura SeaDataNet y una parte de los datos del Conjunto de Datos Oceánicos de Coriolis para Reanálisis (CORAS). La climatología utilizada es la Climatología de Temperatura del Océano Atlántico Norte SeaDataCloud V1 (<https://doi.org/10.13155/61810>) realizada con el software DIVA, versión 4.7.2. El producto fue desarrollado en el marco del proyecto SeaDataCloud. Este producto debe considerarse como un estudio de viabilidad (versión beta).



2.1.5. Climatología de la profundidad de la capa de mezcla del mar Mediterráneo

SDC_MED_DP1 consiste en la climatología mensual de la profundidad de la capa de mezcla (MLD) a $1/8^\circ$ para el mar Mediterráneo, calculada a partir de un conjunto de datos integrado de perfiles de temperatura y salinidad localizados, que combina datos extraídos de la infraestructura SeaDataNet (SDC_MED_DATA_TS_V1, <https://doi.org/10.12770/2698a37e-c78b-4f78-be0b-ec536c4cb4b3>) y el Conjunto de Datos Oceánicos de Coriolis para Reanálisis (CORA), versión 5.2 (<https://archimer.ifremer.fr/doc/00595/70726/>).

Los productos comprenden tres versiones de la climatología de MLD para el periodo de 1955 a 2017, obtenidas mediante el cálculo de la MLD con tres métodos diferentes. También está disponible una climatología de MLD para el periodo de 1987 a 2017 calculada con el criterio de densidad fija. El análisis se realizó con el software DIVAnd (Análisis Variacional de Interpolación de Datos en n dimensiones), versión 2.6.1.

2.1.6. Análisis DIVA 4D de la concentración de oxígeno disuelto en el mar Mediterráneo

Análisis móvil de 10 años de la concentración de oxígeno disuelto en el mar Mediterráneo para cada estación: invierno (enero-marzo), primavera (abril-junio), verano (julio-septiembre) y otoño (octubre-diciembre). Cada año de la dimensión temporal corresponde al promedio centrado de 10 años de cada estación. Las décadas abarcan desde 1971-1980 hasta 2006-2015. Los datos observacionales abarcan desde 1911 hasta 2015. Rangos de profundidad (profundidades estándar de IODE): -3000,0; -2500,0; -2000,0; -1750,0; -1500,0; -1400,0; -1300,0; -1200,0; -1100,0; -1000,0; -900,0; -800,0; -700,0; -600,0; -500,0; -400,0; -300,0; -250,0; -200,0; -150,0; -125,0; -100,0; -75,0; -50,0; -30,0; -20,0; -10,0; -5,0; 0,0. Fuentes de datos: datos observacionales de la red de datos de SeaDataNet/EMODnet Chemistry.

Descripción del análisis DIVA: análisis de datos geoestadísticos realizado con la herramienta DIVA (Análisis Variacional de Interpolación de Datos). Los perfiles se interpolaron a profundidades estándar utilizando un algoritmo de interpolación parabólica ponderada (Reiniger & Ross, 1968).

Más información en:

<https://emodnet.ec.europa.eu/geonetwork/emodnet/eng/catalog/search#/metadata/3a857428-637c-4c4c-8033-2c89f5a0abe9>

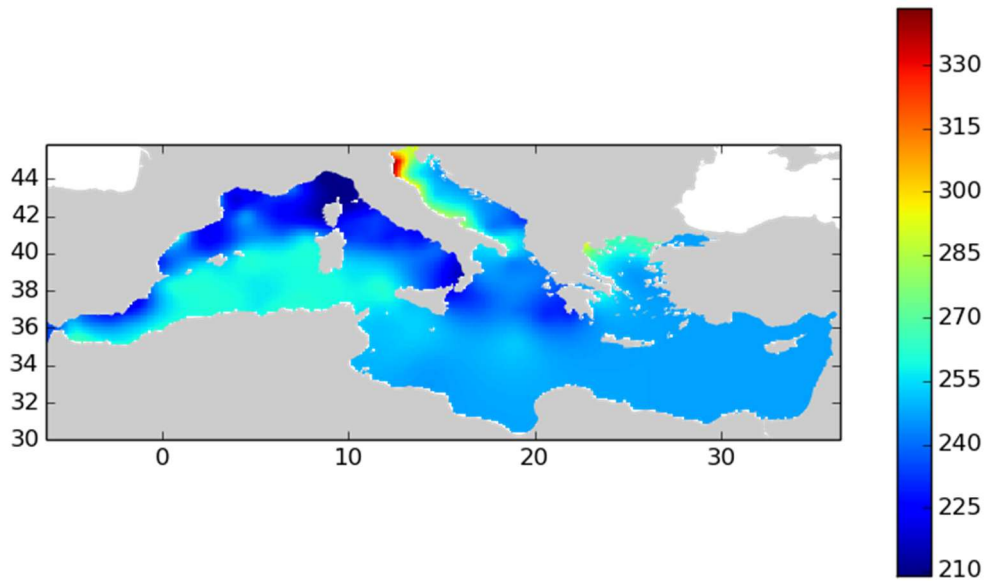


Figura 4: Concentración de oxígeno disuelto en superficie. Estación de invierno (ene-mar) para el Mar Mediterráneo (2006-2015).

2.1.7. Análisis DIVA 4D de concentración de nitritos en el mar Mediterráneo

Análisis móvil de 10 años del nitrito en el mar Mediterráneo para cada estación: invierno (enero-marzo), primavera (abril-junio), verano (julio-septiembre) y otoño (octubre-diciembre). Cada año de la dimensión temporal corresponde al promedio centrado de 10 años de cada estación. Las décadas abarcan desde 1965-1974 hasta 2004-2013. Los datos observacionales abarcan desde 1961 hasta 2013. Rango de profundidad (profundidades estándar de IODE): -1500,0; -1400,0; -1300,0; -1200,0; -1100,0; -1000,0; -900,0; -800,0; -700,0; -600,0; -500,0; -400,0; -300,0; -250,0; -200,0; -150,0; -125,0; -100,0; -75,0; -50,0; -30,0; -20,0; -10,0; -5,0; 0,0. Fuentes de datos: datos observacionales de la red de datos de SeaDataNet/EMODnet Chemistry.

Descripción del análisis DIVA: análisis de datos geoestadísticos realizado con la herramienta DIVA (Análisis Variacional de Interpolación de Datos). Los perfiles se interpolaron a profundidades estándar utilizando un algoritmo de interpolación parabólica ponderada (Reiniger & Ross, 1968). Se utilizó la topografía de GEBCO de 1 minuto para la preparación del contorno. El campo analizado se enmascaró utilizando un umbral de error relativo de 0,3 y 0,5. Configuración de DIVA: se utilizó un valor constante para la relación señal-ruido igual a 3. La longitud de correlación se optimizó y filtró verticalmente y se utilizó un perfil promedio estacional. Se aplicó una transformación logarítmica a los datos antes del análisis. Campo de referencia: se resta el valor medio de los datos.

Más información:

<https://emodnet.ec.europa.eu/geonetwork/emodnet/eng/catalog.search#/metadata/94cd2997-78be-47e6-b570-c51d51041118>

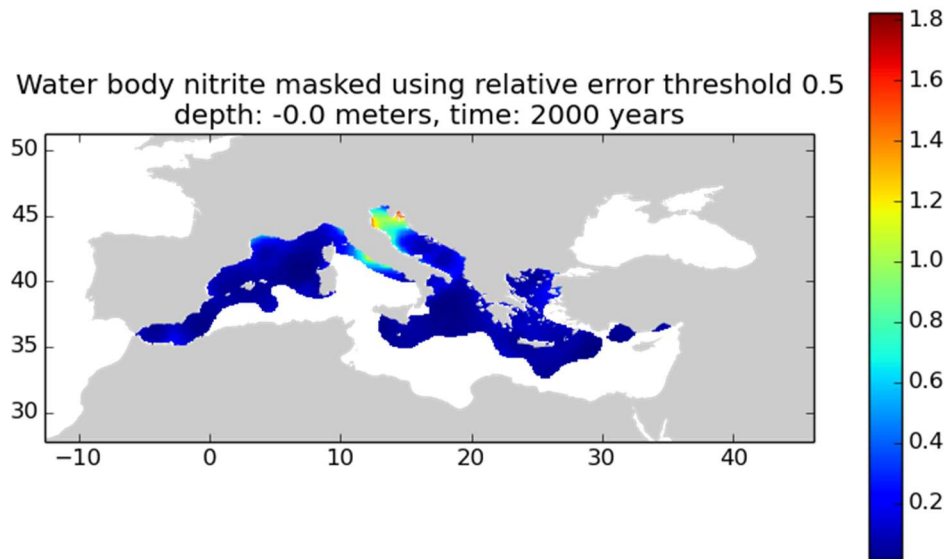


Figura 5: Concentración de nitrito en superficie. Estación de invierno (ene-mar) para el mar Mediterráneo.

2.1.8. Análisis DIVA 4D del pH en el mar Mediterráneo

Análisis móvil de 10 años del pH en el mar Mediterráneo para cada estación: invierno (enero-marzo), primavera (abril-junio), verano (julio-septiembre) y otoño (octubre-diciembre). Cada año de la dimensión temporal corresponde al promedio centrado de 10 años de cada estación. Las décadas abarcan desde 1959-1968 hasta 2005-2014. Los datos observacionales abarcan desde 1930 hasta 2014. Rango de profundidad (profundidades estándar de IODE): -1500,0; -1400,0; -1300,0; -1200,0; -1100,0; -1000,0; -900,0; -800,0; -700,0; -600,0; -500,0; -400,0; -300,0; -250,0; -200,0; -150,0; -125,0; -100,0; -75,0; -50,0; -30,0; -20,0; -10,0; -5,0; 0,0. Fuentes de datos: datos observacionales de la red de datos de SeaDataNet/EMODnet Chemistry.

Descripción del análisis DIVA: análisis de datos geoestadísticos realizado con la herramienta DIVA (Análisis Variacional de Interpolación de Datos). Los perfiles se interpolaron a profundidades estándar utilizando un algoritmo de interpolación parabólica ponderada (Reiniger & Ross, 1968). Se utilizó la topografía de GEBCO de 1 minuto para la preparación del contorno. El campo analizado se enmascaró utilizando un umbral de error relativo de 0,3 y 0,5. Configuración de DIVA: se utilizó un valor constante para la relación señal-ruido igual a 1. La longitud de correlación se optimizó y filtró verticalmente y se utilizó un perfil promedio estacional. Se aplicó una transformación logarítmica a los datos antes del análisis. Campo de referencia: se resta el valor medio de los datos.

Más información:

<https://emodnet.ec.europa.eu/geonetwork/emodnet/eng/catalog/search#/metadata/d6c96e8b-88a6-4d68-9f6d-872c4aff0600>

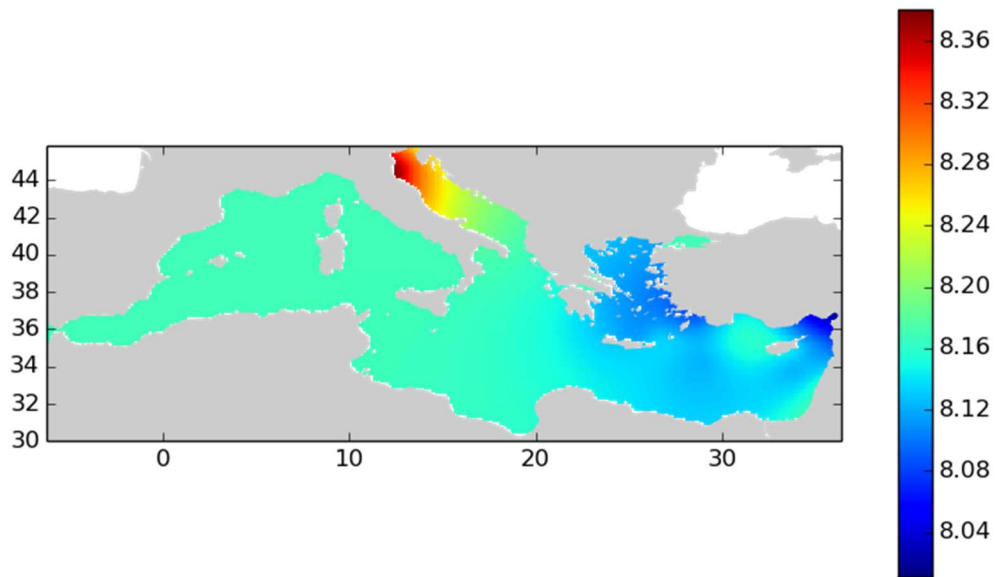


Figura 6: Concentración de pH en superficie. Estación de invierno (ene-mar) para el mar Mediterráneo.



2.2. Temperatura y salinidad superficial

2.2.1. Satélite con validaciones *in situ*

Debido a la gran inercia térmica del agua (-4000 veces mayor que la del aire), 2,5 m de agua tienen la misma capacidad de almacenar calor por unidad de área que la altura total de la atmósfera. Ello hace que cambios relativamente pequeños en la distribución de la temperatura superficial del mar (SST) puedan tener una influencia significativa en la atmósfera. Por ello, la temperatura superficial del mar (SST) es una variable física fundamental para comprender, cuantificar y predecir interacciones complejas entre el océano y la atmósfera que dictan cómo se redistribuye el calor que recibimos del Sol a escala planetaria, impactando directamente en los patrones meteorológicos y climáticos a gran y pequeña escala, así como en los procesos de mezcla y ventilación del océano, todo ello con efecto sobre los ecosistemas marinos.

La temperatura superficial puede medirse a partir de distintos muestreadores desde satélite, así como desde boyas o barcos. En la Figura 7 se muestra la serie temporal de temperatura superficial medida por satélite en la localización de una de las estaciones que se han venido muestreando regularmente desde barcos, desde comienzos de los 90s hasta finales de los 2010s, como parte del programa de series temporales del IEO, en concreto la estación 7 del Radial de Santander en el golfo de Vizcaya, así como los valores de temperatura superficial horarios medidos por la boya AGL fondeada en las inmediaciones de la estación 7 del Radial de Santander. Los valores obtenidos por estos muestreos, aun cuando los productos de temperatura superficial basados en datos de satélite no son una medida directamente realizada sobre el medio (medida *in situ*) de la temperatura superficial del mar, son perfectamente comparables, existiendo una pequeña desviación en la medida de satélite respecto a la medida desde barcos oceanográficos a partir de datos de CTD y las medidas de la boya AGL, debido a que la medida del satélite representa el promedio de la temperatura en los 10 primeros metros de la columna de agua, mientras la boya AGL mide la temperatura a 3 m de profundidad y la SST obtenida desde las observaciones de barcos está calculada a esta misma profundidad. Análogamente las tendencias y ciclos estacionales obtenidas de las series de estos distintos muestreos son similares siempre que la frecuencia de las observaciones desde barcos sea suficientemente alta. Desde el año 2020, en que la frecuencia de muestreo de las estaciones de las series temporales en el golfo de Vizcaya (RADiales del CANTábrico, RADCAN) se ha visto fuertemente reducida, la estimación de tendencias y anomalías en las aguas superficiales a partir de esta fuente de datos no es posible.

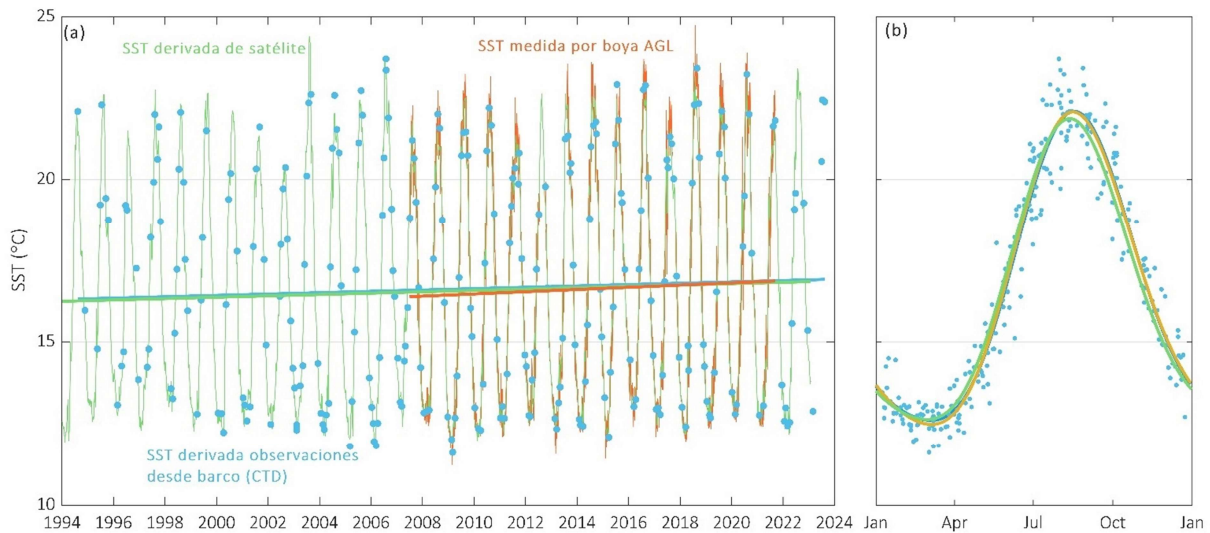


Figura 7: (a) Serie temporal de temperatura superficial en la posición de la estación 7 del Radial de Santander (posición) obtenida a partir de datos de satélite (datos de alta resolución NOAA OI SST V2) (línea verde), de las observaciones a partir de perfiles CTD en dicha estación a 3 metros de profundidad (puntos azules), y de la boya AGL (línea naranja). Las líneas gruesas en (a) muestran las tendencias calculadas a partir de cada una de estas series en su color correspondiente. (b) Ciclo climatológico de la temperatura superficial obtenido a partir de los datos de satélite (verde), observaciones de CTD desde barco (línea azul), y boya AGL (línea naranja). Como referencia se marcan todas las observaciones de CTD desde barco a partir de las cuales se obtiene el ciclo climatológico.

Mientras la medida de temperatura superficial del mar desde satélite es muy fiable, no lo es aún la estimación desde satélite de la salinidad superficial (SSS), como muestra la Figura 8 que incluye una comparación de la medida de salinidad por la boya AGL a 3 metros de profundidad y la salinidad superficial derivada de las estimaciones de satélite en ese punto.

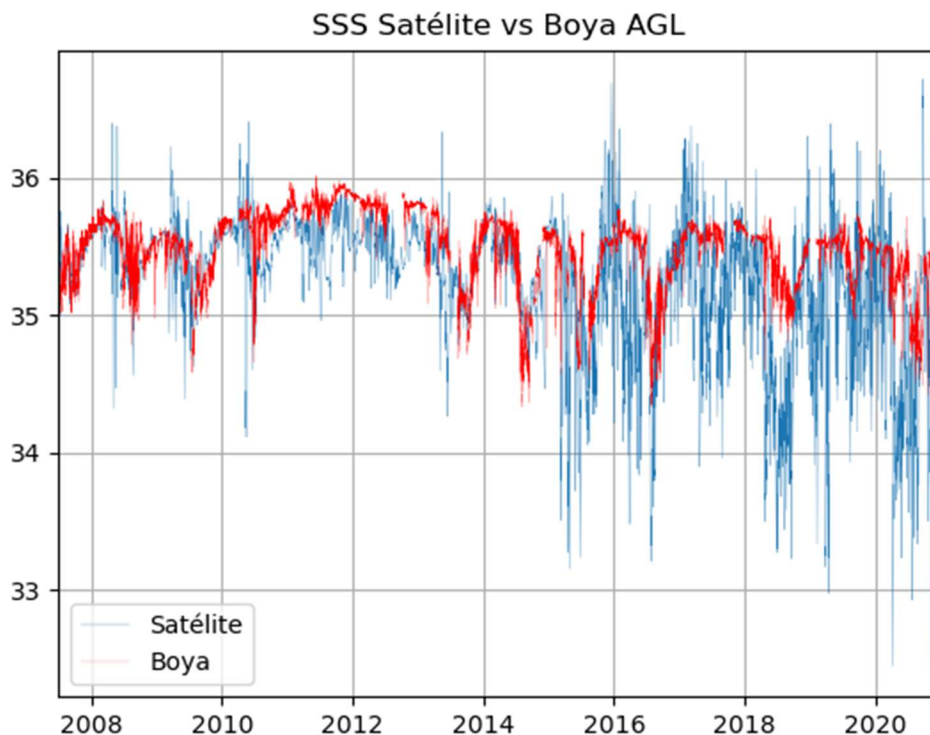


Figura 8: Comparación del producto de salinidad superficial derivada de satélite (azul) en la posición de la boya AGL y la medida de salinidad obtenida por la boya AGL a 3 metros de profundidad.

Conocida la calidad de la medida de SST a partir de datos de satélite, la ventaja de estas medidas respecto a las obtenidas desde barcos o boyas es la cobertura espacial que ofrecen.



A partir de éstas podemos determinar las variaciones climatológicas de la temperatura en todas las demarcaciones. Las demarcaciones localizadas entre las latitudes 46°N y 22°N, en las que se produce una marcada estacionalidad de la radiación solar, que determina que el océano gane calor en los meses de primavera y verano y lo pierda en los meses de otoño e invierno. Esto hace que exista un marcado ciclo estacional de la temperatura superficial en todas ellas, con una amplitud (diferencia entre su valor mínimo y máximo) que varía desde alrededor de 4°C en la demarcación canaria hasta 10°C en la demarcación noratlántica (Figura 9). En la demarcación noratlántica, el gradiente latitudinal de temperatura (Figura 9) se pierde hacia los meses de verano y la circulación crea un patrón de aumento de temperatura hacia el interior del golfo de Vizcaya. Este efecto también se observa en las demarcaciones mediterráneas donde, a excepción del mar de Alborán y el golfo de León, la temperatura superficial del mar en verano alcanza un valor climatológico máximo de hasta los 26,5°C en la demarcación levantino-balear, lo que determina una amplitud del ciclo estacional de hasta 13°C. De la misma manera que la mayor amplitud de la oscilación de la radiación solar hacia latitudes más altas determina que la amplitud del ciclo estacional de la SST aumente de la demarcación canaria a la noratlántica, también determina que el comienzo de la primavera –determinado por el momento en que la temperatura superficial comienza a aumentar– varíe desde el mes de febrero en las demarcaciones mediterráneas, golfo de Cádiz, Canarias a mediados de marzo en la demarcación noratlántica.

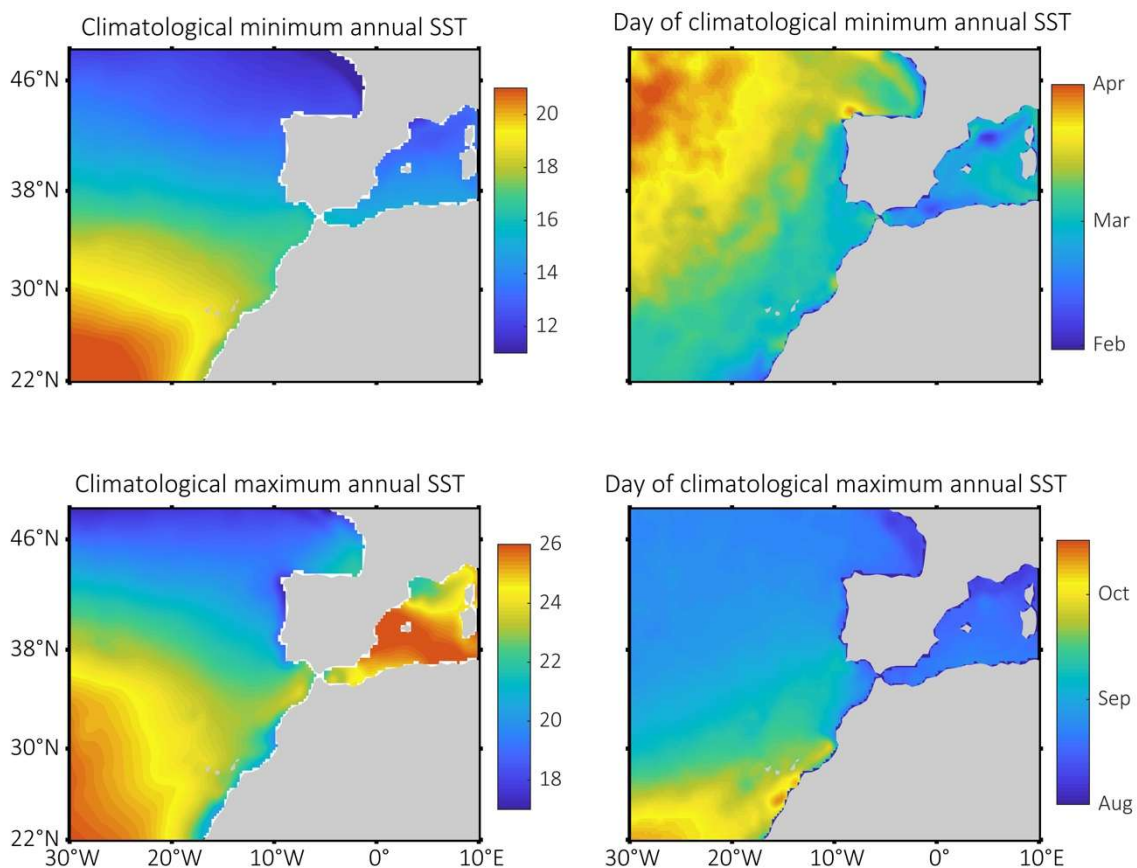


Figura 9: Temperatura superficial del mar climatológica máxima y mínima a lo largo del año y días en que se alcanzan cada una de ellas a partir de datos de temperatura superficial NOAA OI SSTV2 High Resolution Dataset.

Dado que la medida de SST a partir de satélite se mantiene de manera sistemática desde el año 1981, estos datos permiten una estimación precisa de las tendencias de temperatura en todo el océano, encontrando que la tasa de calentamiento no es homogénea y algunas



regiones se calientan más rápido que otras. Las aguas que rodean la península ibérica y las islas Canarias, que abarcan regímenes oceánicos muy diferentes, desde la transición de regiones subpolares a subtropicales en el golfo de Vizcaya y el Atlántico Nororiental, hasta aguas más subtropicales en el golfo de Cádiz, régimen de afloramiento en Canarias, y finalmente el mar Mediterráneo.

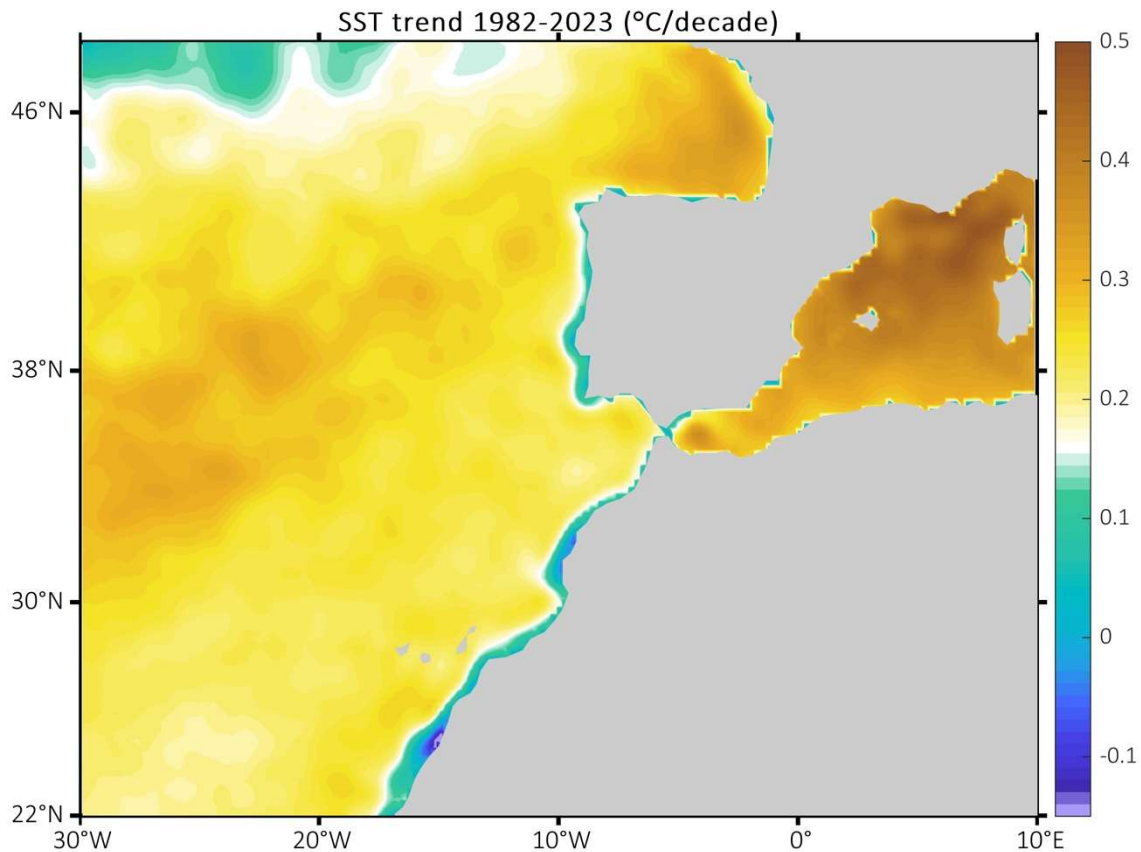


Figura 10: Tendencias de la temperatura superficial del mar (SST) para el período 1982 a 2023. Las tendencias de SST están indicadas por la escala de colores. El color blanco marca la tendencia promedio de calentamiento global de la SST (0,15°C/década) para el período de referencia de 1980 a 2020 (NOAA OI SST V2 High Resolution Dataset). Como se ha observado, con la única excepción de algunas aguas costeras, todas las aguas oceánicas que rodean la península ibérica y los archipiélagos se están calentando más rápido que la media mundial.

La demarcación noratlántica muestra un gradiente en el calentamiento de la SST similar a los valores climatológicos típicos del verano, con tasas de calentamiento más rápidas hacia la esquina sureste del golfo de Vizcaya, donde se encuentran valores de SST más cálidos en verano. Así, las tendencias de la TSM hacia el rincón interior del golfo de Vizcaya alcanzan los 0,35°C/década. A medida que uno avanza hacia el oeste, esta tasa de calentamiento disminuye, y en las aguas oceánicas al norte y al oeste frente al cabo Finisterre la tendencia de SST es de 0,25°C/década. Se observan tendencias de calentamiento similares más al sur, hacia el golfo de Cádiz. Aunque más pequeñas que las de las aguas interiores del golfo de Vizcaya o del mar Mediterráneo, todas ellas son significativamente más altas que el promedio mundial de aumento de temperatura superficial de 0,15 °C/década. Las regiones de afloramiento en la costa al oeste de la península ibérica y África parecen ser un “reducto” del calentamiento global y, dependiendo de la zona, incluso se observan tendencias de enfriamiento. Además, otros procesos también pueden ralentizar temporalmente las tasas de calentamiento global en aguas oceánicas. Así, el golfo de Vizcaya pareció detener su calentamiento durante la década comprendida entre mediados de la década de 2000 y mediados de la década de 2010 (Somavilla *et al.*, 2017). Como resultado, las tendencias de



calentamiento han variado significativamente en las últimas décadas en la zona, con valores promedio de $0,35^{\circ}\text{C}/\text{década}$ cuando se calculan desde principios de los años 80 hasta mediados de los 2000 (Goikoetxea *et al.*, 2009; Costoya *et al.*, 2015), disminuyendo a menos de $0,20^{\circ}\text{C}/\text{década}$ al incluir la década más fría de mediados de la década de 2010 (Fontan *et al.*, 2008; Somavilla *et al.*, 2017; Taboada & Anadon, 2012). Esta desaceleración de las tendencias de calentamiento también fue observable en aguas oceánicas al oeste de la península ibérica desde el extremo noroeste de Galicia hasta el sur de Portugal (Taboada & Anadon, 2012). Esta parada del calentamiento parece haber cesado y las tasas se están acelerando nuevamente.

El mar Mediterráneo suele considerarse un punto caliente del cambio climático, por sus reducidas dimensiones y su carácter semicerrado. El aumento de la SST es el mayor de todas las demarcaciones observándose un gradiente norte-sur en estas tendencias. Las tendencias más bajas durante el periodo 1982-2022 se observan en el sector norte del mar de Alborán ($0,24^{\circ}\text{C}/\text{década}$), incrementándose hacia el norte y alcanzando los $0,4^{\circ}\text{C}/\text{década}$ hacia el norte del mar Catalán (Vargas-Yáñez *et al.*, 2023). Este intenso calentamiento estimado a partir de datos satelitales se confirma con los obtenidos de mediciones *in situ*.

Este calentamiento de la superficie del mar no sólo se revela por el aumento de temperatura a largo plazo, sino también por el número y la intensidad de los fenómenos extremos. Aunque no existe una definición única de olas de calor marinas (MHW), con frecuencia se acepta como un episodio en el que la SST supera un determinado umbral durante más de cinco días. Este umbral suele considerarse como el percentil 90 calculado a partir de una climatología a largo plazo (al menos 30 años; véase, por ejemplo, Hobday *et al.*, 2016). En el Mediterráneo, las olas de calor marino han sido ampliamente estudiadas y se han desarrollado visores y aplicaciones web para su seguimiento, como la aplicación web (<https://apps.socib.es/subregmed-marine-heatwaves/>, Juza & Tintoré, 2021). En el Atlántico nororiental, las olas de calor marinas han recibido menos atención, pero la aparición de El Niño en el verano de 2023 se ha asociado con el desarrollo de la mayor ola de calor marina registrada en el Atlántico nororiental durante el verano de 2023 (OCG GOOS Report, 2023) (Figura 11a). Datos satelitales e *in situ*, muestran cómo la superficie del mar se mantuvo por encima de su valor climatológico durante todo el verano de 2023, acumulando un valor de 2°C por encima del valor climatológico y 1°C por encima del valor más alto, registrado anteriormente a principios de otoño (Figura 11b). Como para las tendencias de temperatura, las zonas de afloramiento parecen ser un “reducto” para que el calentamiento de los océanos viéndose aparentemente menos afectado por las MHW (Varela *et al.*, 2019).

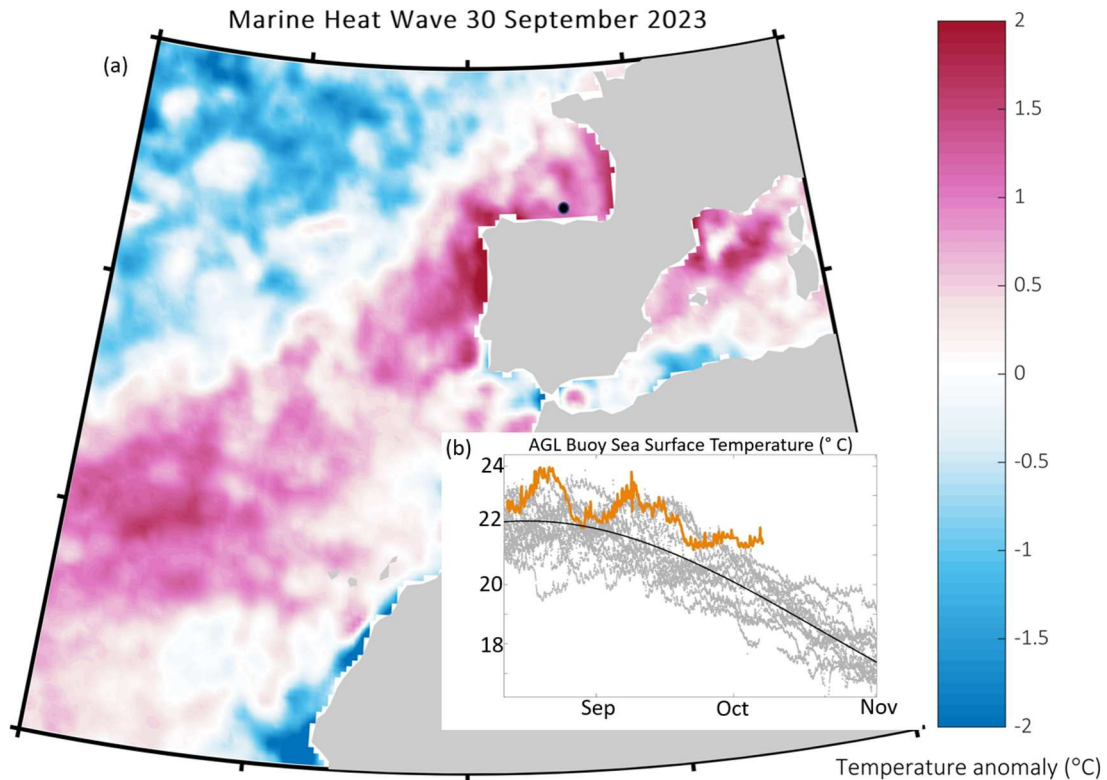


Figura 11: (a) Ola de calor marina en el Atlántico norte oriental y el Mediterráneo occidental detectada a partir de datos de temperatura de la superficie del mar obtenidos por satélite (Conjunto de datos de alta resolución NOAA OI SST V2) siguiendo a Hobday et al. (2016) a finales de septiembre de 2023, cuando después del verano las temperaturas estaban entre 1,5 y 2°C por encima del percentil 90 de la temperatura de la superficie del mar. El punto negro en (a) marca la ubicación de la boya AGL en el golfo de Vizcaya. (b) Temperatura de la superficie del mar registrada por la boya desde mediados de agosto hasta mediados de octubre (línea naranja) en comparación con los datos restantes registrados por la boya AGL para los mismos días del año desde su despliegue en 2007 (puntos grises) así como su ciclo climatológico anual (línea negra).

2.2.2. Temperatura de la superficie del mar con interpolación óptima

Las figuras que se muestran en este apartado han sido obtenidas a partir del análisis denominado Temperatura de la Superficie del Mar con Interpolación Óptima (*Optimum Interpolation Sea Surface Temperature*) que proporciona la Oficina Nacional de la Administración Oceánica y Atmosférica de los Estados Unidos (NOAA).

La Temperatura de la Superficie del Mar con Interpolación Óptima de la NOAA (OISST) es un registro de datos climáticos a largo plazo que incorpora observaciones de diferentes plataformas (satélites, barcos, boyas y flotadores Argo) en una cuadrícula global regular. El conjunto de datos se interpola para llenar los vacíos en la cuadrícula y crear un mapa espacial completo de la temperatura de la superficie del mar.



2.2.2.1. Océano global

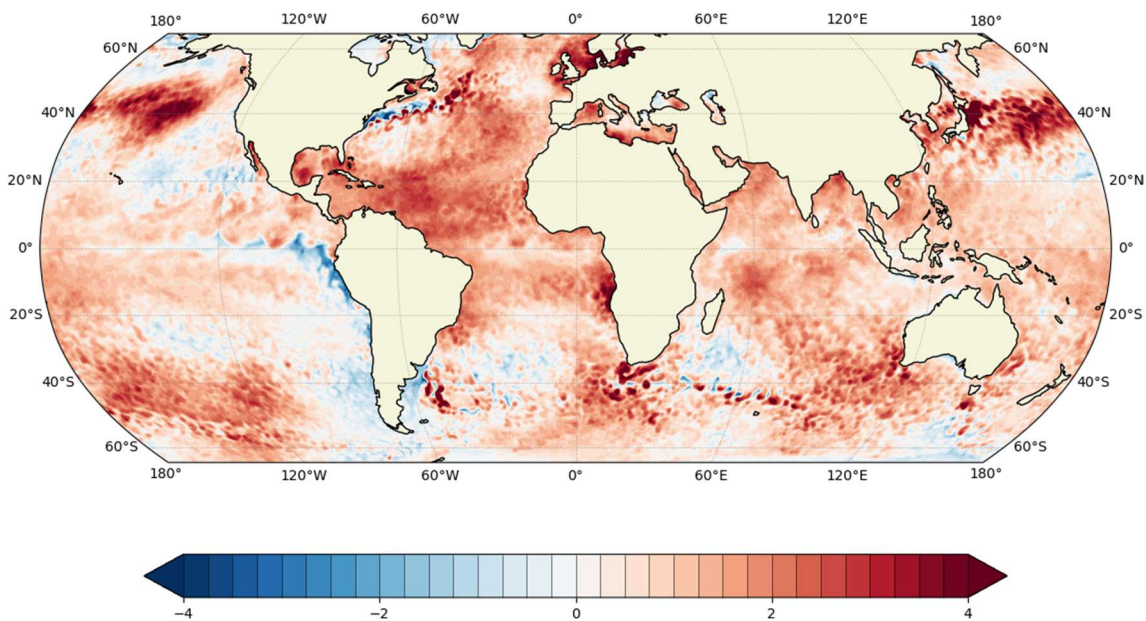


Figura 12: Anomalía de temperatura superficial en el océano global (20 de mayo de 2024).

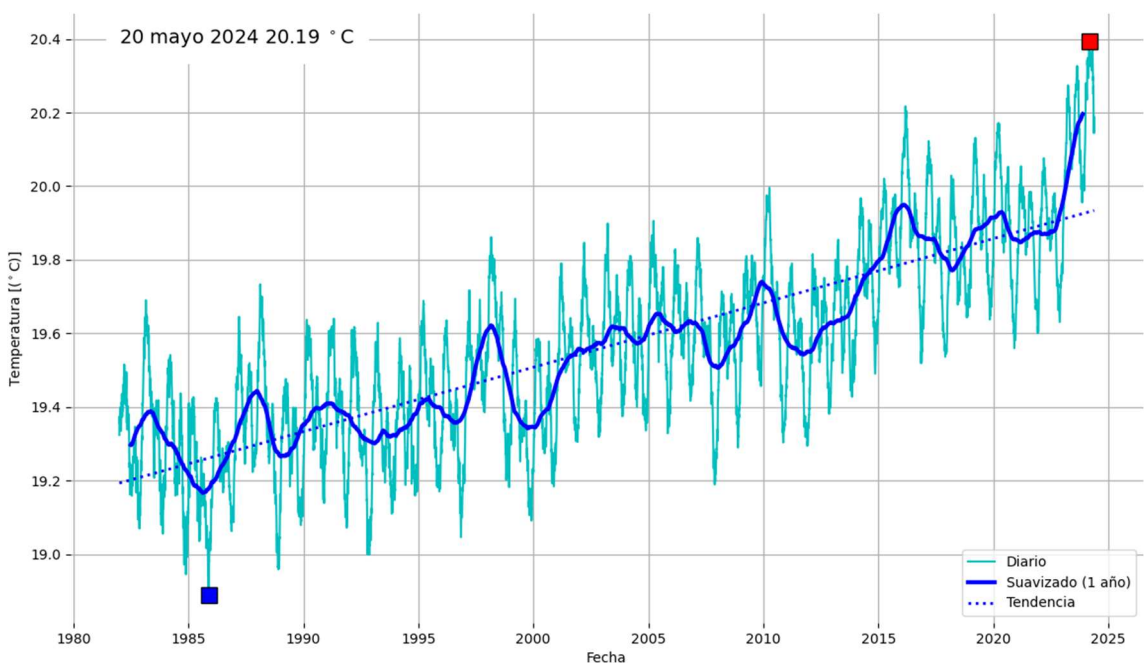


Figura 13: Temperatura superficial promedio en el océano global [1 de enero de 1982 – 20 de mayo de 2024]. Temperatura máxima: 20,39°C el 1 de marzo de 2024 – Temperatura mínima: 18,89°C el 18 de noviembre de 1985. 0,86°C desde el 1 de enero de 1982 (Tendencia: 1,75°C/siglo).

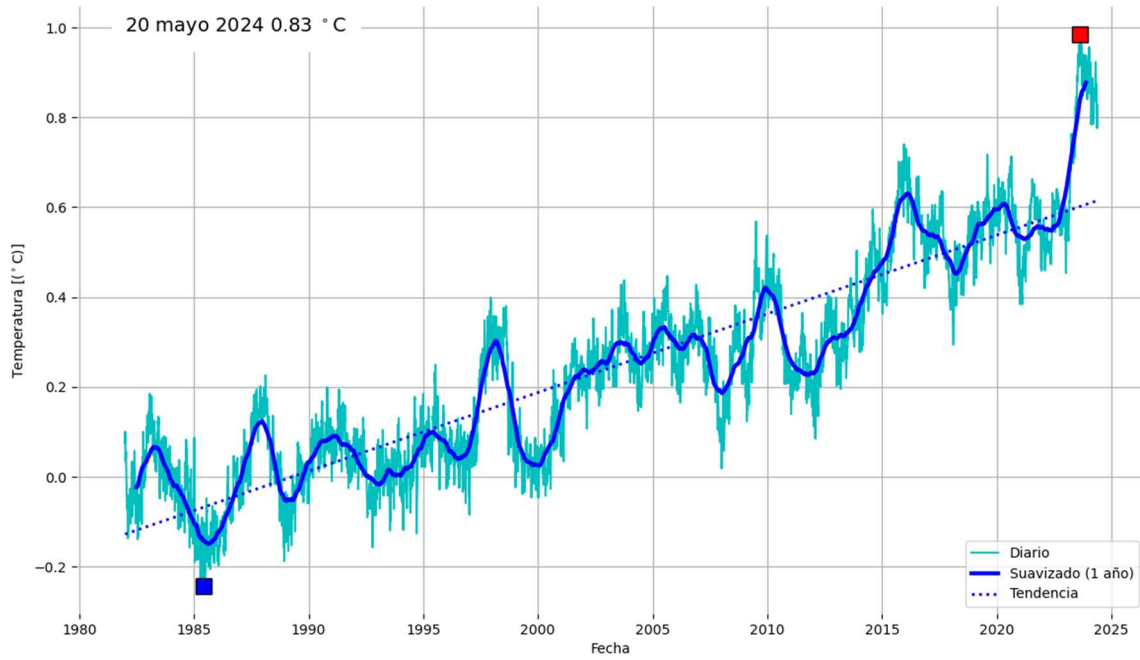


Figura 14: Anomalía de temperatura superficial promedio en el océano global. Anomalía respecto de 1982-1992 [1 de enero de 1982 - 20 de mayo 2024]. Temperatura máxima: 0,98°C el 23 de agosto de 2023 - Temperatura mínima: -0,24°C el 28 de mayo de 1985. 0,75°C desde el 1 de enero de 1982 (Tendencia: 1,75°C/siglo).

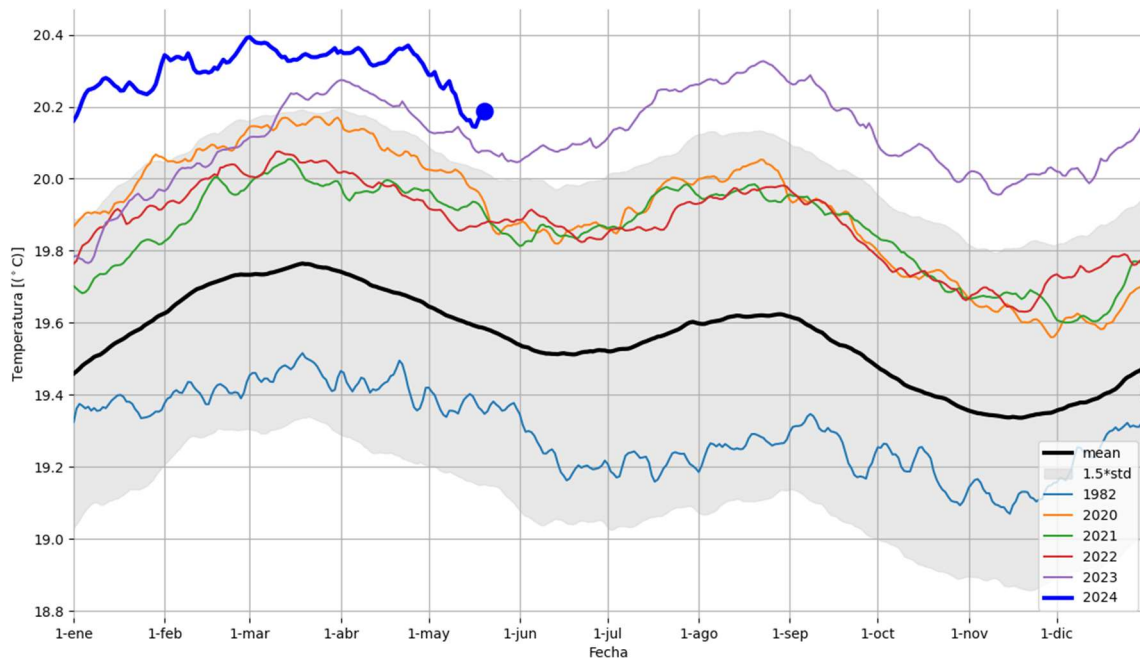


Figura 15: Temperatura superficial en el océano global [1 de enero 1982 - 20 de mayo de 2024]. 20 de mayo de 2024 20,19°C. Temperatura máxima: 20,39°C el 1 de marzo de 2024. La línea azul oscuro corresponde a la evolución temporal de la temperatura superficial para el año en curso, mientras que las demás líneas corresponden a los 5 años previos. La línea de color gris oscuro es el promedio en el periodo de referencia, y la franja gris claro corresponde a 1,5 desviaciones estándar.

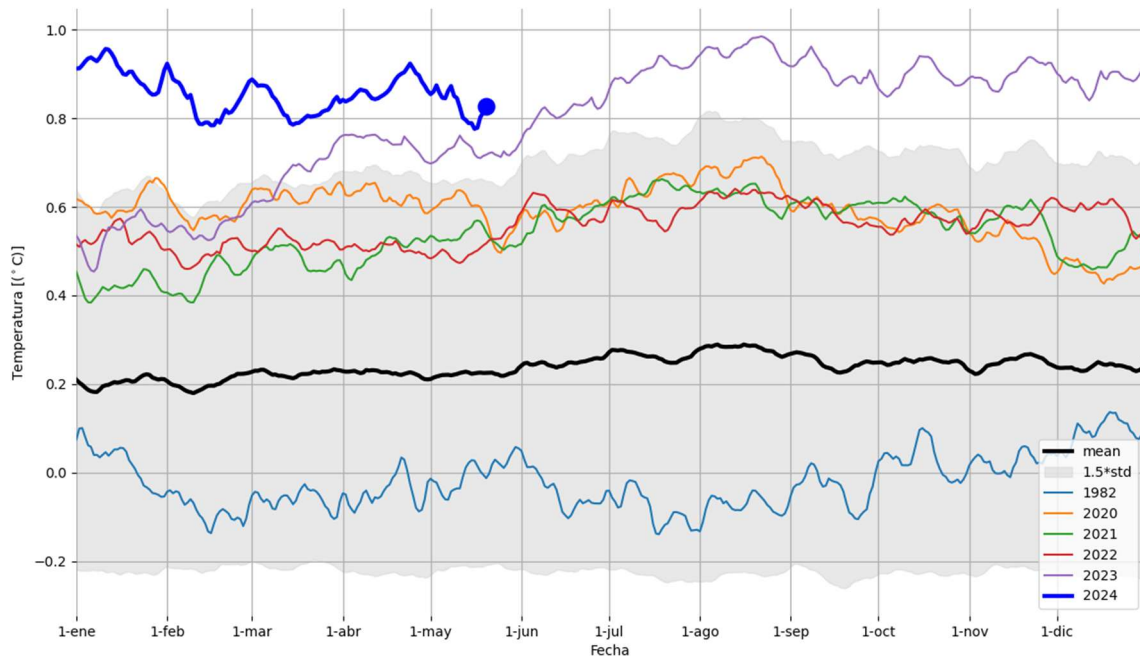


Figura 16: Anomalía de temperatura superficial respecto del periodo 1982-1992 en el océano global [1 de enero de 1982 - 20 de mayo de 2024]. 20 de mayo 2024 0,83°C. Temperatura máxima: 0,98°C el 23 de agosto de 2023. La línea azul oscuro corresponde a la evolución temporal de la temperatura superficial para el año en curso, mientras que las demás líneas corresponden a los 5 años previos. La línea de color gris oscuro es el promedio en el periodo de referencia, y la franja gris claro corresponde a 1,5 desviaciones estándar.

2.2.2.2. Demarcación noratlántica

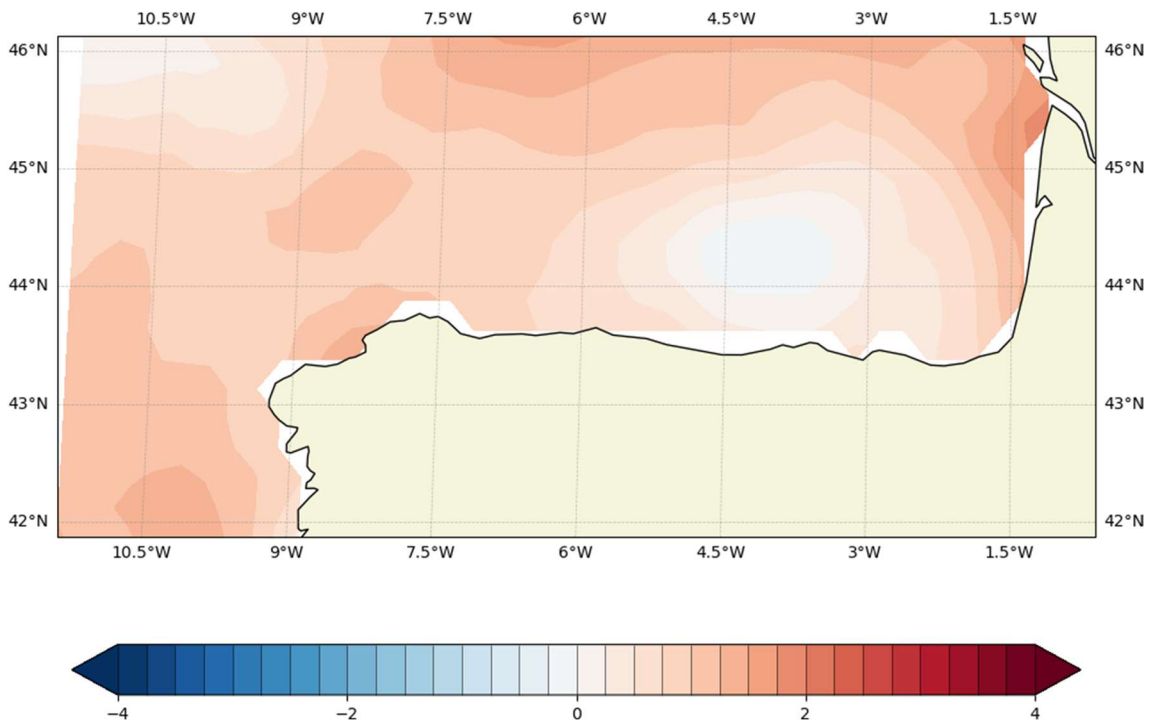


Figura 17: Anomalía de temperatura superficial en la demarcación noratlántica (20 de mayo de 2024).

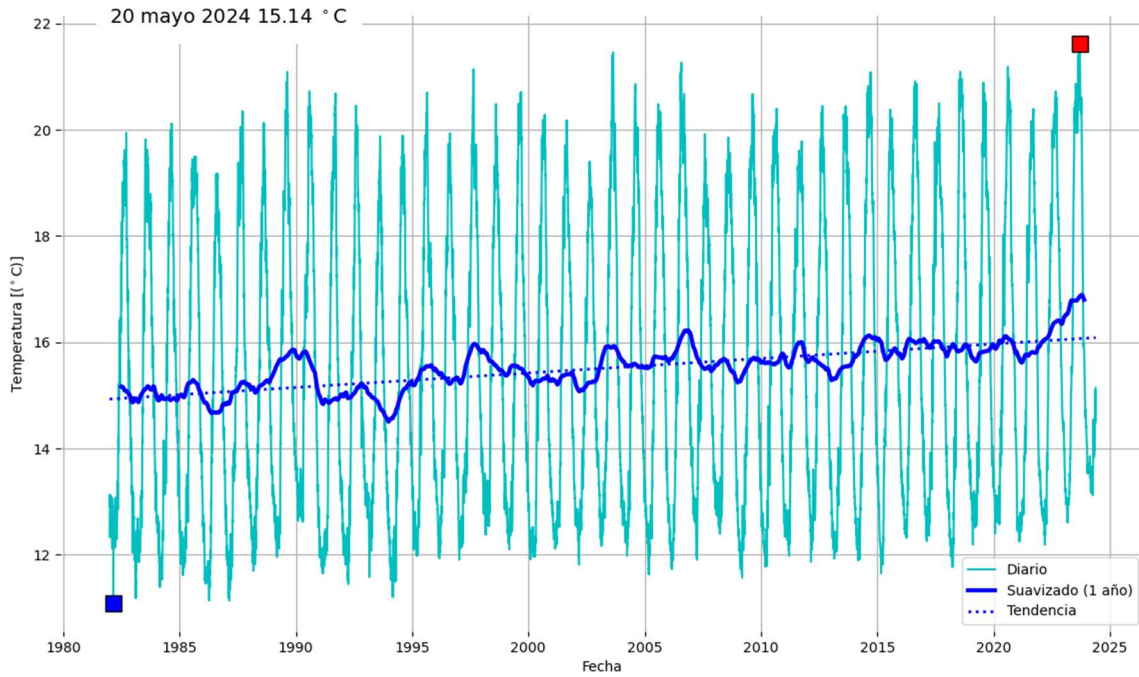


Figura 18. Temperatura superficial promedio en la demarcación noratlántica [1 de enero de 1982 – 20 de mayo de 2024]. Temperatura máxima: 21,62°C el 11 de septiembre de 2023 – Temperatura mínima: 11,09°C el 27 de febrero de 1982. 2,23°C desde el 1 de enero de 1982 (Tendencia: 2,73°C/siglo).

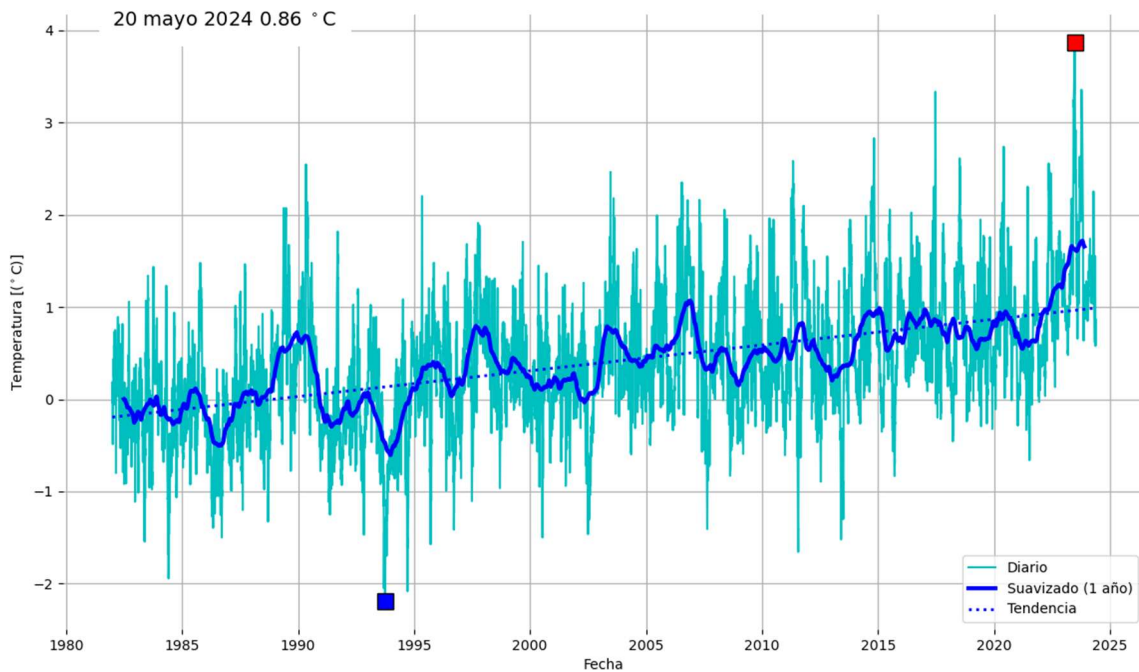


Figura 19: Anomalía de temperatura superficial promedio en la demarcación noratlántica. Anomalía respecto de 1982-1992 [1 de enero de 1982 – 20 de mayo 2024]. Temperatura máxima: 3,87°C el 23 de junio de 2023 – Temperatura mínima: -2,19°C el 2 de octubre de 1993. 0,90°C desde el 1 de enero de 1982 (Tendencia: 2,79°C/siglo).

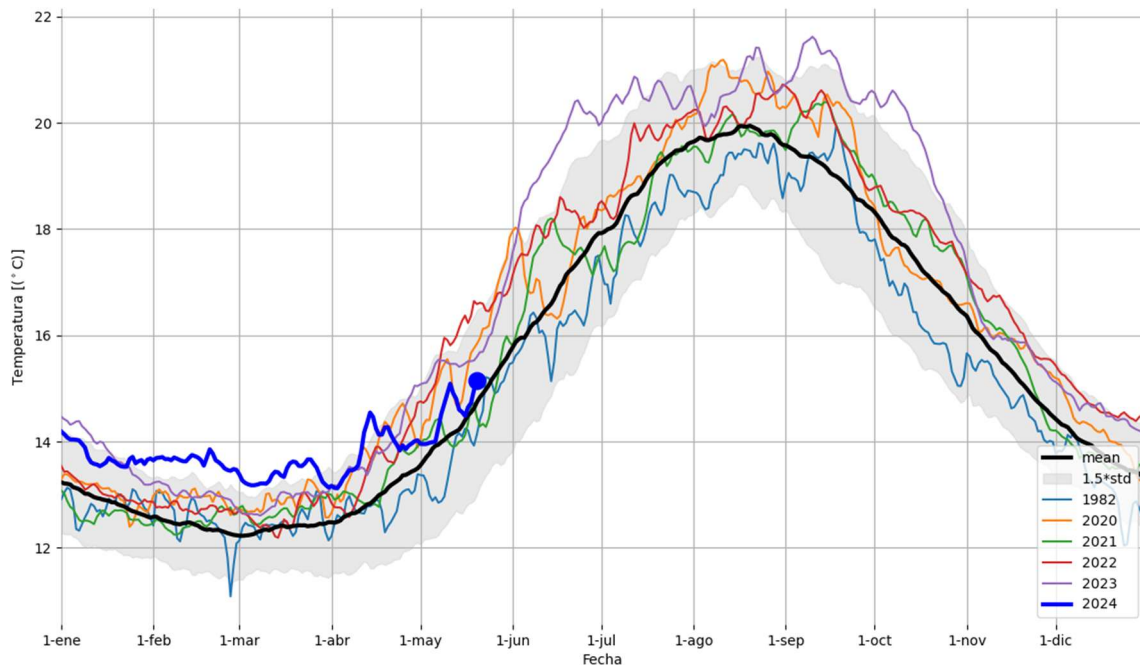


Figura 20: Temperatura superficial en la demarcación noratlántica [1 de enero 1982 – 20 de mayo de 2024]. 20 de mayo de 2024 15,14°C. Temperatura máxima: 21,62°C el 11 de septiembre de 2023. La línea azul oscuro corresponde a la evolución temporal de la temperatura superficial para el año en curso, mientras que las demás líneas corresponden a los 5 años previos. La línea de color gris oscuro es el promedio en el periodo de referencia, y la franja gris claro corresponde a 1,5 desviaciones estándar.

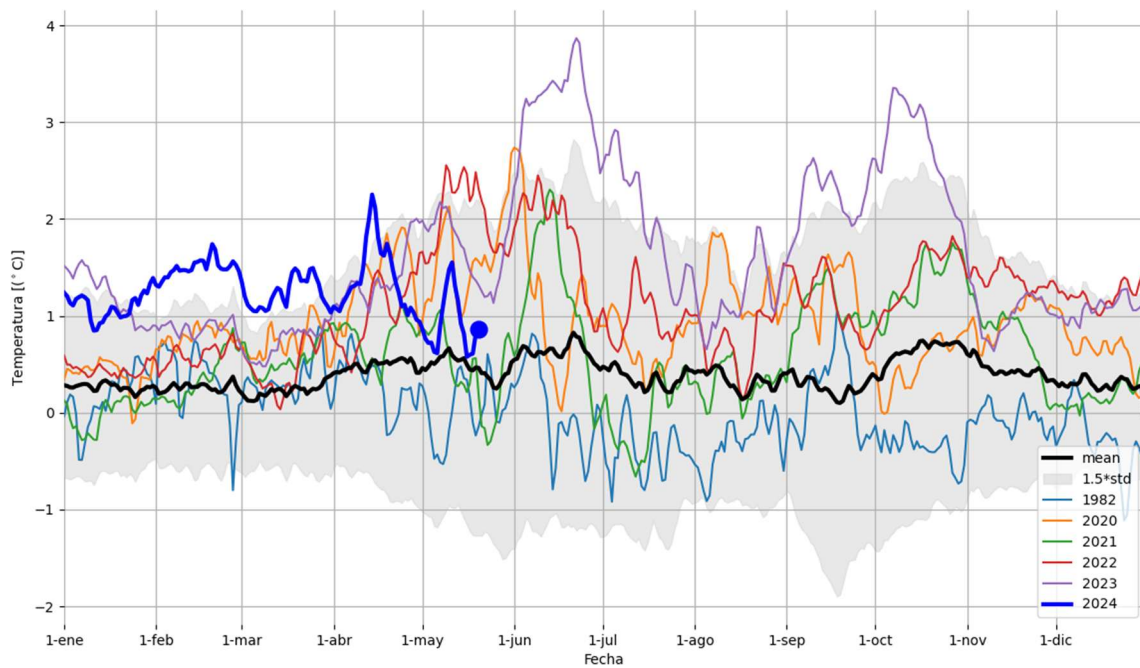


Figura 21: Anomalía de temperatura superficial respecto del periodo 1982-1992 en la demarcación noratlántica [1 de enero de 1982 – 20 de mayo de 2024]. 20 de mayo 2024 0,86°C. Temperatura máxima: 3,87°C el 23 de junio de 2023. La línea azul oscuro corresponde a la evolución temporal de la temperatura superficial para el año en curso, mientras que las demás líneas corresponden a los 5 años previos. La línea de color gris oscuro es el promedio en el periodo de referencia, y la franja gris claro corresponde a 1,5 desviaciones estándar.



2.2.2.3. Demarcación canaria

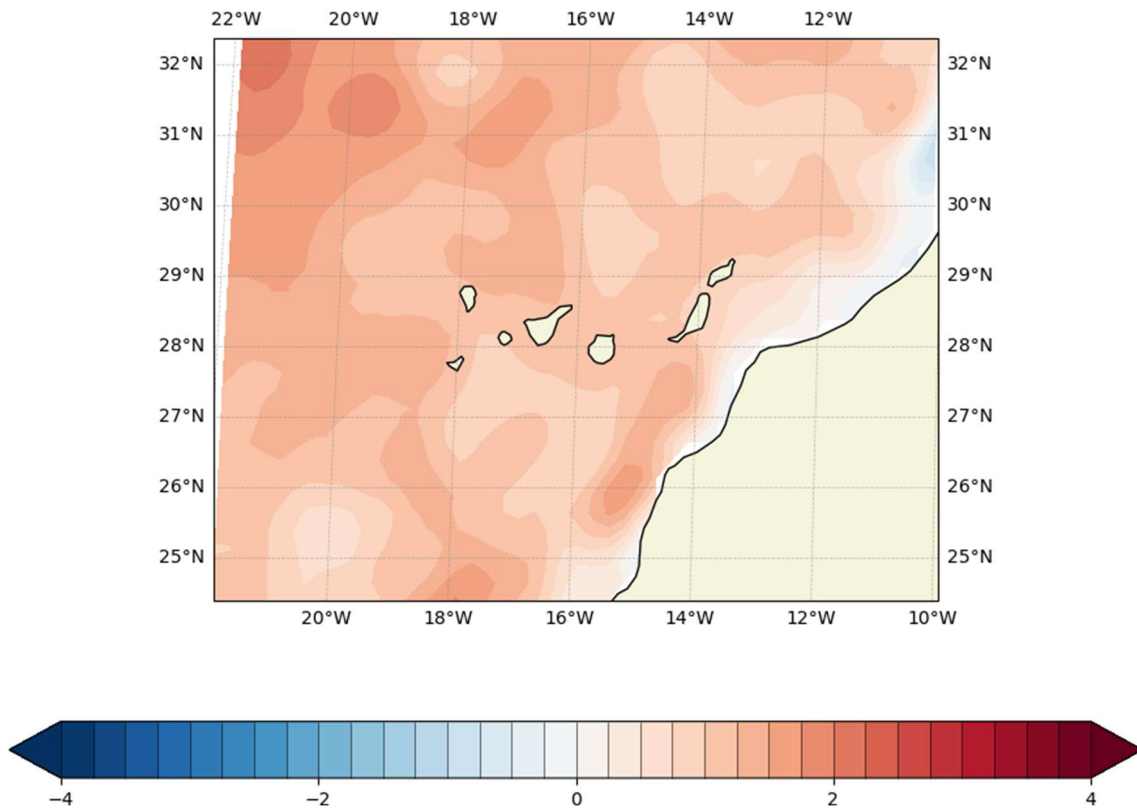


Figura 22: Anomalía de temperatura superficial en la demarcación canaria (20 de mayo de 2024).

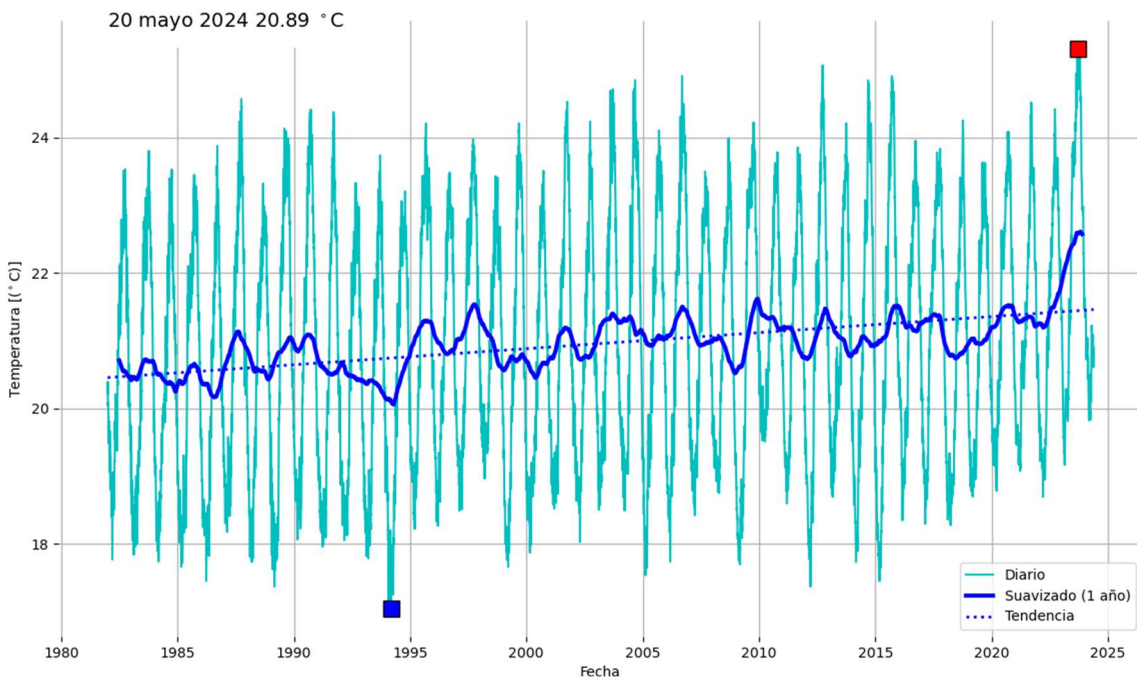


Figura 23: Temperatura superficial promedio en la demarcación canaria [1 de enero de 1982 - 20 de mayo de 2024]. Temperatura máxima: 25,31°C el 10 de septiembre de 2023 - Temperatura mínima: 17,04°C el 8 de marzo de 1994. 0,68°C desde el 1 de enero de 1982 (Tendencia: 2,37°C/siglo).

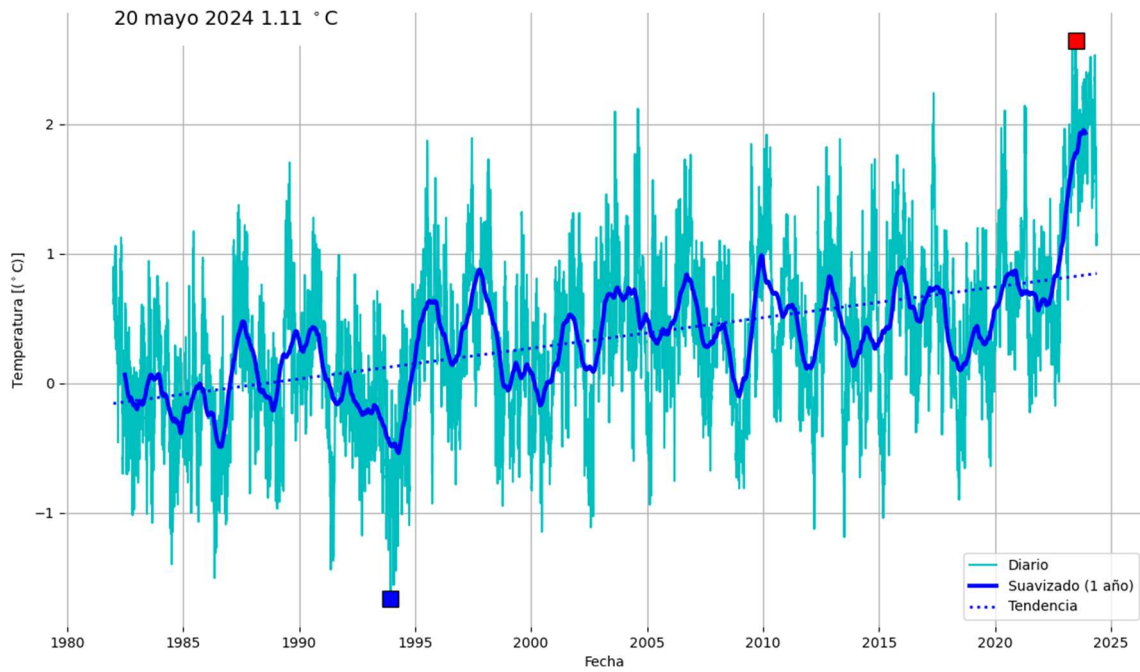


Figura 24: Anomalia de temperatura superficial promedio en la demarcación canaria. Anomalia respecto de 1982-1992 [1 de enero de 1982 – 20 de mayo de 2024]. Temperatura máxima: 2,65$^{\circ}$C el 27 de junio de 2023 – Temperatura mínima: -1,66$^{\circ}$C el 12 de diciembre de 1993. 0,39$^{\circ}$C desde el 1 de enero de 1982 (Tendencia: 2,37$^{\circ}$C/siglo).

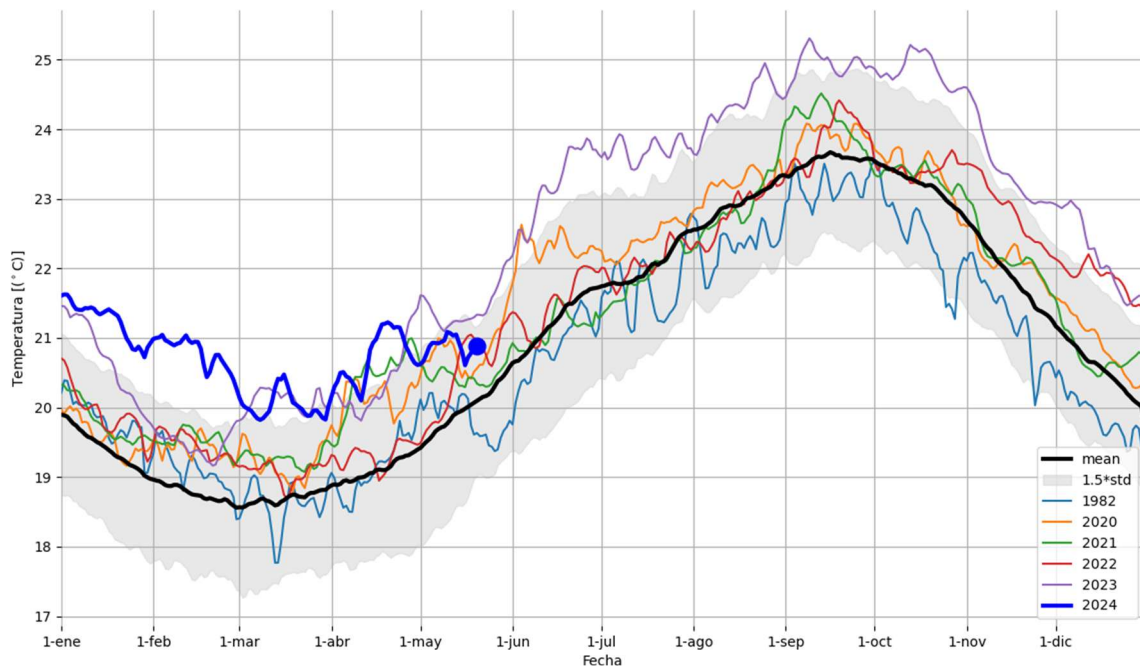


Figura 25: Temperatura superficial en la demarcación canaria [1 de enero 1982 – 20 de mayo de 2024]. 20 de mayo de 2024 20,89$^{\circ}$C. Temperatura máxima: 25,31$^{\circ}$C el 10 de septiembre de 2023. La línea azul oscuro corresponde a la evolución temporal de la temperatura superficial para el año en curso, mientras que las demás líneas corresponden a los 5 años previos. La línea de color gris oscuro es el promedio en el periodo de referencia, y la franja gris claro corresponde a 1,5 desviaciones estándar.

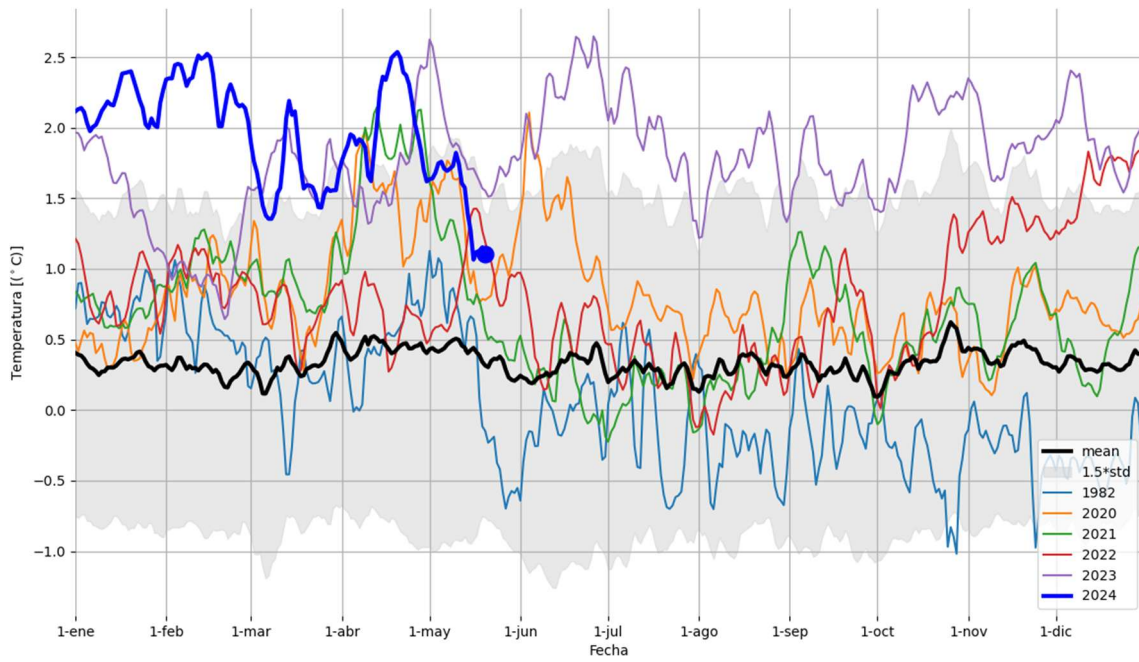


Figura 26: Anomalía de temperatura superficial respecto del periodo 1982-1992 en la demarcación canaria [1 de enero de 1982 – 20 de mayo de 2024]. 20 de mayo 2024 1,11°C. Temperatura máxima: 2,65°C el 27 de junio de 2023. La línea azul oscuro corresponde a la evolución temporal de la temperatura superficial para el año en curso, mientras que las demás líneas corresponden a los 5 años previos. La línea de color gris oscuro es el promedio en el periodo de referencia, y la franja gris claro corresponde a 1,5 desviaciones estándar.

2.2.2.4. Demarcación sudatlántica

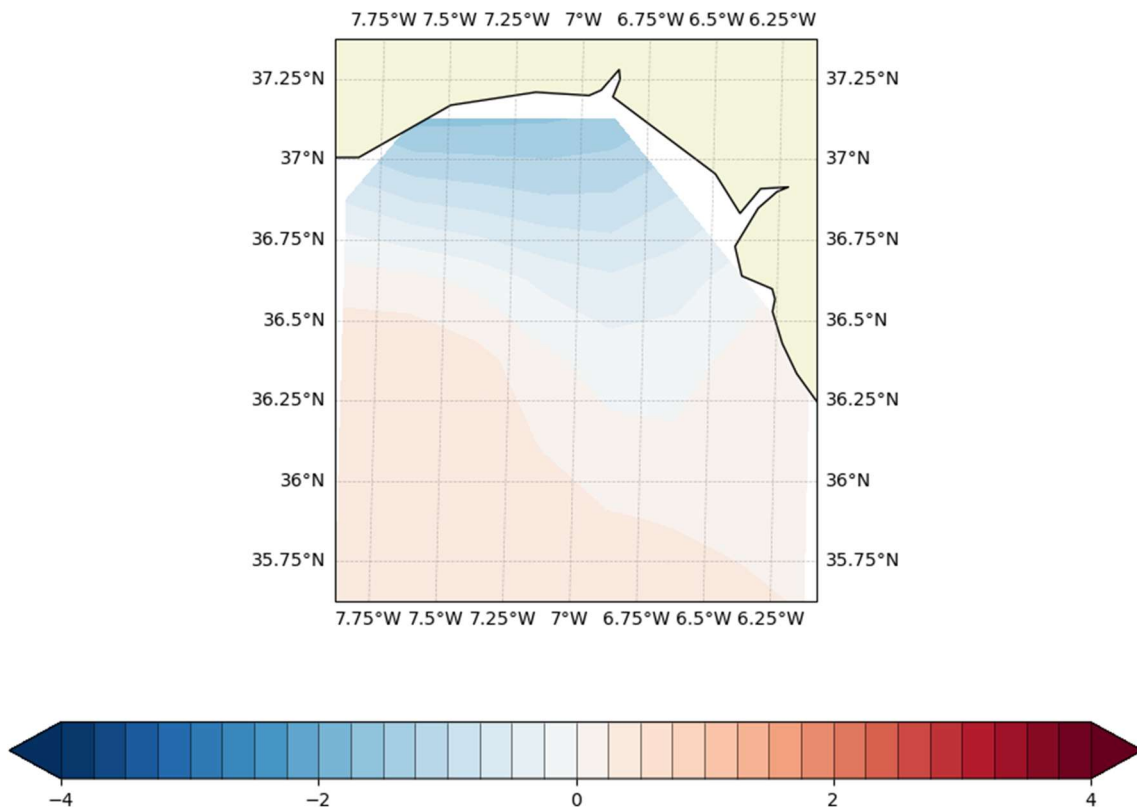


Figura 27: Anomalía de temperatura superficial en la demarcación sudatlántica (20 de mayo de 2024).

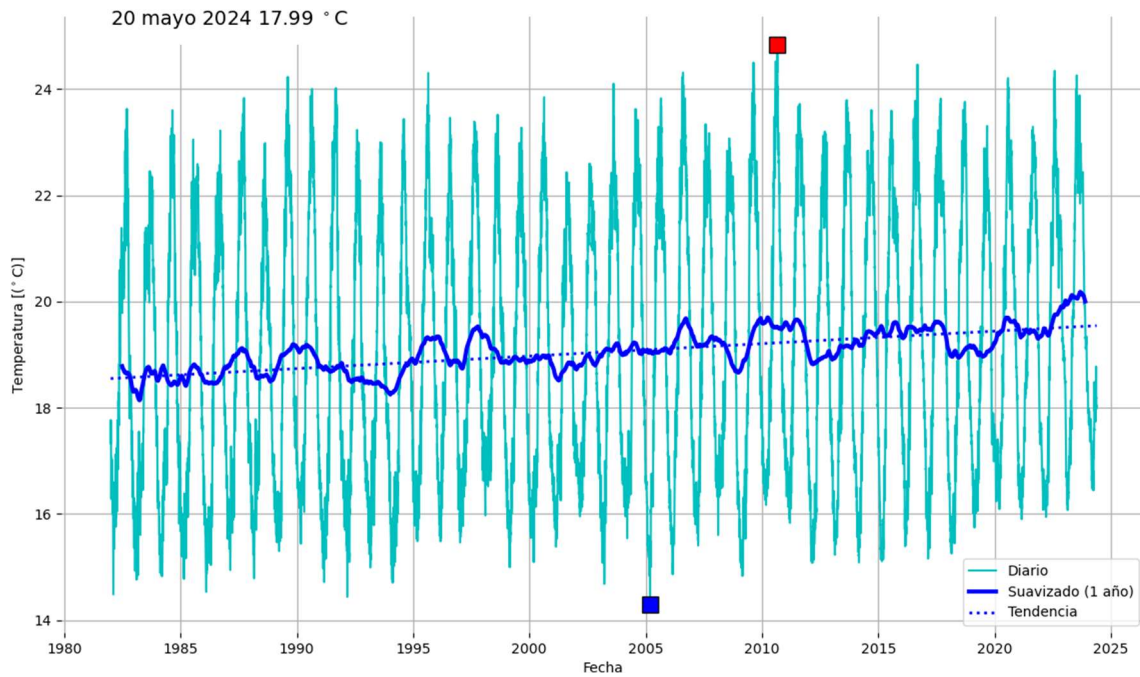


Figura 28: Temperatura superficial promedio en la demarcación sudatlántica [1 de enero de 1982 - 20 de mayo de 2024]. Temperatura máxima: 24,83°C el 9 de agosto de 2010 - Temperatura mínima: 14,29°C el 10 de marzo de 2005. 0,65°C desde el 1 de enero de 1982 (Tendencia: 2,35°C/siglo).

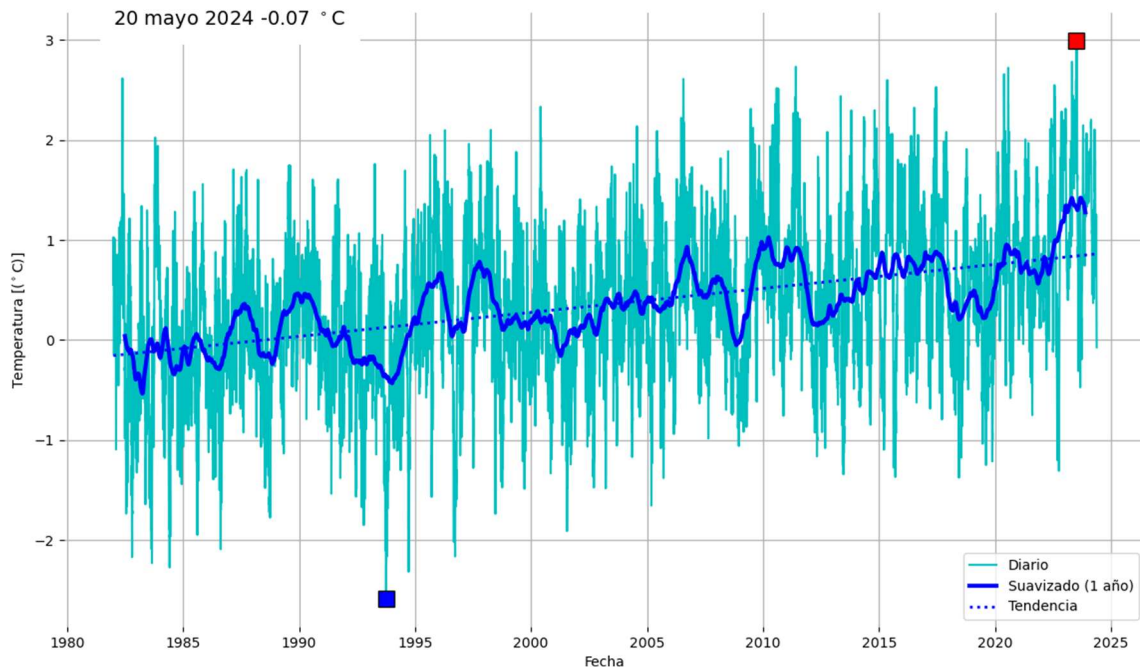


Figura 29: Anomalía de temperatura superficial promedio en la demarcación sudatlántica. Anomalía respecto de 1982-1992 [1 de enero de 1982 - 20 de mayo 2024]. Temperatura máxima: 2,99°C el 6 de julio de 2023 - Temperatura mínima: -2,59°C el 2 de octubre de 1993. -0,63°C desde el 1 de enero de 1982 (Tendencia: 2,40°C/siglo).

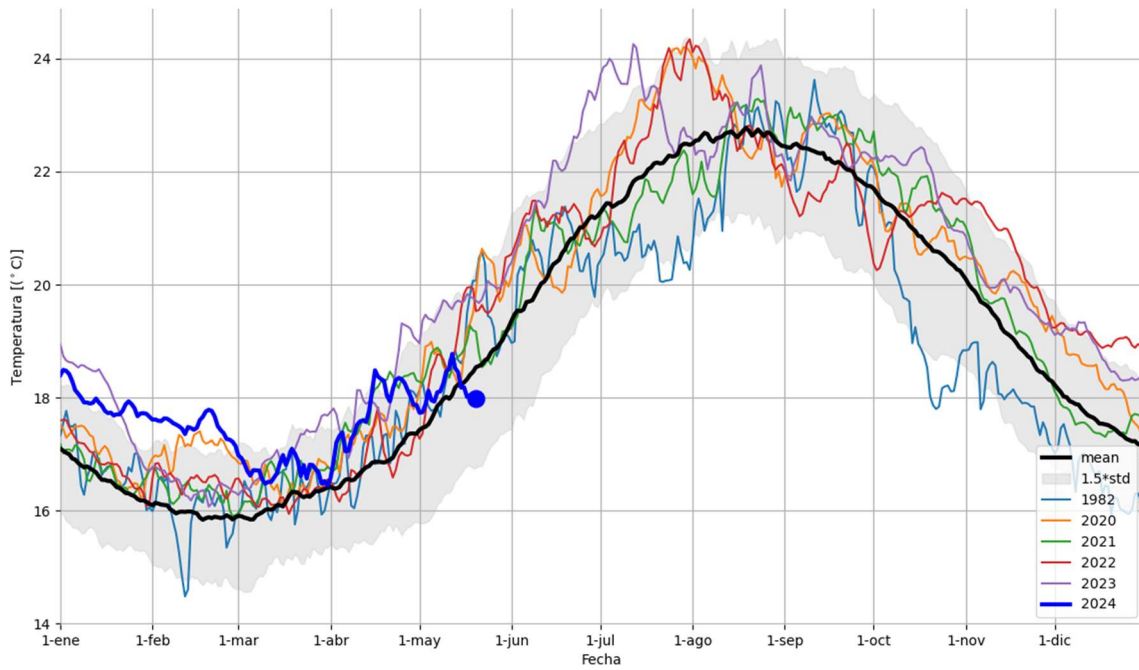


Figura 30: Temperatura superficial en la demarcación sudatlántica [1 de enero 1982 – 20 de mayo de 2024]. 20 de mayo de 2024 17,99°C. Temperatura máxima: 24,83°C el 29 de agosto de 2010. La línea azul oscuro corresponde a la evolución temporal de la temperatura superficial para el año en curso, mientras que las demás líneas corresponden a los 5 años previos. La línea de color oscuro es el promedio en el periodo de referencia, y la franja gris claro corresponde a 1,5 desviaciones estándar.

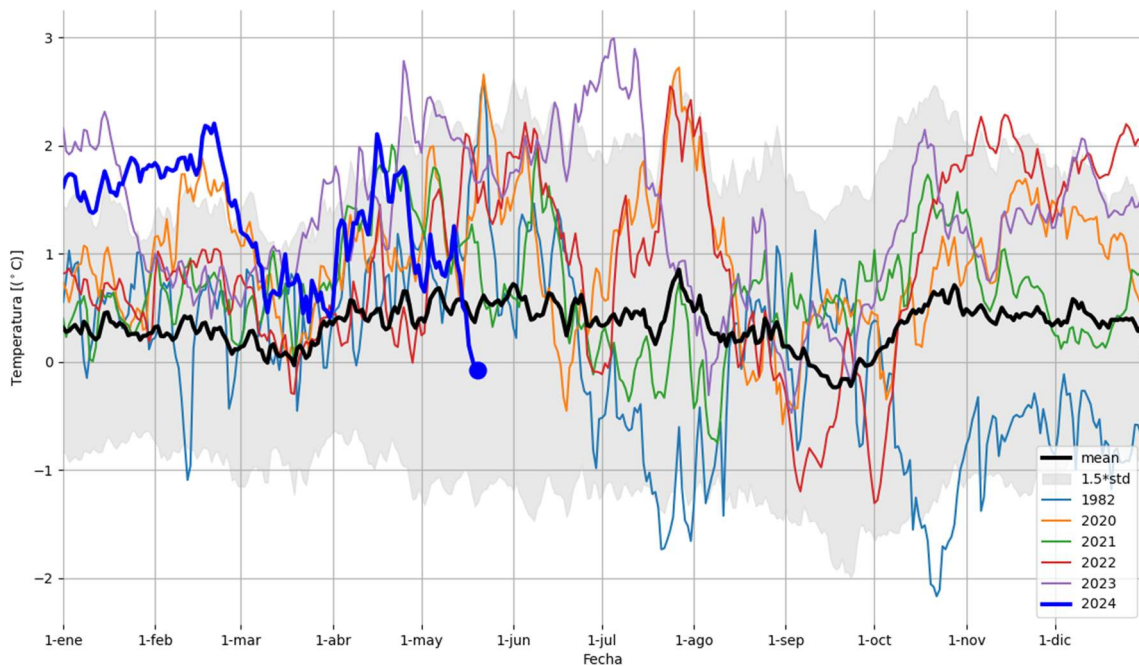


Figura 31: Anomalía de temperatura superficial respecto del periodo 1982-1992 en la demarcación sudatlántica [1 de enero de 1982 – 20 de mayo de 2024]. 20 de mayo 2024 -0,07°C. Temperatura máxima: 2,99°C el 6 de julio de 2023. La línea azul oscuro corresponde a la evolución temporal de la temperatura superficial para el año en curso, mientras que las demás líneas corresponden a los 5 años previos. La línea de color gris oscuro es el promedio en el periodo de referencia, y la franja gris claro corresponde a 1,5 desviaciones estándar.



2.2.2.5. Demarcación del Estrecho y Alborán

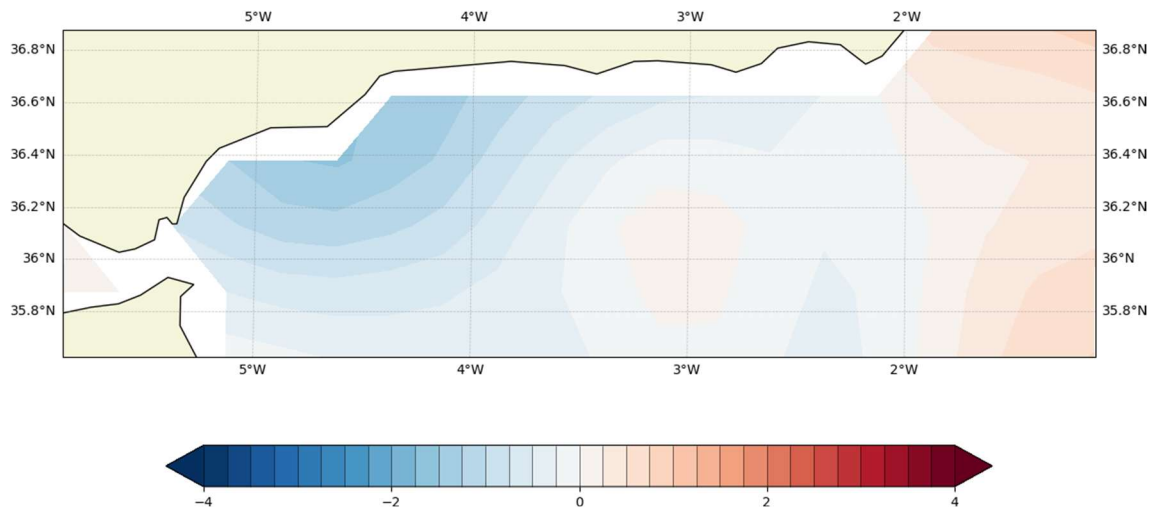


Figura 32: Anomalía de temperatura superficial en la demarcación del Estrecho y Alborán (20 de mayo de 2024).

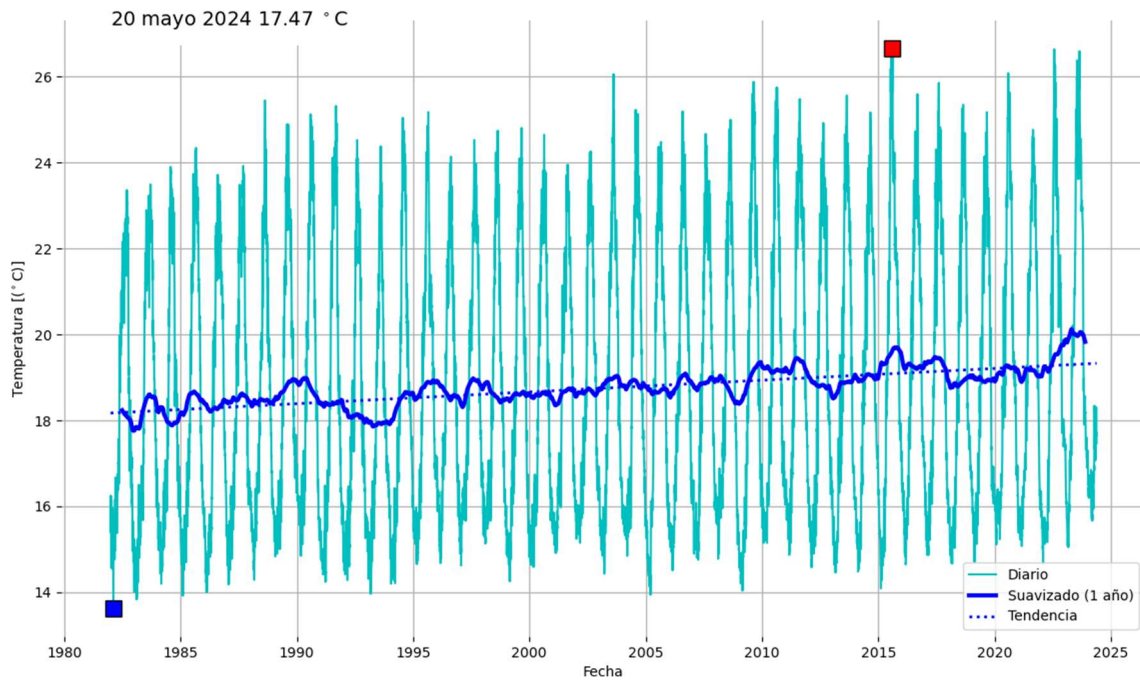


Figura 33: Temperatura superficial promedio en la demarcación del Estrecho y Alborán [1 de enero de 1982 – 20 de mayo de 2024]. Temperatura máxima: 26,65°C el 11 de agosto de 2015 – Temperatura mínima: 13,63°C el 12 de febrero de 1982. 2,07°C desde el 1 de enero de 1982 (Tendencia: 2,73°C/siglo).

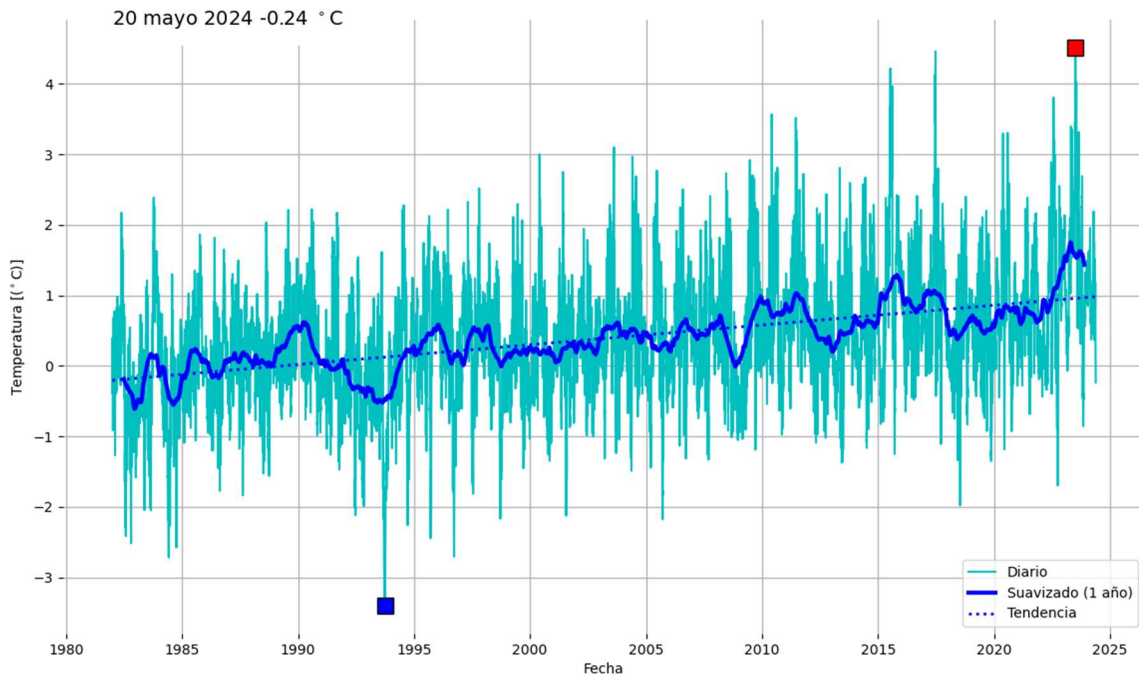


Figura 34: Anomalía de temperatura superficial promedio en la demarcación del Estrecho y Alborán. Anomalía respecto de 1982-1992 [1 de enero de 1982 - 20 de mayo 2024]. Temperatura máxima: 4,51°C el 4 de julio de 2023 - Temperatura mínima: -3,40°C el 2 de octubre de 1993. 0,14°C desde el 1 de enero de 1982 (Tendencia: 2,80°C/siglo).

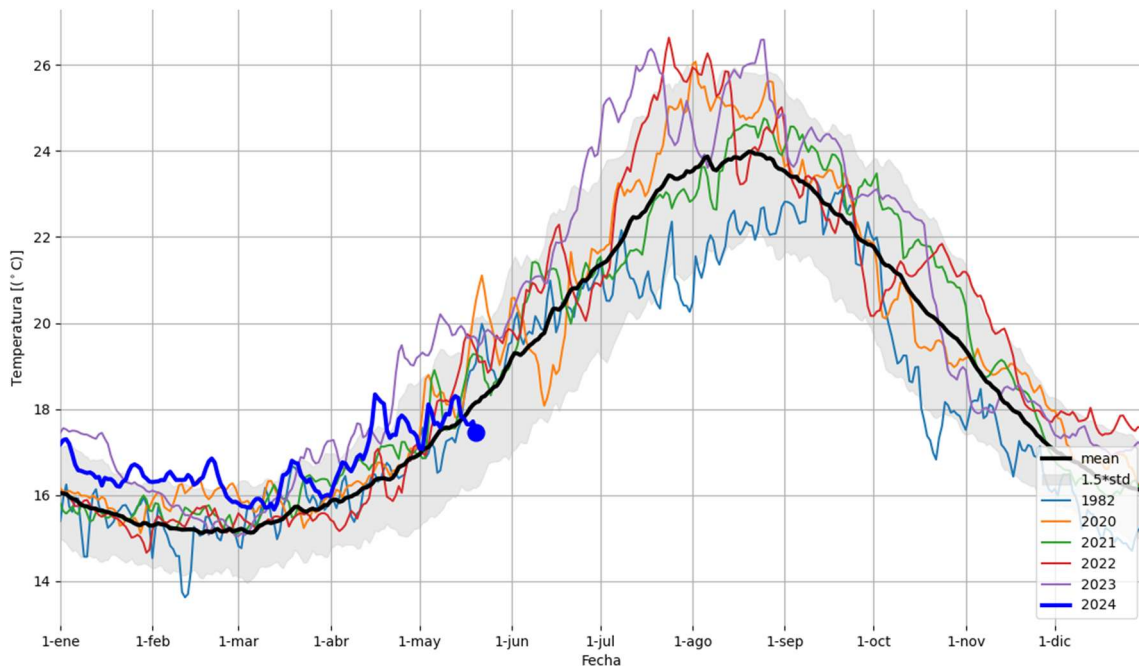


Figura 35: Temperatura superficial en la demarcación del Estrecho y Alborán [1 de enero 1982 - 20 de mayo de 2024]. 20 de mayo de 2024 17,47°C. Temperatura máxima: 26,65°C el 11 de agosto de 2015. La línea azul oscuro corresponde a la evolución temporal de la temperatura superficial para el año en curso, mientras que las demás líneas corresponden a los 5 años previos. La línea de color gris oscuro es el promedio en el periodo de referencia, y la franja gris claro corresponde a 1,5 desviaciones estándar.

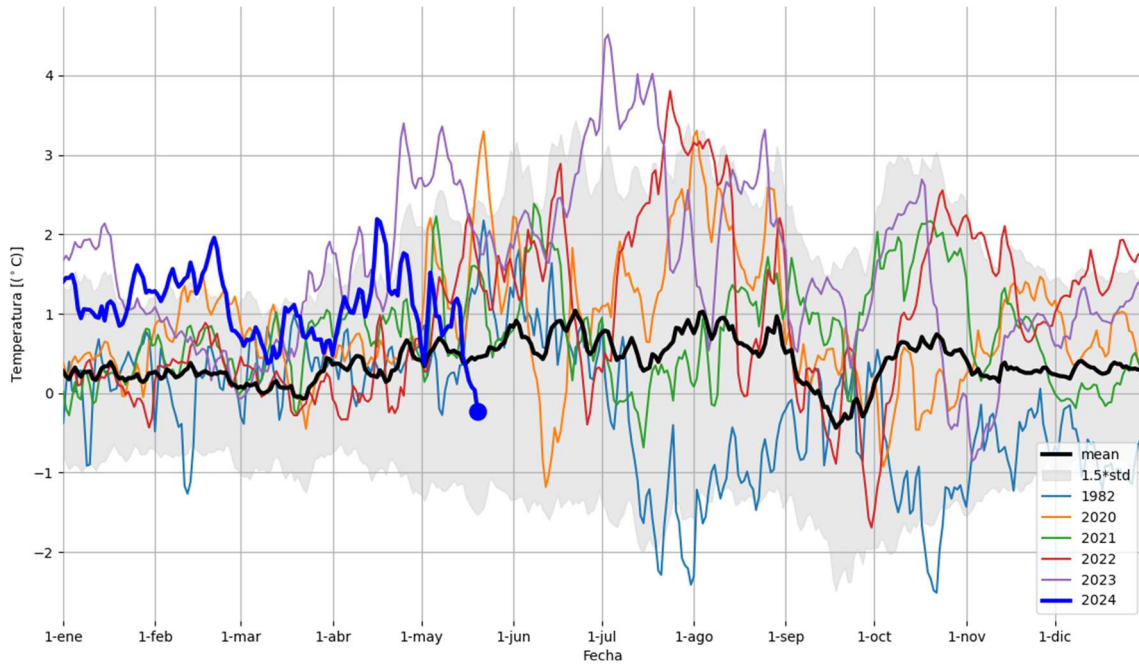


Figura 36: Anomalía de temperatura superficial respecto del periodo 1982-1992 en la demarcación del Estrecho y Alborán [1 de enero de 1982 – 20 de mayo de 2024]. 20 de mayo 2024 -0,24°C. Temperatura máxima: 4,51°C el 4 de julio de 2023. La línea azul oscuro corresponde a la evolución temporal de la temperatura superficial para el año en curso, mientras que las demás líneas corresponden a los 5 años previos. La línea de color gris oscuro es el promedio en el periodo de referencia, y la franja gris claro corresponde a 1,5 desviaciones estándar.

2.2.2.6. Demarcación levantino-balear

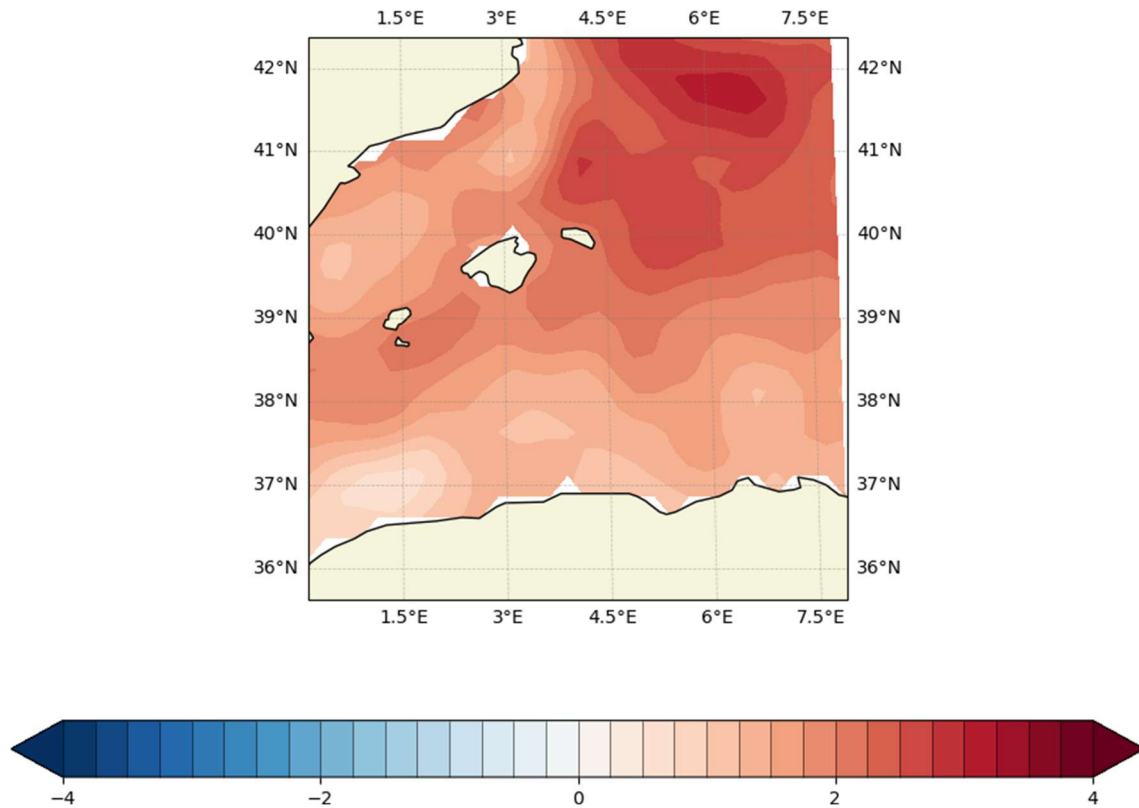


Figura 37: Anomalía de temperatura superficial en la demarcación levantino-balear (20 de mayo de 2024).

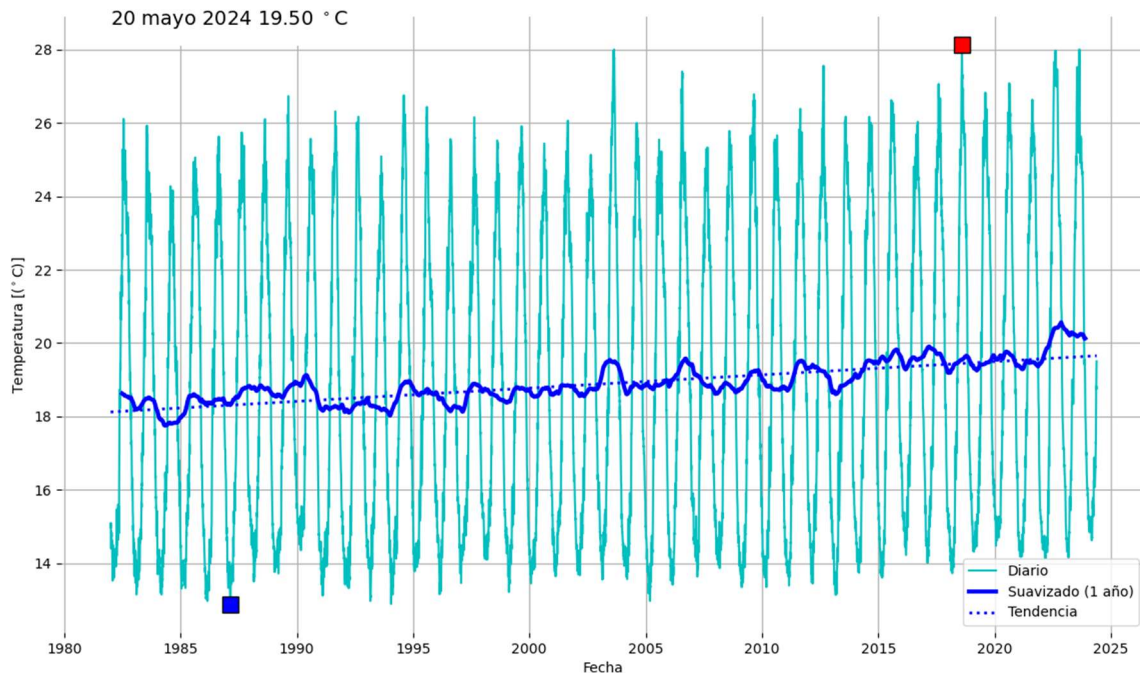


Figura 38: Temperatura superficial promedio en la demarcación levantino-balear [1 de enero de 1982 – 20 de mayo de 2024]. Temperatura máxima: 28,13°C el 6 de agosto de 2018 – Temperatura mínima: 12,88°C el 22 de febrero de 1987. 4,52°C desde el 1 de enero de 1982 (Tendencia: 3,61°C/siglo).

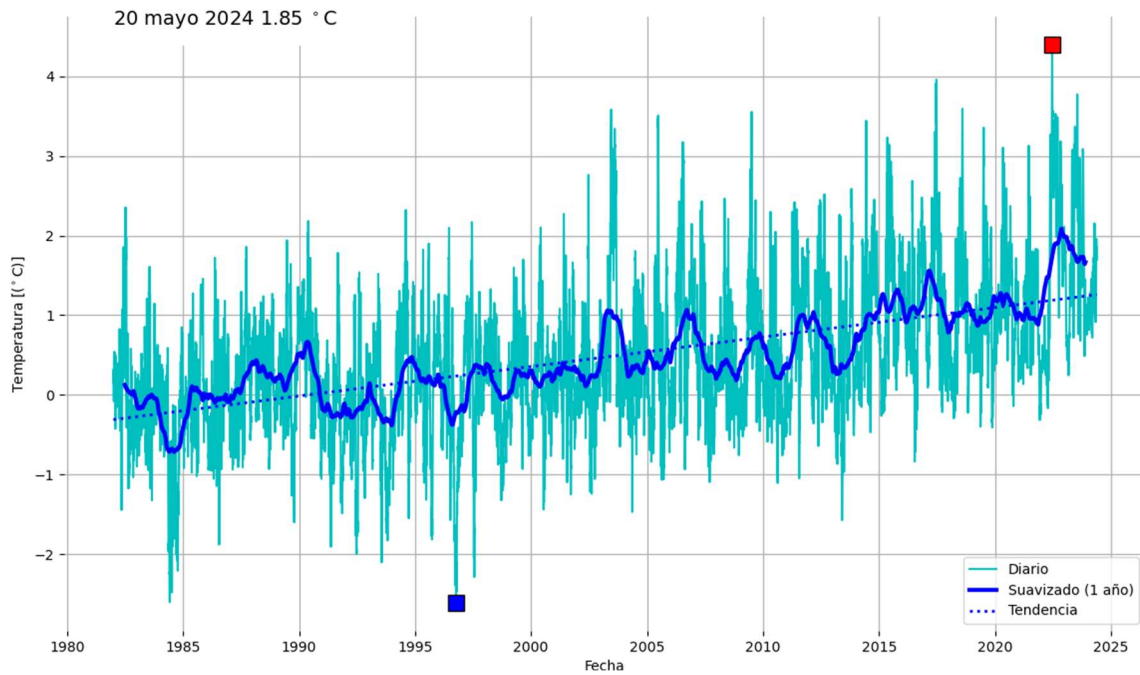


Figura 39: Anomalía de temperatura superficial promedio en la demarcación levantino-balear. Anomalía respecto de 1982-1992 [1 de enero de 1982 – 20 de mayo de 2024]. Temperatura máxima: 4,40°C el 18 de junio de 2022 – Temperatura mínima: -2,61°C el 8 de octubre de 1996. 1,70°C desde el 1 de enero de 1982 (Tendencia: 3,70°C/siglo).

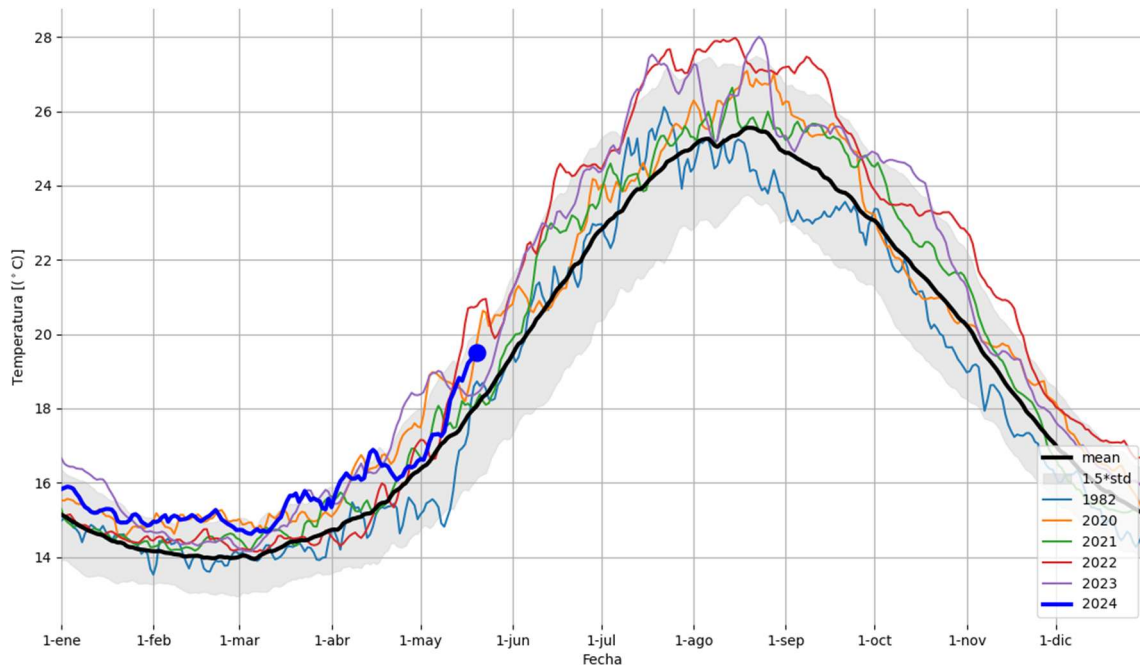


Figura 40: Temperatura superficial en la demarcación levantino-balear [1 de enero 1982 – 20 de mayo de 2024]. 20 de mayo de 2024 19,50°C. Temperatura máxima: 28,13°C el 6 de agosto de 2018. La línea azul oscuro corresponde a la evolución temporal de la temperatura superficial para el año en curso, mientras que las demás líneas corresponden a los 5 años previos. La línea de color negro es el promedio en el periodo de referencia, y la franja gris claro corresponde a 1,5 desviaciones estándar.

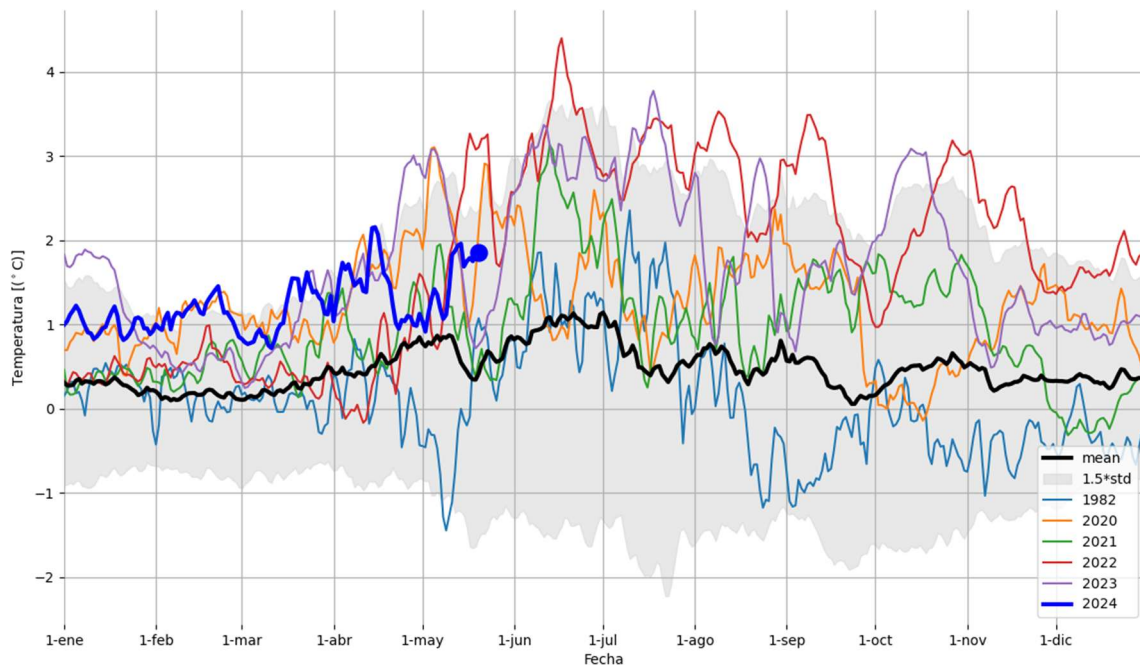


Figura 41: Anomalía de temperatura superficial respecto del periodo 1982-1992 en la demarcación levantino-balear [1 de enero de 1982 – 20 de mayo de 2024]. 20 de mayo 2024 1,85°C. Temperatura máxima: 4,40°C el 18 de junio de 2022. La línea azul oscuro corresponde a la evolución temporal de la temperatura superficial para el año en curso, mientras que las demás líneas corresponden a los 5 años previos. La línea de color negro es el promedio en el periodo de referencia, y la franja gris claro corresponde a 1,5 desviaciones estándar.



2.3. Capa de mezcla y estratificación

La capa superficial del océano presenta una estructura típica formada por la capa de mezcla, la piconclina estacional y la piconclina permanente. Conocer la profundidad de la capa de mezcla (MLD) es clave ya que determina gran variedad de procesos oceanográficos. Es en esta región donde tienen lugar los intercambios turbulentos aire-agua y dónde todos los parámetros presentan mayor homogeneidad. La estratificación representa una medida de la oposición que presenta una columna de agua a ser mezclada, y está determinada por los gradientes de temperatura o densidad por debajo de la capa de mezcla.

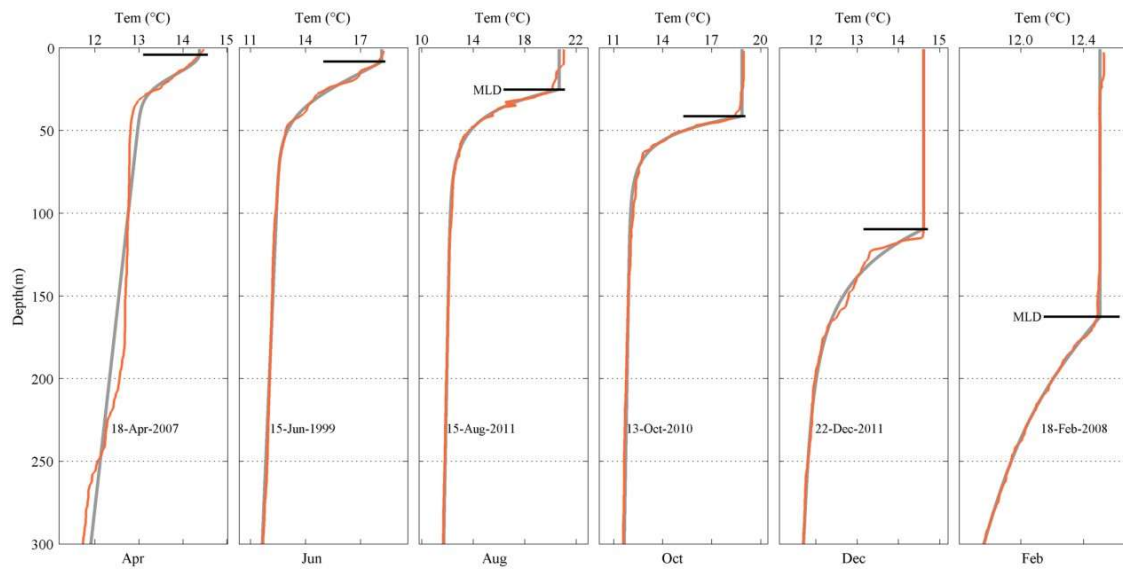


Figura 42: Ejemplo de perfiles de temperatura y su ajuste mediante el algoritmo SHDR (González-Pola et al. 2007), mostrando la estructura vertical de tres capas con una capa homogénea en superficie y su profundidad (Mixed Layer Depth, MLD), la termoclina estacional con un decaimiento exponencial de la temperatura y la piconclina permanente en la que la temperatura decrece linealmente.

Tanto la MLD como la estratificación pueden determinarse a través de distintos índices. En este caso se utiliza un método objetivo que ajusta los perfiles de temperatura o densidad a una forma analítica idealizada que mantiene la región constante de la capa de mezcla, el acusado gradiente de la termoclina/piconclina estacional y la disminución prácticamente lineal de la termoclina/piconclina permanente (González-Pola et al., 2007; <https://github.com/manufrn/SHDR>). Este método fue específicamente desarrollado a partir de una de las series temporales del IEO y ha sido extensamente probado en otras series temporales oceanográficas, así como en boyas Argo. Mientras que para la temperatura superficial la falta de datos desde barcos puede suplirse a partir de los datos de satélite, en el caso de las variables relacionadas con la estructura vertical como la MLD o la estratificación, estas dependen completamente de la disponibilidad de perfiles oceanográficos, ya sea desde barcos o a partir de perfiles de boyas Argo. Debe tenerse en cuenta que la calidad de estos últimos siempre debe ser contrastada frente a los obtenidos desde barcos oceanográficos.

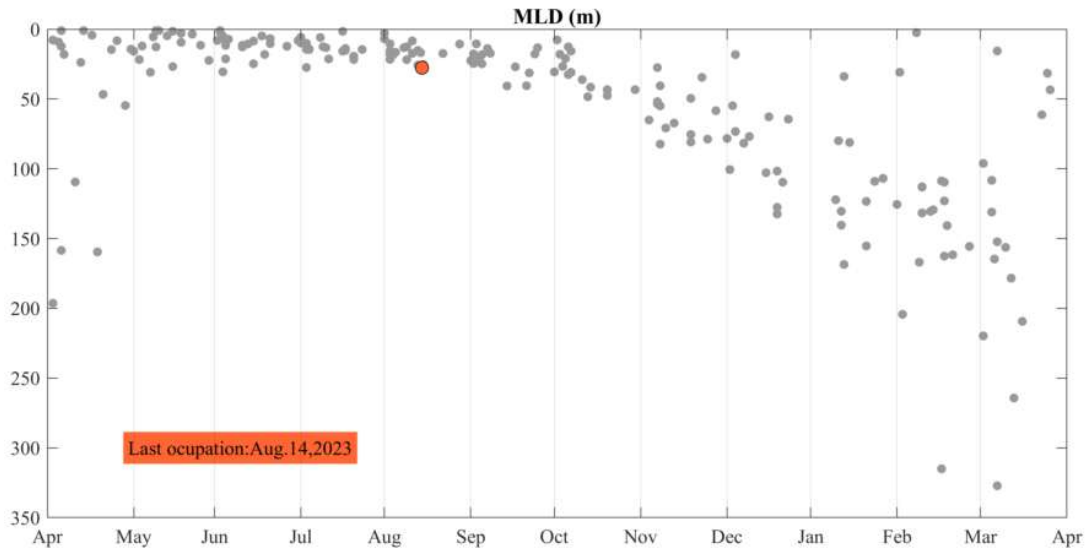


Figura 43: Variabilidad anual de la profundidad de la capa de mezcla (MLD) en la estación 7 del radial de Santander (43.8°N, 3.7833°W) calculada con el algoritmo de ajuste de la estructura superior del océano descrito en González-Pola et al. (2007).

En latitudes medias, como las de las demarcaciones españolas se observa que a comienzo de primavera la MLD está prácticamente en superficie debido a la estratificación incipiente generada por el aumento de temperatura en la superficie del mar, en verano la MLD se mantiene aproximadamente a una profundidad constante profundizando en otoño e invierno por la mezcla generada por las pérdidas de calor del océano a la atmósfera. Se observa también así que la piconclina estacional, como su nombre indica, se crea y se destruye anualmente, generándose a comienzos de primavera y desapareciendo en invierno. Es la piconclina permanente la que a finales de invierno mantiene la estratificación de la columna de agua evitando que las aguas se mezclen desde la superficie hasta el fondo. Este patrón es el típico en las aguas oceánicas de todas las demarcaciones, si bien la profundidad máxima de la capa de mezcla invernal aumenta hacia el norte siendo más alta en la demarcación noratlántica.

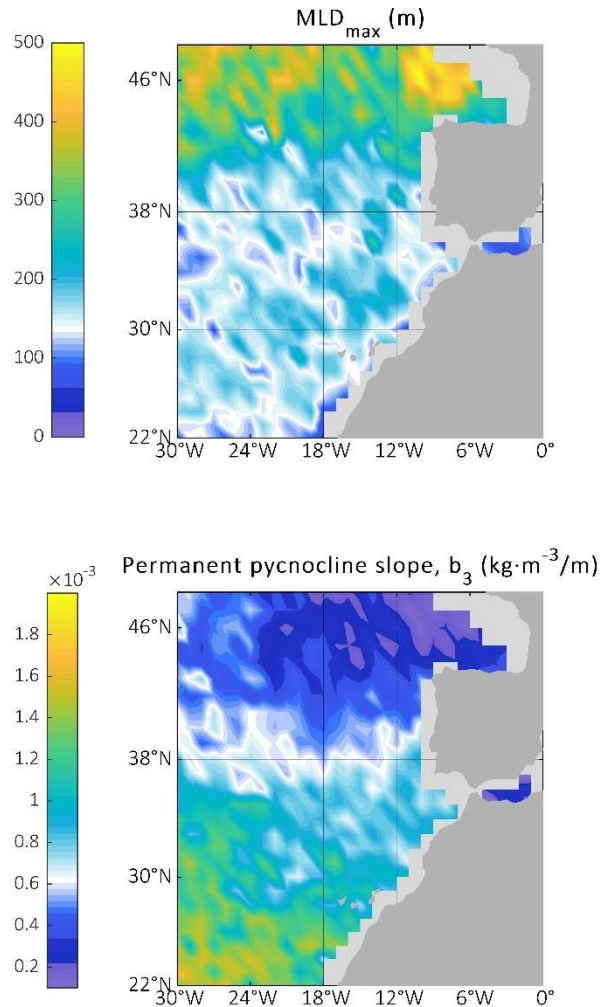


Figura 44: Máxima profundidad invernal climatológica de la MLD e inclinación de la pincocline permanente (b₃) obtenida a partir del análisis de boyas Argo para el periodo 2005-2022.

Las tendencias de MLD o estratificación requieren de series temporales muy largas para que sean significativas, por lo que hasta el momento el registro de boyas Argo –disponible con buena cobertura espacial aproximadamente a partir del año 2005– no ha sido adecuado para ello. El calentamiento de la superficie del océano se asocia comúnmente con un océano más estratificado, menos productivo y menos oxigenado. Tal afirmación se basa principalmente en proyecciones consistentes de una mayor estratificación cerca de la superficie y capas mixtas menos profundas en escenarios de calentamiento global (Capotondi *et al.*, 2012; Cabré *et al.*, 2015). Sin embargo, estudios recientes han demostrado que un aumento generalizado de la estratificación del 1-9 % decada⁻¹ (Yamaguchi & Suga, 2019; Sallée *et al.*, 2021; Li *et al.*, 2020) y una profundización de la capa mixta de varios metros por década (Somavilla *et al.*, 2017; Sallée *et al.*, 2021) han ocurrido en los últimos 60 años. Este hallazgo contradice las expectativas realizadas a través de las proyecciones de los modelos y se reconoce en el último informe del IPCC (Fox-Kemper *et al.*, 2021).

Este patrón se observó por primera vez a partir de series temporales oceanográficas mensuales a largo plazo en el golfo de Vizcaya y se extendió a otras series temporales oceanográficas a largo plazo (Somavilla *et al.*, 2017), observando que, mientras la SST aumenta, la estratificación no está aumentando inequívocamente ni está disminuyendo la profundidad de la capa de mezcla MLD. Por el contrario, en el golfo de Vizcaya, las series temporales permitieron descubrir que mientras se producía un aumento de la temperatura



en superficie, se observaba una profundización de la MLD, con una mayor profundización de las MLD invernales a velocidades superiores a 10 m/década. Al igual que los cambios en la temperatura superficial antes mencionados, esta tendencia persistió hasta mediados de la década de 2010 debido a la ocurrencia de eventos de mezcla excepcionalmente intensos en los años 2005, 2006, 2009 y 2010 que alcanzaron los 350 m mientras que el valor climatológico en aguas oceánicas del golfo de Vizcaya ronda los 200 m (Somavilla *et al.*, 2017; Charria *et al.*, 2017; Valencia *et al.*, 2019; Costoya *et al.*, 2014; Chust *et al.*, 2022). Desde 2010, únicamente en 2018 se ha producido un episodio de mezcla anormalmente profundo, lo que hace que las tendencias de profundización parezcan haberse detenido hasta ahora (Valencia *et al.*, 2019; Chust *et al.*, 2022). La menor frecuencia de muestreo de estas series desde el año 2020 no permite que la evolución a largo plazo y tendencias de la MLD y estratificación –que tan cruciales han resultado– puedan ser adecuadamente resueltas.



2.4. Otros productos CMEMS

Se incluyen algunas figuras que muestran lo expuesto en secciones anteriores, esto es, que lejos de la superficie donde puede confiarse en las observaciones de satélite para las medidas de temperatura y clorofila que son asimiladas para la creación de productos, la escasez de datos oceanográficos hace que sea necesario contrastar siempre cualquier estimación que pueda ser obtenida de un producto (MLD, estratificación, temperatura y salinidad en profundidad, variables biogeoquímicas) y pretenda ser usada para otros cálculos de indicadores con una serie temporal oceanográfica que permita determinar la calidad e incertidumbre de la variabilidad, tendencias, etc. incluidas en dicho producto.

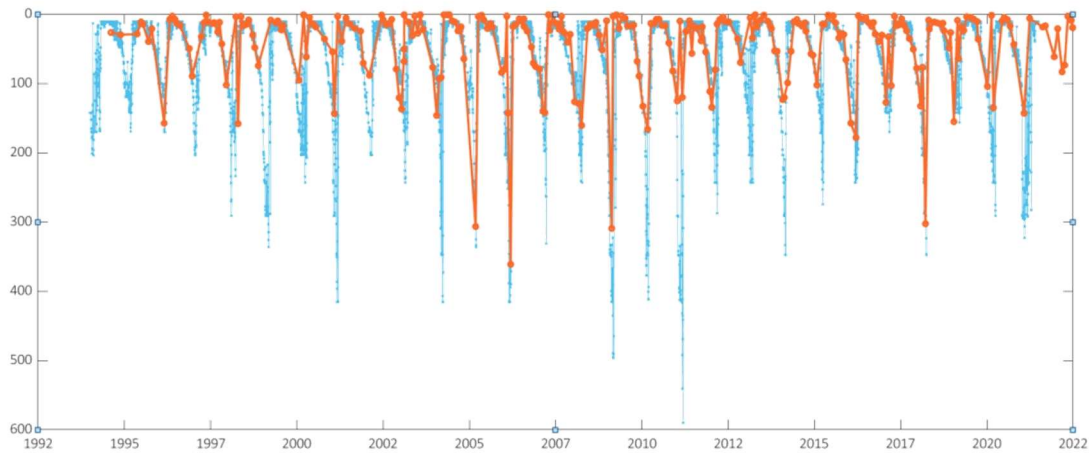


Figura 45: Comparación de MLD obtenida de la serie temporal de la estación 7 en Santander (naranja) con las series obtenida de CMEMS (producto Copernicus, línea azul) donde se observa la sobreestimación de las capas de mezcla invernales por el producto.

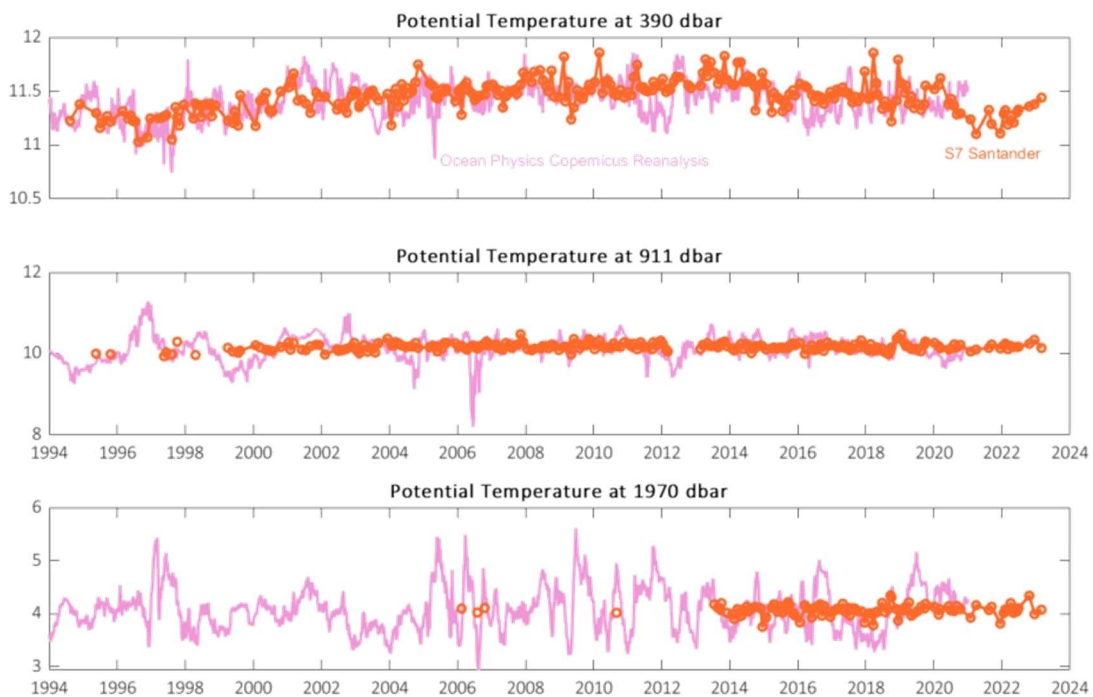


Figura 46: Comparación de temperatura a distintos niveles obtenida de la serie temporal de la estación 7 en Santander (naranja) con las series obtenidas de CMEMS (producto Copernicus) donde se observa el aumento de la discrepancia entre ambos a medida que se comparan niveles más profundos.

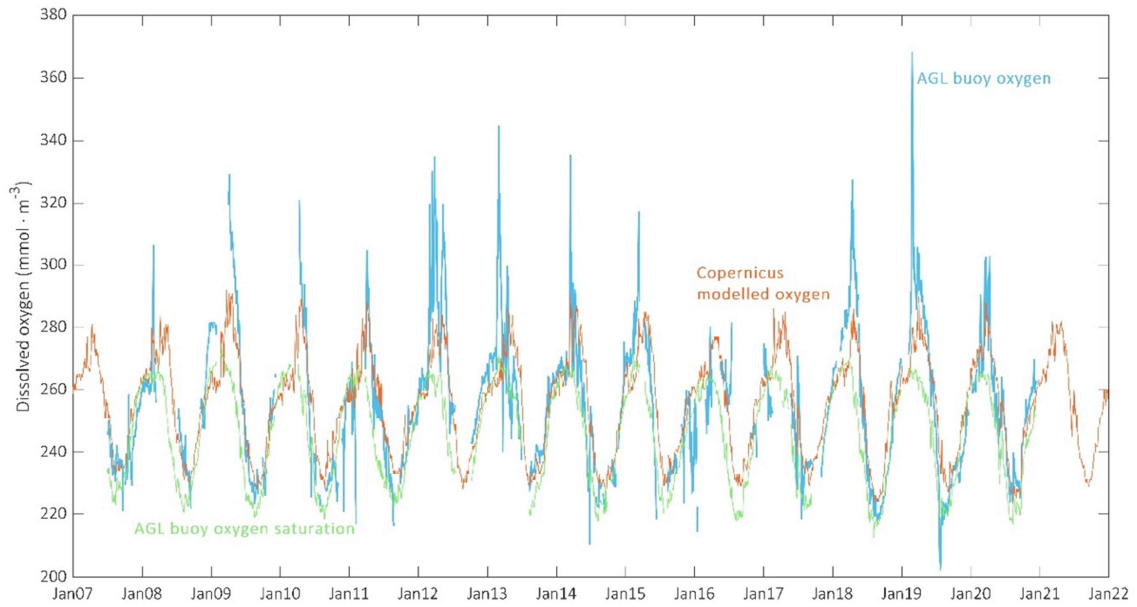


Figura 47: Comparación del oxígeno obtenido de la serie temporal de la boya AGL (azul) medido a 3 metros de profundidad con las series obtenidas de CMEMS (producto Copernicus, línea naranja) donde se observa que la serie de CMEMS aproximadamente coincide con la curva de saturación de oxígeno que viene determinada por la temperatura –variable conocida en gran medida por la disponibilidad de datos de temperatura superficial de satélite– y el bloom de primavera de fitoplancton –conocida por la disponibilidad de datos de clorofila superficial derivados de satélite–.

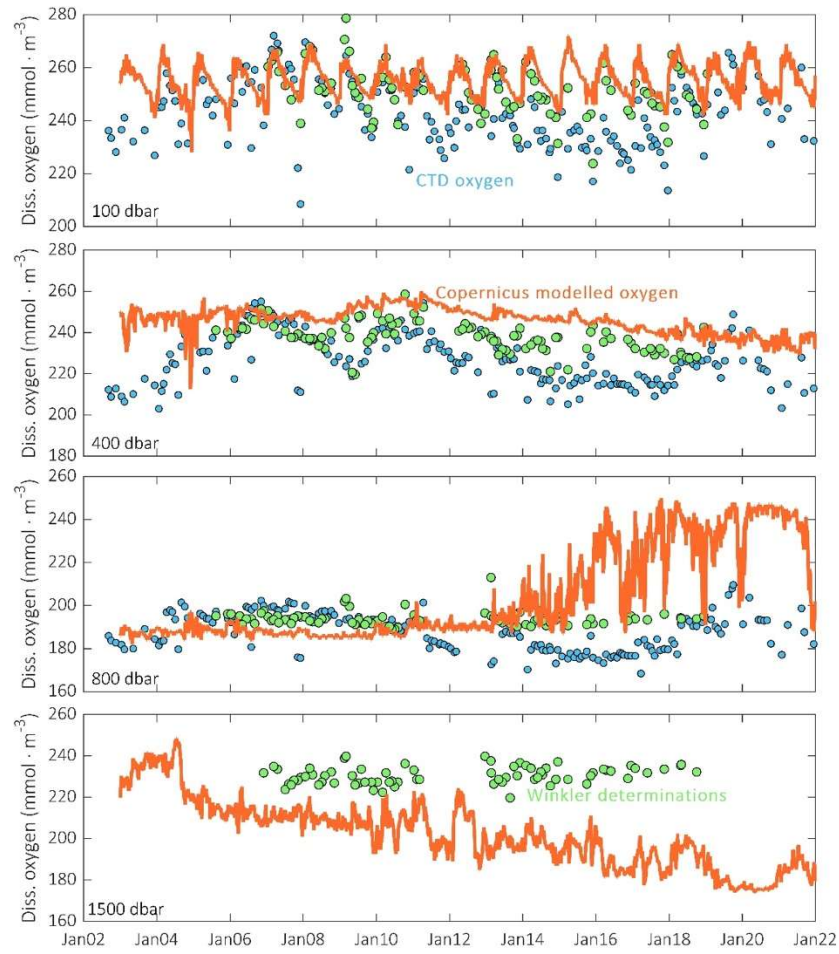


Figura 48: Como para la temperatura, la comparación de las series de la estación 7 con dicho producto CMEMS a distintos niveles de profundidad pone de manifiesto el aumento de la discrepancia entre ambos a medida que se comparan niveles más profundos. Puesto que no son ya correctos los datos de temperatura, MLD, ... estas discrepancias afectan en mucha mayor medida a las series de variables biogeoquímicas como el oxígeno.



2.5. Seguimiento de Áreas Marinas Protegidas

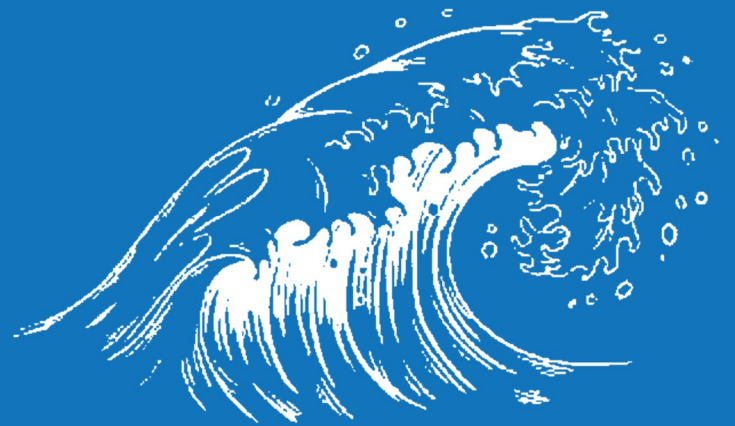
Las Áreas Marinas Protegidas (AMP) se definen como espacios naturales designados para la protección de ecosistemas, comunidades o elementos biológicos o geológicos del medio marino, que, en razón de su rareza, fragilidad, importancia o singularidad, merecen una protección especial. La efectividad de las AMPs depende de una adecuada monitorización que permita evaluar su estado de conservación, identificar posibles amenazas y tomar medidas correctivas.

En este contexto, geólogos, físicos y biólogos han cooperado en el estudio de ecosistemas bentónicos singulares en todas las demarcaciones españolas a través de los proyectos INDEMARES e INTEMARES, dando lugar a una red de AMPs acorde a los requerimientos que pide la Unión Europea. Como parte de estas colaboraciones se han utilizado como muestreadores *landers* oceanográficos. Un *lander* se puede definir como cualquier estructura diseñada para permanecer fondeada en el fondo marino durante un tiempo determinado, llevando instalados una serie de sensores. La forma de operación o maniobras del *lander*, los sensores con los que vayan instrumentados o el tiempo que permanezcan fondeados pueden variar en función del diseño del propio *lander* y de los objetivos de estudio.

A partir de una serie de proyectos del Programa Pleamar (Fundación Biodiversidad) se viene desarrollando en el IEO desde 2020 la tecnología LanderPick (González-Pola *et al.*, 2021), que permite realizar fondeos y recogidas de *landers* que no tengan elementos propios de recuperación, sino que vayan dotados de una malla de recaptura. Esto ha permitido abaratar el coste unitario del fondeo de *landers* facilitando el despliegue de flotillas en varias AMP/ZEC (Zonas de Especial Protección). Mediante estos *landers* ha sido posible hacer experimentos dirigidos a aspectos concretos de la dinámica de estos lugares de topografía abrupta y también recoger información ambiental de forma sistemática. La configuración más básica de los *landers* utilizados incluye un correntómetro de tipo inclinómetro y un termómetro de alta resolución, pero otros más equipados llevan CTDs, perfiladores de corrientes (ADCPs), hidrófonos o sensores de pH.

Un objetivo identificado desde el inicio es implementar “*landers* centinela” en las AMPs, facilitando así una monitorización continua. Esto supone un gran avance en las capacidades actuales de gestión de las Áreas Marinas Protegidas profundas, cuyo plan de seguimiento se plantea en base a campañas bianuales de forma que en el tiempo que transcurre entre campañas no se tiene ningún tipo de información de la zona. Esto hace complicado averiguar si existe algún fenómeno que pueda ser relevante o esté afectando a la salud de los hábitats.

El despliegue sistemático de *landers* en las AMPs ha buscado sinergias con el programa de seguimiento de condiciones imperantes de las estrategias marinas, de tal forma que se comparte equipamiento, se busca respaldo entre campañas, pudiendo así acceder puntualmente a los *landers* de ciertas AMPs incluso fuera de las campañas dedicadas, y los resultados obtenidos sirven a su vez para el seguimiento de las condiciones ambientales en las diferentes demarcaciones. En este momento se dispone de *landers* centinela en la ZEC del banco de El Cachucho (demarcación noratlántica), el LIC de Volcanes de Fango (demarcación sudatlántica) y la ZEC de los Escarpes de Mazarrón (demarcación Levantino-Balear). Este mismo otoño está previsto desplegar *landers* en la demarcación canaria. Los resultados de estos sistemas de monitorización se presentan en los informes de seguimiento de las MPAs y/o en las secciones correspondientes de este documento.



VARIACION DEL NIVEL DEL MAR Y
TENDENCIAS



3. Variación del nivel del mar y tendencias

3.1. Antecedentes

El nivel del mar varía continuamente por el efecto de las mareas, variaciones de la presión atmosférica, el viento, movimientos tectónicos, la circulación oceánica o el deshielo de casquetes polares, entre otras contribuciones (Dangendorf *et al.*, 2017; Vargas-Yáñez *et al.*, 2021). Uno de los efectos del aumento de la temperatura media global y del cambio climático es la subida del nivel medio del mar, debido tanto al deshielo de las masas de hielo de los polos y de los glaciares a altas latitudes, como al efecto de la expansión térmica.

En el siglo pasado, la mayor contribución al aumento del nivel del mar fue la expansión térmica (50 % de contribución), seguida del deshielo de glaciares (42 % de contribución) y de las grandes masas de hielo de Groenlandia y la Antártida (Fox-Kemper *et al.*, 2021). Sin embargo, el aumento de la temperatura media global sostenido por efectos antropogénicos hace esperar que la última de las contribuciones mencionadas tenga cada vez mayor peso y un efecto de retroalimentación del proceso. Este aumento del nivel medio del mar puede tener consecuencias catastróficas, pues al penetrar en zonas cada vez más alejadas de costa, provoca erosión, inundación de humedales, contaminación de suelos y acuíferos, pérdida de hábitats y biodiversidad animal y vegetal, y la inundación de islas de poca altitud. Además, los efectos de las tormentas de gran intensidad se ven amplificados por la subida del nivel del mar, causando el desplazamiento de millones de personas y mayor destrucción de la que estos fenómenos ya causan de por sí.

Las medidas del nivel del mar poseen un amplio rango de aplicaciones, ya sean a nivel científico, comercial o práctico, como por ejemplo la determinación del nivel de referencia en cartografía náutica y terrestre, el soporte en la navegación marítima, obras públicas o la realización de trabajos de ingeniería y gestión costera (García *et al.*, 2012). En la actualidad, estas medidas se realizan mediante mareógrafos y altimetría por satélite. El primero de los métodos mide cambios relativos en el nivel del mar entre un punto o nivel de referencia y el nivel del mar en ese momento, para lo que se necesita un punto fijo al que referenciar todas las medidas. Como el nivel de referencia es variable y depende de cada mareógrafo, el nivel del mar tendrá distintos valores en función de la zona de estudio. Para poder comparar las medidas de distintos mareógrafos, y realizar estudios de ámbito no local, hay que referenciar cada medida del nivel del mar a un sistema de referencia oficial, conectando para ello la red de nivelación local del mareógrafo a la red nacional de nivelación (Pons, 2009). Por su parte, la altimetría por satélite proporciona un valor para el nivel medio del mar único para todo el globo, que se obtiene a partir del promedio de los valores de altura de la superficie del mar sobre el elipsoide terrestre una vez corregidos los efectos físicos e instrumentales.

La variación del nivel del mar se puede descomponer en una componente debida a cambios en la circulación y la distribución de masa oceánica, efectos gravitacionales y por cambios en el volumen de hielo y agua terrestres, una componente estérica por cambios de densidad en la columna de agua a nivel regional, y una componente asociada al ajuste isostático post-glacial (GIA por sus siglas en inglés, Peltier, 1998) relacionado con la respuesta topográfica de largo periodo de la última deglaciación (Cha *et al.*, 2023). A su vez, la componente estérica se puede descomponer en una componente termostérica y en otra halostérica. A nivel regional, la segunda de las componentes descritas tiene una gran dependencia de la salinidad, así como de forzamientos mecánicos derivados de la presión atmosférica y el viento (Jordà *et al.*, 2013).



En los últimos años, el creciente interés por las medidas del nivel del mar ha llevado a la realización de numerosos estudios para estimar su variación en distintos periodos. Los resultados difieren en función de la fuente de los datos utilizados, la metodología, el procesado de los datos y el periodo considerado, pero todos coinciden en el incremento gradual del nivel medio del mar. A nivel global, el incremento del nivel del mar ha sido de $1,7 \pm 0,3$ mm/año durante el siglo XX (Church *et al.*, 2006) y $3,1 \pm 0,4$ mm/año para el periodo 1993-2008 (Freedman *et al.*, 2015). Por otra parte, la reconstrucción llevada a cabo por Jevrejeva *et al.* (2008) muestra un aumento del nivel medio del mar de 28 cm para el periodo 1700-2000, mientras que la estimación para el intervalo temporal 1990-2090 establece un aumento del nivel medio del mar en 34 cm.

Con el objetivo de evaluar el conocimiento sobre el cambio climático y proporcionar información científica rigurosa y equilibrada a las autoridades encargadas de la toma de decisiones, en 1988 se creó el Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC) a iniciativa del Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (PNUMA) y la Organización Meteorológica Mundial (OMM). Su finalidad es ofrecer una visión clara del estado actual de los conocimientos del cambio climático, así como sus repercusiones medioambientales y socioeconómicas. El último Informe de Evaluación (2021) establece que, a nivel global, el nivel medio del mar se ha incrementado 0,2 m en el intervalo temporal 1901-2018, con una tendencia de 1,3 mm/año para el periodo 1901-1971, tendencia que aumenta a 1,9 mm/año en el intervalo 1971-2006 y hasta los 3,7 mm/año en el periodo 2006-2018.

Los informes del IPCC incluyen distintos escenarios que describen las causas y consecuencias de diferentes aumentos de temperatura. Considerando el escenario más optimista del último Informe de Evaluación, que supone un incremento de la temperatura media global de $1,4^{\circ}\text{C}$ hasta el año 2100 respecto al periodo 1850-1900, la subida del nivel medio del mar para ese año se estima en 0,5 m respecto a 1900. Por el contrario, el más pesimista, que supone un aumento en la temperatura media global alrededor de los $4,5^{\circ}\text{C}$ hasta el año 2100 respecto al periodo 1850-1900, estima el incremento del nivel medio del mar para ese año en casi 1,0 m respecto a 1900. Tomando este segundo escenario y extendiendo la estimación hasta el año 2300, la subida del nivel medio del mar podría ser de entre 2 y 7 m respecto al año 1900 (IPCC, 2021).

En España, las instituciones que mantienen sus propias redes de mareógrafos, tanto para sus propios fines, como para contribuir a estudios científicos son el Instituto Español de Oceanografía (IEO, 11 mareógrafos), Puertos del Estado (PdE, 50 mareógrafos), el Instituto Geográfico Nacional (IGN, 10 mareógrafos), el Sistema de Observación Costero de las Islas Baleares (SOCIB, 5 mareógrafos), el Instituto Hidrográfico de la Marina (IHM, 2 mareógrafos) y la estación océano-meteorológica de L'Estartit (Meteolestartit, 1 mareógrafo). Estas redes han permitido la realización de estudios para determinar las variaciones a largo plazo del nivel del mar en las costas españolas y de los factores que contribuyen a ello a escala local y regional en distintos periodos.

Recientemente, Vargas-Yáñez *et al.* (2023) analizaron series temporales del nivel del mar registradas por 17 mareógrafos que se pueden agrupar en tres áreas: las costas norte y oeste de la península ibérica, las de las islas Canarias y las del sur y este de la península ibérica y las islas Baleares. Este análisis se realizó para los periodos 1948-2019 y 1993-2019. Para este último, los resultados se compararon con los proporcionados por la altimetría satelital. Para el periodo 1948-2019, la tendencia en la subida del nivel medio del mar en las costas



norte y oeste de la península ibérica, las de las islas Canarias y las del Mediterráneo (incluyendo las islas Baleares) y del sur de la península ibérica han sido respectivamente $2,05 \pm 0,21$ mm/año, $1,09 \pm 0,14$ mm/año y $1,35 \pm 0,18$ mm/año. Promediando todas las zonas, la subida del nivel del mar en este intervalo temporal ha sido de $1,58 \pm 0,19$ mm/año. Atendiendo al periodo 1993-2019, se estimó una subida del nivel medio del mar de $2,8 \pm 0,5$ mm/año a partir de los datos de mareógrafos y de $2,5 \pm 0,7$ mediante la altimetría, con unas contribuciones de la presión atmosférica, del viento y de las componentes termostérica y halostérica que no fueron significativas. Comparando este resultado con el obtenido para el periodo 1948-2019, se concluyó que la subida del nivel del mar se está acelerando de forma clara, de tal forma que la amplificación de los años más recientes compensa la menor tasa de subida de años atrás.

En un estudio anterior, Vargas-Yáñez *et al.* (2021) realizaron un procedimiento similar centrándose en las costas españolas del mar Mediterráneo y el golfo de Cádiz, pero considerando el intervalo temporal comprendido entre 1940-2018 y el período 1990-2018. En este estudio no calcularon valores medios del aumento del nivel del mar por demarcaciones, pero obtuvieron resultados que oscilaron entre $0,68 \pm 0,15$ y $1,22 \pm 0,19$ mm/año para el periodo comprendido entre 1940-2018 y entre $1,5 \pm 0,5$ y $4,6 \pm 0,6$ mm/año para el periodo 1990-2018. En el caso de Cádiz también analizaron el periodo 1880-2018 y obtuvieron un incremento de $1,28 \pm 0,08$ mm/año. Además, observaron que los niveles máximos del nivel del mar se dan en octubre y noviembre coincidiendo con los niveles máximos de la componente estérica, lo que refleja el ciclo estacional de intercambio de calor entre la atmósfera y el mar.

En el norte de España, García *et al.* (2012) consideraron los periodos 1943-2010 y 1998-2008, y calcularon la media mensual del nivel del mar y la tendencia lineal en dichos intervalos temporales a partir de los datos disponibles en la Red Mareográfica del IEO¹. Las tendencias de la subida del nivel del mar obtenidas fueron de $2,38$ mm/año, $2,45$ mm/año y $2,65$ mm/año para el periodo 1943-2010 y de $3,25$ mm/año, $2,79$ mm/año y $3,95$ mm/año para el periodo 1998-2008 en Santander, A Coruña y Vigo respectivamente.

Todos los resultados obtenidos en estos estudios son mucho mayores que la tendencia calculada por el último informe del IPCC anteriormente mencionado, que establece una subida promedio del nivel del mar de $1,3$ mm/año para el periodo 1901-1971, tendencia que aumenta a $1,9$ mm/año en el periodo 1971-2006 y hasta los $3,7$ mm/año en el periodo 2006-2018. Estos valores son una media a nivel global, mientras que cada región se ve afectada de forma diferente por las contribuciones mencionadas, como factores meteorológicos, variabilidad zonal del calentamiento oceánico o la diferente orientación de la costa frente al impacto del viento. En nuestras costas es difícil predecir cuantitativamente la respuesta general del nivel del mar a las variaciones del viento, aunque los distintos estudios realizados permiten concluir que vientos del oeste (positivos) y del norte (negativos) producen una disminución del nivel del mar en las costas del sur y atlánticas, mientras que, en las costas del norte, los vientos del oeste son causantes de un aumento del nivel del mar.

¹http://indamar.ieo.es/mareas/formulario_datos.htm (último acceso el 20/03/2024)



3.2. Demarcación canaria

3.2.1. Estaciones mareográficas

Los mareógrafos actualmente activos en la demarcación canaria se muestran en la Figura 49, mientras que la

Tabla 1 recoge la autoridad competente de cada uno de ellos, la localización, el año de inicio de las medidas, así como los códigos en la *web* del PSMSL en aquellos casos en el que tienen uno asignado. En algunas de las ubicaciones hay varios mareógrafos pertenecientes a distintas instituciones.

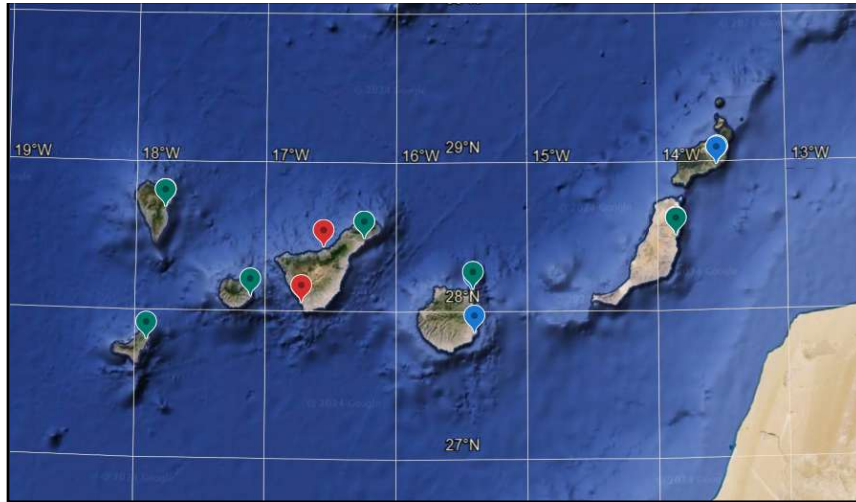


Figura 49: Localización de los mareógrafos de la demarcación canaria. En esta demarcación hay 4 mareógrafos pertenecientes al IEO, 7 a PdE y 4 al IGN. El color azul hace referencia a los mareógrafos del IEO, el rojo a los del IGN y el verde a los de PdE.

Tabla 1: Listado de los mareógrafos activos en la demarcación canaria. La columna 1 indica la autoridad competente del mareógrafo, la columna 2 el nombre del mareógrafo dado por cada autoridad, las columnas 3 y 4 la localización, la columna 5 el ID asignado por el PSMSL y la columna 6 el año de inicio de las medidas

Autoridad responsable	Mareógrafo	Latitud	Longitud	Id psmssl	Inicio de medidas
IEO	Puerto de la Luz	28° 08.180' N	15° 25.541' O	565	1949
IEO	Arrecife	28° 57.950' N	13° 32.272' O	593	1949
IEO	Santa Cruz de la Palma	28° 40.783' N	17° 45.983' O	568	1997
IEO	Arinaga	28° 50.817' N	15° 24.080' O	-	2020
IGN	Puerto del Rosario	28° 29.932' N	13° 51.596' O	-	2018
IGN	Santa Cruz de Tenerife	28° 28.633' N	16° 14.467' O	-	1992
IGN	Puerto de la Cruz	28° 25.095' N	16° 33.047' O	-	2008
IGN	Arona	28° 02.830' N	16° 43.111' O	-	2009
PdE	Las Palmas 2	28° 08.434' N	15° 24.709' O	1802	1992
PdE	El Hierro 2	27° 47.047' N	17° 54.097' O	2051	2004
PdE	La Gomera	28° 05.266' N	17° 06.499' O	2065	2006
PdE	La Palma	28° 40.668' N	17° 46.077' O	2064	2006
PdE	Fuerteventura 2	28° 29.551' N	13° 51.493' O	2048	2004
PdE	Lanzarote-Arrecife	28° 58.313' N	13° 31.804' O	2066	2008
PdE	Tenerife 2	28° 28.633' N	16° 14.467' O	1803	1992



3.2.2. Mareas

En las mareas influyen unos factores fijos, como la topografía del fondo y la configuración de la costa, y otros variables, como son ciertos fenómenos meteorológicos. Así, los cambios de presión atmosférica provocan variaciones del nivel del mar registrado. Igualmente, el viento que sopla desde el mar con cierta intensidad y constancia, al acumular agua junto al mareógrafo, incrementa el nivel del mar registrado en ese momento, y lo disminuye si sopla en sentido opuesto. Por esa razón, los vientos alisios, que soplan del noreste al suroeste, favorecen fenómenos de apilamiento en las costas septentrionales de las islas Canarias. Por otra parte, la distribución de los continentes afecta a la propagación de la onda de marea, de tal forma que, en el Atlántico, la onda formada en el océano Austral se desplaza hacia el norte, alcanzando las islas Canarias y las costas noratlánticas.

Las horas y alturas astronómicas de las pleamares y bajamares de todos los días del año, para diferentes puertos del archipiélago canario, vienen dadas en el *Anuario de Mareas*, publicado por el Instituto Hidrográfico de la Marina Española y pueden consultarse en la *web*². En estos anuarios figura el puerto de la Luz (Las Palmas de Gran Canaria) como puerto patrón o puerto base, a partir de cuyos datos se determinan los correspondientes a diferentes puertos del área de Canarias. Las mencionadas alturas están referidas al cero hidrográfico o nivel de la mayor bajamar teórica.

El carácter astronómico de la marea se puede representar como la suma de varias ondas con diferentes amplitudes y periodos de tiempo. Esto es lo que se conoce como constituyentes armónicos de la marea. Uno de los constituyentes principales, es el armónico M2, de carácter semidiurno debido a la Luna. El intervalo lunitidal también caracteriza las mareas, y se define como la diferencia horaria entre el tránsito de la Luna sobre el meridiano local y la bajamar. Por otra parte, se conoce como carrera de marea la diferencia vertical entre la pleamar y la bajamar.

Tabla 2: Amplitud y fase del armónico M2 y carreras máxima, media y mínima de las mareas registradas en los mareógrafos actualmente activos de PdE en la demarcación canaria. Los valores han sido obtenidos de los informes climáticos accesibles en la web de PdE.

Autoridad responsable	Mareógrafo	Amplitud M2(cm)	Fase M2(°)	Carrera máxima (cm)	Carrera media (cm)	Carrera mínima (cm)
PdE	Las Palmas 2	76	28	297	163	39
PdE	El Hierro 2	59	21	239	127	24
PdE	La Gomera	58	24	233	125	31
PdE	La Palma	65	30	254	139	38
PdE	Fuerteventura 2	81	33	313	172	37
PdE	Lanzarote-Arrecife	84	35	324	181	51
PdE	Tenerife 2	71	29	280	152	37

En las islas Canarias, las mareas son semidiurnas, lo que implica que cada día lunar (24 horas y 50 minutos) se producen dos pleamares y dos bajamares, siendo aproximadamente iguales las distancias verticales entre pleamares y bajamares consecutivas. La amplitud de la marea varía a lo largo del año alcanzando valores máximos durante los equinoccios de primavera y otoño, y en las costas canarias son del orden de 3 m. Igualmente, la amplitud de la marea es

²<https://armada.defensa.gob.es/ArmadaPortal/page/Portal/ArmadaEspañola/cienciaihm1/prefLang-es/> (último acceso el 16/04/2024).



mínima durante los solsticios de verano e invierno, registrando valores de 0,7 m aproximadamente. La amplitud y la fase del armónico M2, así como las carreras máxima, media y mínima de la marea en los mareógrafos actualmente activos de PdE en esta demarcación se recogen en la Tabla 2. Por otra parte, el intervalo lunitidal en los mareógrafos del IEO se recoge en la Tabla 3.

Tabla 3: Intervalo lunitidal en los mareógrafos del IEO presentes en la demarcación canaria. Los valores han sido obtenidos de la Red de Información de Datos Oceanográficos del IEO.

Autoridad responsable	Mareógrafo	Intervalo lunitidal
IEO	Puerto de la Luz	0 h 59 min
IEO	Arrecife	1 h 21 min
IEO	Santa Cruz de la Palma	1 h 05 min

3.2.3. Tendencias

Los resultados obtenidos por Vargas-Yáñez *et al.* (2023) en la demarcación canaria para los periodos 1948-2019 y 1993-2019 se recogen en la Tabla 4. La Figura 50 muestra la evolución temporal del nivel del mar (en negro) y la tendencia lineal corregida por el efecto del GIA (en rojo). Se presentan valores numéricos para las componentes termostérica y halostérica, pero por simplicidad, estas componentes no se incluyen en las tablas resumen con los resultados y tendencias del nivel del mar. Los valores de las componentes junto con el resto de los parámetros estadísticos del estudio pueden consultarse con más detalle en las tablas globales de resultados del artículo Vargas-Yáñez *et al.* (2023).

Los tres mareógrafos de la demarcación canaria registraron incrementos del nivel medio del mar como mínimo en uno de los periodos de estudio, destacando que, para el periodo 1948-2019, el incremento registrado por el mareógrafo de Tenerife casi triplicó el incremento registrado por el mareógrafo de Arrecife. En este mismo periodo, las componentes del viento apenas influyeron; la mayor contribución procedió de la componente termostérica, la componente halostérica fue negativa y la presión atmosférica experimentó un incremento de $0,02 \pm 0,01$ dbar/año. Promediando los resultados, el incremento del nivel del mar en la demarcación canaria para el periodo 1948-2019 fue de $1,09 \pm 0,14$ mm/año con una contribución másica de $1,3 \pm 0,3$ mm/año.



Tabla 4: Tendencias lineales en los mareógrafos de la demarcación canaria para los periodos 1948-2019 y 1993-2019. La columna 1 indica la localización del mareógrafo, la columna 2 el período considerado, la columna 3 el instrumento utilizado para la obtención de resultados, la columna 4 la contribución del GIA obtenida de la web del PSMSL, la columna 5 el nivel del mar y la columna 6 la presión. Los autores proporcionaron valores numéricos sólo en aquellos casos en los que son estadísticamente significantes con un nivel de confianza del 95 %. Para el período 1993-2019, las tendencias lineales del nivel del mar han sido corregidas por el efecto del GIA. Fuente: Vargas-Yáñez et al. (2023).

Estación	Periodo	Instrumento	GIA (mm/año)	Nivel del mar (mm/año)	Presión (dbar/año)
Arrecife	1948-2019	Mareógrafo	0,01	$0,59 \pm 0,16$	$0,02 \pm 0,01$
	1993-2019	Mareógrafo		$1,4 \pm 0,5$	
	1993-2019	Altimetría		$3,0 \pm 0,3$	
Puerto de la Luz	1948-2019	Mareógrafo	0,05		
	1993-2019	Mareógrafo		$3,3 \pm 0,5$	
	1993-2019	Altimetría		$2,9 \pm 0,3$	
Sta Cruz de Tenerife	1948-2019	Mareógrafo	0,09	$1,59 \pm 0,12$	$0,02 \pm 0,01$
	1993-2019	Mareógrafo		$3,4 \pm 0,8$	
	1993-2019	Altimetría		$3,1 \pm 0,3$	

Para el periodo 1993-2019, los tres mareógrafos registraron incrementos del nivel del mar superiores a 1 mm/año, oscilando entre $1,4 \pm 0,5$ mm/año en Arrecife y $3,4 \pm 0,8$ mm/año en Tenerife. En lo que respecta a la altimetría, los resultados obtenidos fueron bastante parecidos a los obtenidos a partir de los mareógrafos en Las Palmas y Tenerife. En Arrecife los resultados son muy diferentes entre sí, lo que podría deberse a registros erróneos en el mareógrafo. Al igual que para el periodo anterior, las componentes del viento no mostraron contribuciones importantes.

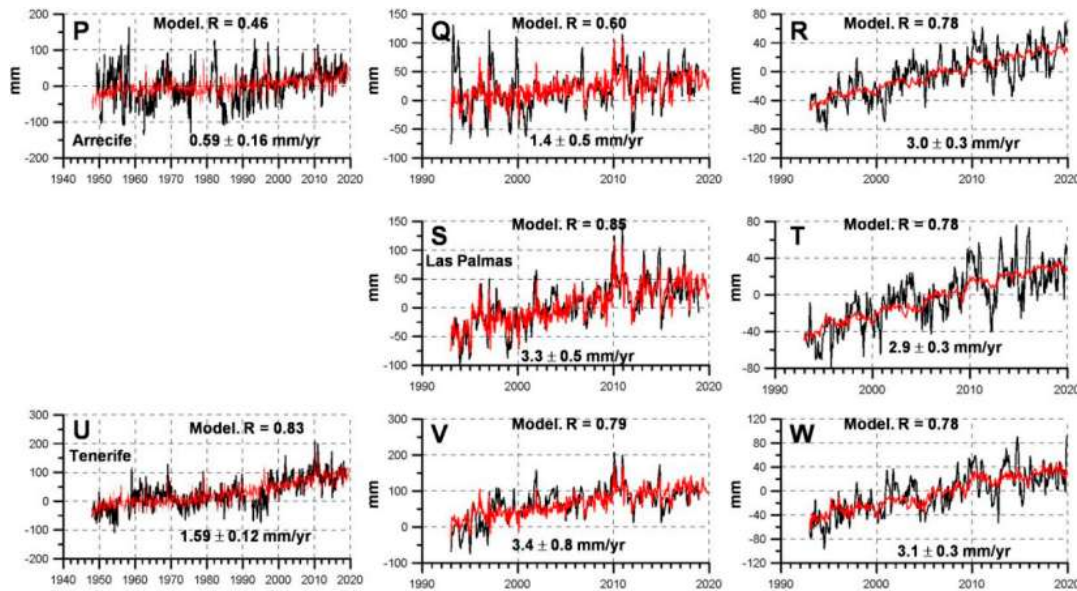


Figura 50: Series temporales de las anomalías del nivel del mar en: Arrecife (P-R), Las Palmas (S-T) y Tenerife (U-W). Las columnas izquierda, central y derecha corresponden a los datos de mareógrafos para el periodo 1948-2019, los datos de mareógrafo para el periodo 1993-2019 y los datos de altimetría para el periodo 1993-2019 respectivamente. Fuente: Vargas-Yáñez et al. (2023).



3.3. Demarcación noratlántica

3.3.1. Estaciones mareográficas

Los mareógrafos actualmente activos en la demarcación noratlántica se muestran en la Figura 51, mientras que la Tabla 5 recoge la autoridad competente de cada uno de ellos, la localización, el año de inicio de las medidas, así como los códigos en la *web* del PSMML en aquellos casos en los que tienen uno asignado. En algunas de las ubicaciones hay varios mareógrafos pertenecientes a distintas instituciones.



Figura 51: Localización de los mareógrafos de la noratlántica. En esta demarcación hay 3 mareógrafos pertenecientes al IEO, 15 a PdE y 1 al IGN. El color azul hace referencia a los mareógrafos del IEO, el rojo a los del IGN y el verde a los de PdE.

Tabla 5. Listado de los mareógrafos activos en la demarcación noratlántica. La columna 1 indica la autoridad competente del mareógrafo, la columna 2 el nombre del mareógrafo dado por cada autoridad, las columnas 3 y 4 la localización, la columna 5 el ID asignado por el PSMML y la columna 6 el año de inicio de las medidas.

Autoridad responsable	Mareógrafo	Latitud	Longitud	Id psmsl	Inicio de medidas
IGN	A Coruña	43° 21.863' N	8° 23.937' O	763	1948
IEO	Santander	43° 27.678' N	3° 47.448' O	485	1943
IEO	A Coruña	43° 22.176' N	8° 23.865' O	484	1943
IEO	Vigo	42° 14.280' N	8° 43.860' O	483	1943
PdE	Pasaia	43° 19.391' N	1° 55.394' O	2338	2019
PdE	Bilbao 3	43° 21.092' N	3° 02.708' O	1806	1992
PdE	Santander 2	43° 27.678' N	3° 47.446' O	1807	1992
PdE	Gijón 2	43° 33.482' N	5° 41.901' O	1871	1995
PdE	Avilés	43° 35.483' N	5° 55.795' O	-	2017
PdE	San Cibraio	43° 42.544' N	7° 27.658' O	-	2018
PdE	Ferrol 1	43° 27.769' N	8° 19.558' O	-	2006
PdE	Ferrol 4	43° 27.973' N	8° 19.088' O	-	2014
PdE	Ferrol 2	43° 28.572' N	8° 14.911' O	2053	2006
PdE	A Coruña 2	43° 21.438' N	8° 23.362' O	1808	1992
PdE	Langosteira 2	43° 20.860' N	8° 30.040' O	-	2021
PdE	Langosteira	42° 20.792' N	8° 31.807' O	2308	2012
PdE	Villagarcía 2	42° 36.043' N	8° 46.201' O	1897	1997
PdE	Marín	42° 24.364' N	8° 41.469' O	2181	2010
PdE	Vigo 2	42° 14.590' N	8° 43.558' O	1898	1992



3.3.2. Mareas

En las mareas influyen unos factores fijos, como la topografía del fondo y la configuración de la costa, y otros variables, como son ciertos fenómenos meteorológicos. Así, los cambios de presión atmosférica provocan variaciones del nivel del mar registrado.

Igualmente, el viento que sopla desde el mar con cierta intensidad y constancia, al acumular agua junto al mareógrafo, incrementa el nivel del mar registrado en ese momento, y lo disminuye si sopla en sentido opuesto. En la demarcación noratlántica, este apilamiento de agua puede alcanzar los 50 cm.

En esta demarcación, las mareas son semidiurnas, lo que implica que en cada día lunar (24 horas y 50 minutos) se producen dos pleamares y dos bajamares. La propagación de la marea hacia el norte y el refluo hacia el sur determinan la formación de corrientes en la plataforma continental gallega con sentido de giro antihorario y una velocidad de 5 cm/s. Por su parte, el golfo de Vizcaya es una región con grandes amplitudes de marea (3-6 m) y mareas internas causadas por la combinación de la estratificación estival, la topografía del talud continental (de pendiente muy acusada) y las fuertes corrientes de marea que cruzan dicho talud, especialmente durante la pleamar viva equinoccial (Lam *et al.*, 2003).

Los estudios de variabilidad estacional de las mareas en esta zona indican que los valores más altos ocurren en otoño-invierno, coincidiendo con el apilamiento de agua en la costa, y los más bajos en primavera-verano (época de afloramiento). La mayor diferencia se ha encontrado en Vigo y las menores en A Coruña y Santander (Lavín & García, 1992).

El intervalo lunitidal en los mareógrafos del IEO se recoge en la Tabla 6. Por otra parte, la amplitud y la fase del armónico M₂, así como las carreras máxima, media y mínima de la marea en los mareógrafos actualmente activos de PdE en esta demarcación se recogen en la Tabla 7.

Tabla 6: Amplitud y fase del armónico M₂ y carreras máxima, media y mínima de las mareas registradas en los mareógrafos actualmente activos de PdE en la demarcación noratlántica. Los valores han sido obtenidos de los informes climáticos accesibles en la web de PdE.

Autoridad responsable	Mareógrafo	Amplitud M ₂ (cm)	Fase M ₂ (°)	Carrera máxima (cm)	Carrera media (cm)	Carrera mínima (cm)
PdE	Pasaia	133	93	-	-	-
PdE	Bilbao 3	131	93	498	280	89
PdE	Santander 2	132	95	492	279	87
PdE	Gijón 2	123	91	498	275	87
PdE	San Cibraio	124	91	-	-	-
PdE	Ferrol 1	119	87	-	-	-
PdE	Ferrol 4	118	87	-	-	-
PdE	Ferrol 2	121	89	444	256	82
PdE	A Coruña 2	118	86	450	249	0
PdE	Langosteira	118	86	435	256	99
PdE	Vilagarcía 2	114	80	425	242	63
PdE	Marín	110	78	415	241	92
PdE	Vigo 2	111	77	421	238	72



Tabla 7: Intervalo lunitidal en los mareógrafos del IEO presentes en la demarcación noratlántica. Los valores han sido obtenidos de la Red de Información de Datos Oceanográficos del IEO.

Autoridad responsable	Mareógrafo	Intervalo lunitidal
IEO	Santander	3 h 18 min
IEO	A Coruña	3 h 00 min
IEO	Vigo	2 h 41 min

3.3.3. Tendencias

Para los periodos 1943-2010 y 1998-2008, considerados por García *et al.* (2012) una vez corregidos los valores medios calculados por el efecto del GIA, se obtuvieron los resultados para la tendencia en la subida del nivel del mar recogidos en la Tabla 8. Se presentan valores numéricos para las componentes termostérica y halostérica, pero por simplicidad, estas componentes no se incluyen en las tablas resumen con los resultados y tendencias del nivel del mar. Los valores de las componentes junto con el resto de los parámetros estadísticos del estudio pueden consultarse con más detalle en las tablas globales de resultados del artículo Vargas-Yáñez *et al.* (2023).

Como se observa, a pesar de considerar un intervalo temporal menor, las tendencias lineales para el periodo 1998-2008 son mayores debido a que el proceso de aumento del nivel del mar se está amplificando por el cambio climático y que en el periodo 1943-2010 este aumento era compensado por tendencias menores. Además, estas tendencias son bastante mayores que la calculada por el Sexto Informe del IPCC, que establece un incremento promedio global del nivel del mar de 1,9 mm/año en el periodo 1971-2003 (IPCC, 2021).

Prestando atención a los periodos 1948-2019 y 1993-2019 analizados por Vargas-Yáñez *et al.* (2023), las tendencias lineales en los mareógrafos de la demarcación noratlántica se recogen en la Tabla 9. La Figura 52 muestra la evolución temporal del nivel del mar (en negro) y la tendencia lineal corregida por el efecto del GIA (en rojo).

Tabla 8: Tendencias lineales de la subida del nivel del mar para los periodos 1943-2008 y 1998-2008 en los mareógrafos de la red mareográfica del IEO situados en la demarcación noratlántica. Fuente: García *et al.* (2012).

Mareógrafo	Tendencia 1943-2010 (mm/año)	Tendencia 1998-2008 (mm/año)
Santander	2,38	3,25
A Coruña	2,45	2,79
Vigo	2,65	3,95

Tabla 9: Tendencias lineales en los mareógrafos de la demarcación noratlántica para los periodos 1948-2019 y 1993-2019. La columna 1 indica la localización del mareógrafo, la columna 2 el periodo considerado, la columna 3 el instrumento utilizado para la obtención de resultados, la columna 4 la contribución del GIA obtenida de la web del PSMML, la columna 5 el nivel del mar y la columna 6 la presión. Los autores proporcionaron valores numéricos sólo en aquellos casos en los que son estadísticamente significantes con un nivel de confianza del 95 %. Para el periodo 1993-2019, las tendencias lineales del nivel del mar han sido corregidas por el efecto del GIA. Fuente: Vargas-Yáñez *et al.* (2023).

Estación	Periodo	Instrumento	GIA (mm/año)	Nivel del mar (mm/año)	Presión (dbar/año)
Santander	1948-2019	Mareógrafo	-0,11	2,08 ± 0,21	0,02 ± 0,01
	1993-2019	Mareógrafo		2,0 ± 0,8	
	1993-2019	Altimetría		2,56 ± 0,25	
Vigo	1948-2019	Mareógrafo	-0,12	2,66 ± 0,24	0,02 ± 0,01
	1993-2019	Mareógrafo		1,4 ± 0,9	
	1993-2019	Altimetría		2,9 ± 0,3	



Estación	Periodo	Instrumento	GIA (mm/año)	Nivel del mar (mm/año)	Presión (dbar/año)
A Coruña	1948-2019	Mareógrafo	0,00	$2,29 \pm 0,22$	$0,02 \pm 0,01$
	1993-2019	Mareógrafo		$3,0 \pm 0,9$	
	1993-2019	Altimetría		$2,69 \pm 0,25$	

De acuerdo con Vargas-Yáñez *et al.* (2023), para el periodo 1948-2019, los tres mareógrafos de esta demarcación presentan tendencias de la subida del nivel del mar superiores a los 2 mm/año, oscilando entre los $2,08 \pm 0,21$ mm/año en Santander y los $2,66 \pm 0,24$ mm/año en Vigo. Las componentes del viento apenas influyeron, la presión atmosférica presentó una tendencia de $0,02 \pm 0,01$ dbar/año en los tres casos y la mayor componente termostérica se dio en Vigo con $1,72 \pm 0,16$ mm/año, casi triplicando a la de Santander. En lo que respecta a la componente halostérica, esta fue negativa excepto en Santander y la mayor contribución en valor absoluto se dio en Vigo con $1,41 \pm 0,18$ mm/año, casi cuadruplicando la de Santander. Promediando los resultados para esta demarcación y para el periodo 1948-2019, los autores obtuvieron un aumento del nivel medio del mar de $2,05 \pm 0,21$ mm/año.

Atendiendo al periodo 1993-2019, el incremento del nivel del mar registrado por los mareógrafos osciló entre los $1,4 \pm 0,9$ mm/año en Vigo y los $3,0 \pm 0,9$ mm/año en A Coruña. En este periodo, el mareógrafo de Vigo fue el que menos aumento del nivel del mar registró, mientras que para el periodo anterior fue el que registraba mayor incremento. Las componentes del viento solo fueron significativas en Santander con un valor de $-0,02 \pm 0,02$ ms⁻¹/año. Las componentes termostérica y halostérica fueron positivas para todos los casos en los que se presentaron valores, pero con errores bastante elevados. La primera de ellas tomó valores cercanos a 1,0 mm/año, mientras que la segunda fue $0,7 \pm 0,7$ mm/año en A Coruña y alrededor del doble en Santander.

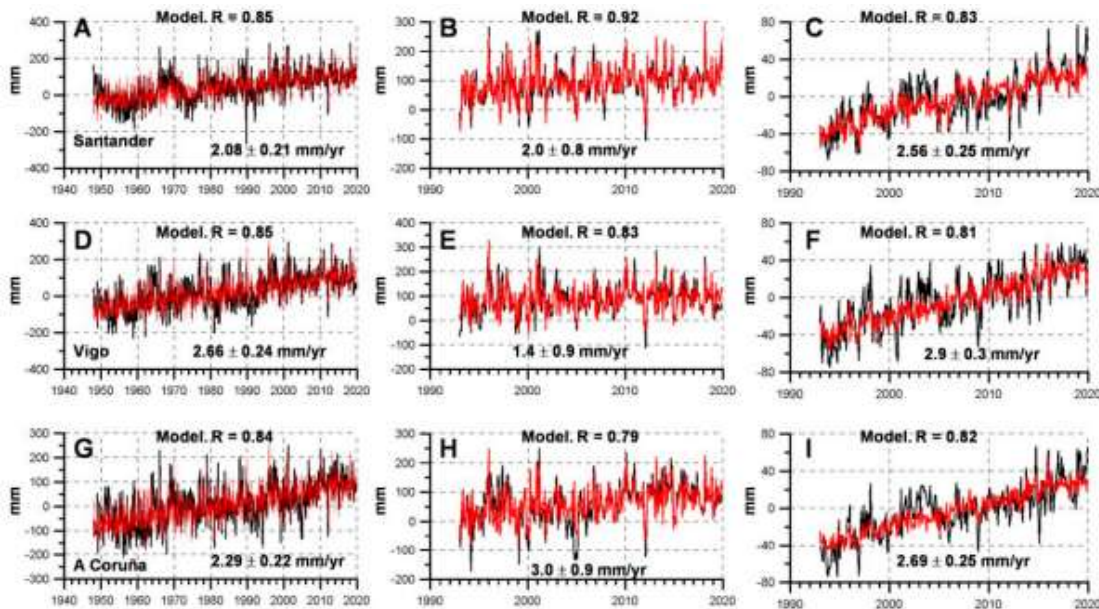


Figura 52: Series temporales de las anomalías del nivel del mar en: Santander (A-C), Vigo (D-F) y A Coruña (G-I). Las columnas izquierda, central y derecha corresponden a los datos de mareógrafos para el periodo 1948-2019, los datos de mareógrafo para el periodo 1993-2019 y los datos de altimetría para el periodo 1993-2019 respectivamente. Fuente: Vargas-Yáñez *et al.* (2023).



3.4. Demarcación levantino-balear

3.4.1. Estaciones mareográficas

Los mareógrafos actualmente activos en la demarcación levantino-balear se muestran en la Figura 53, mientras que la Tabla 10 recoge la autoridad competente de cada uno de ellos, la localización, el año de inicio de las medidas, así como los códigos en la *web* del PSMSL en aquellos casos en los que tienen uno asignado. En algunas de las ubicaciones hay varios mareógrafos pertenecientes a distintas instituciones.

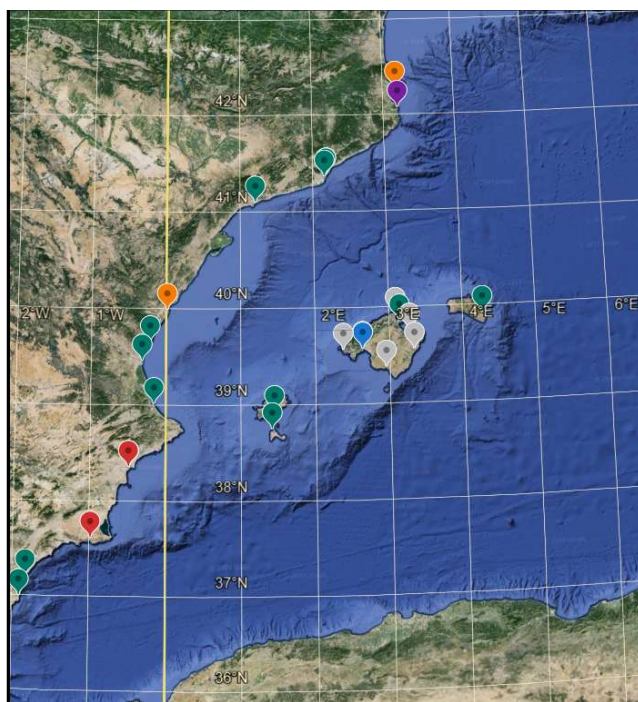


Figura 53.: Localización de los mareógrafos de la demarcación levantino-balear. En esta demarcación hay 1 mareógrafo perteneciente al IEO, 14 a PdE, 2 al IHM, 5 al SÒCIB, 3 al IGN y 1 a Meteoestartit. El color azul hace referencia a los mareógrafos del IEO, el rojo a los del IGN, el verde a los de PdE, el naranja a los del IHM, el gris a los del SOCIB y el morado al de Meteoestartit.

Tabla 10: Listado de los mareógrafos activos en la demarcación levantino-balear. La columna 1 indica la autoridad competente del mareógrafo, la columna 2 el nombre del mareógrafo dado por cada autoridad, las columnas 3 y 4 la localización, la columna 5 el ID asignado por el PSMSL y la columna 6 el año de inicio de las medidas.

Autoridad responsable	Mareógrafo	Latitud	Longitud	Id psmsl	Inicio de medidas
IEO	Palma de Mallorca	39° 33.143' N	2° 38.335' E	1892	1997
IGN	Alicante 1	38° 20.296' N	0° 28.672' O	208	1925
IGN	Alicante 2	38° 20.334' N	0° 28.874' O	960	1953
IGN	Cartagena	42° 14.280' N	8° 43.860' O	-	2005
IHM	Rosas	42° 15.319' N	3° 10.691' E	-	2021
IHM	Castellón	43° 21.092' N	3° 02.708' E	-	2021
SOCIB	Andratx	39° 32.651' N	2° 22.708' E	-	2011
SOCIB	Pollença	39° 54.282' N	3° 05.311' E	-	2009
SOCIB	Sa Ràpita	39° 21.604' N	2° 57.220' E	-	2011
SOCIB	Colonia San Pere	39° 44.239' N	3° 16.401' E	-	2016
SOCIB	Porto Cristo	39° 32.350' N	3° 20.105' E	-	2016



Autoridad responsable	Mareógrafo	Latitud	Longitud	Id pmsl	Inicio de medidas
Meteolestartit	L´Estartit	42° 03.203' N	3° 12.361' E	1764	1990
PdE	Mahón	39° 53.582' N	4° 16.234' E	2062	2009
PdE	Alcudia	39° 50.074' N	3° 08.339' E	2063	2009
PdE	Palma de Mallorca	39° 33.609' N	2° 38.249' E	2061	2009
PdE	Ibiza 2	38° 54.674' N	1° 26.990' E	1932	2003
PdE	Formentera	38° 44.080' N	1° 25.142' E	2060	2009
PdE	Port de Barcelona-Radar 1	41° 21.777' N	2° 11.222' E	-	2023
PdE	Port de Barcelona-Radar 2	41° 21.777' N	2° 11.222' E	-	2023
PdE	Barcelona 2	41° 20.506' N	2° 09.942' E	1811	1993
PdE	Tarragona	41° 04.738' N	1° 12.795' E	2182	2011
PdE	Sagunto	39° 38.035' N	0° 12.374' O	2059	2007
PdE	Valencia 3	39° 26.522' N	0° 18.683' O	1813	1992
PdE	Gandía	38° 59.713' N	0° 09.083' O	2058	2007
PdE	Garrucha	37° 11.054' N	1° 48.946' O	-	2022
PdE	Carboneras	36° 58.457' N	1° 53.976' O	-	2013

3.4.2. Mareas

En esta demarcación, las mareas son semidiurnas, lo que implica que cada día lunar (24 horas y 50 minutos) se producen dos pleamares y dos bajamares. En el mar Mediterráneo las mareas presentan poca amplitud debido al reducido tamaño de la cuenca, que no permite la formación de mareas mayores, y porque las mareas del golfo de Cádiz apenas se adentran en esta región y pierden energía a medida que penetran. De hecho, en muchas ocasiones, las condiciones meteorológicas ejercen una influencia mayor sobre el nivel del mar que la propia onda de marea. Dependiendo de los vientos, en algunas zonas se han llegado a experimentar avances del mar de más de 10 m sobre su nivel natural de mareas vivas. De todos modos y a pesar de lo mencionado, en el mar de Alborán se producen las mayores mareas de todo el Mediterráneo occidental (Camiñas, 2008).

La amplitud y la fase del armónico M2, así como las carreras máxima, media y mínima de la marea en los mareógrafos actualmente activos de PdE en esta demarcación se recogen en la Tabla 11.



Tabla 11: Amplitud y fase del armónico M2 y carreras máxima, media y mínima de las mareas registradas en los mareógrafos actualmente activos de PdE en la demarcación levantino-balear. Los valores han sido obtenidos de los informes climáticos accesibles en la web de PdE.

Autoridad responsable	Mareógrafo	Amplitud M2 (cm)	Fase M2(°)	Carrera máxima (cm)	Carrera media (cm)	Carrera mínima (cm)
PdE	Mahón	5	224	-	-	-
PdE	Alcudía	5	218	-	-	-
PdE	Palma de Mallorca	3	208	-	-	-
PdE	Ibiza 2	2	215	-	-	-
PdE	Formentera	1	180	-	-	-
PdE	Barcelona 2	5	213	-	-	-
PdE	Tarragona	4	208	-	-	-
PdE	Sagunto	2	196	-	-	-
PdE	Valencia 3	2	195	-	-	-
PdE	Gandía	2	202	-	-	-

3.4.3. Tendencias

Los resultados obtenidos por Vargas-Yáñez *et al.* (2021) para los periodos 1940-2018 y 1990-2018 en los mareógrafos de la demarcación levantino-balear se recogen en la Tabla 12. Se presentan valores numéricos para las componentes termostérica y halostérica, pero por simplicidad, estas componentes no se incluyen en las tablas resumen con los resultados y tendencias del nivel del mar. Los valores de las componentes junto con el resto de los parámetros estadísticos del estudio pueden consultarse con más detalle en las tablas globales de resultados del artículo Vargas-Yáñez *et al.* (2023).

Tabla 12: Tendencias lineales en los mareógrafos de la demarcación levantino-balear para los periodos 1948-2018 y 1990-2018. Para el mareógrafo de Alicante también se muestran resultados para el periodo 1914-2018. La columna 1 indica la localización del mareógrafo, la columna 2 el periodo considerado, la columna 3 el instrumento utilizado para la obtención de resultados, la columna 4 la contribución del GIA obtenida de la web del PSMSL, la columna 5 el nivel del mar y la columna 6 la presión. Fuente: Vargas-Yáñez *et al.* (2021).

Estación	Periodo	Instrumento	GIA (mm/año)	Nivel del mar (mm/año)	Presión (hpa/año)
Alicante 1	1914-2018	Mareógrafo	0,31	0,92 ± 0,09	0,02 ± 0,01
	1948-2018	Mareógrafo		0,80 ± 0,17	-0,03 ± 0,03
	1990-2018	Mareógrafo		2,2 ± 0,6	
L'Estartit	1948-2018	Mareógrafo	0,38		0,02 ± 0,01
	1990-2018	Mareógrafo		2,8 ± 0,7	-0,04 ± 0,04

En el mareógrafo de Alicante hay registros desde 1914, por lo que también se ha estudiado el periodo 1914-2018, mientras que el mareógrafo de L'Estartit comenzó a funcionar en 1990, por lo que solo se pudo calcular la tendencia de la subida del nivel del mar en el periodo 1990-2018.

En Alicante, el nivel del mar experimentó un incremento en los tres periodos considerados. Para el periodo 1914-2018, el incremento fue de $0,92 \pm 0,09$ mm/año, incremento que fue más leve al considerar el periodo 1948-2018, y que se amplificó hasta los $2,2 \pm 0,6$ mm/año al considerar el periodo 1990-2018. El hecho de que en periodos temporales cortos el incremento sea mayor que en periodos más largos muestra la importancia que tiene la monitorización continuada a lo largo del tiempo del nivel del mar para poder dar tendencias climáticas estadísticamente fiables. En L'Estartit, el incremento del nivel del mar para el periodo 1990-2018 fue de $2,8 \pm 0,7$ mm/año.



En ambas localizaciones y para ambos periodos temporales, la presión atmosférica no tuvo gran contribución en los valores medios registrados y osciló entre los $-0,04 \pm 0,04$ hPa/año para el periodo 1990-2018 en L'Estartit y los $0,02 \pm 0,01$ hPa/año para el periodo 1948-2018 en Alicante y L'Estartit. En lo que respecta a las componentes del viento, la componente zonal fue nula en ambas localizaciones para el periodo 1948-2018, mientras que la componente zonal para el periodo 1990-2018 y la componente meridional en ambos periodos no fueron significativas.

Tabla 13: Tendencias lineales en los mareógrafos de la demarcación levantino-balear para los periodos 1948-2019 y 1993-2019. La columna 1 indica la localización del mareógrafo, la columna 2 el período considerado, la columna 3 el instrumento utilizado para la obtención de resultados, la columna 4 la contribución del GIA obtenida de la web del PSMSL, la columna 5 el nivel del mar y la columna 6 la presión. Los autores proporcionaron valores numéricos sólo en aquellos casos en los que son estadísticamente significantes con un nivel de confianza del 95 %. Para el periodo 1993-2019, las tendencias lineales del nivel del mar han sido corregidas por el efecto del GIA. Fuente: Vargas-Yáñez et al. (2023).

Estación	Periodo	Instrumento	GIA (mm/año)	Nivel del mar (mm/año)	Presión (dbar/año)
Alicante 1	1948-2019	Mareógrafo	-0,05	$0,82 \pm 0,17$	$0,02 \pm 0,01$
	1993-2019	Mareógrafo		$2,0 \pm 0,8$	
	1993-2019	Altimetría		$3,0 \pm 0,3$	
L'Estartit	1948-2019	Mareógrafo	0,06		
	1993-2019	Mareógrafo		$2,7 \pm 0,8$	
	1993-2019	Altimetría		$2,7 \pm 0,3$	
Palma de Mallorca (IEO)	1948-2019	Mareógrafo	0,25		
	1997-2019	Mareógrafo		$2,0 \pm 1,1$	
	1997-2019	Altimetría		$1,8 \pm 0,5$	

Los resultados obtenidos por Vargas-Yáñez et al. (2023) para los periodos 1948-2019 y 1993-2019 en los mareógrafos de la demarcación levantino-balear se recogen en la Tabla 13. La evolución temporal del nivel del mar (en negro) y la tendencia lineal corregida por el efecto del GIA (en rojo) se muestran en la Figura 54.

Para el periodo 1948-2019, solo se muestran resultados para el mareógrafo de Alicante por ser el único en el que el nivel de confianza es igual o superior al 95 %. En dicha localización y para el periodo indicado, la tendencia de la subida del nivel del mar fue de $0,82 \pm 0,17$ mm/año. Además, la mayor contribución en valor absoluto procedió de la componente halostérica, que fue negativa y tomó un valor de $-1,91 \pm 0,15$ mm/año, la componente termostérica fue positiva e igual a $1,44 \pm 0,09$ mm/año y la presión atmosférica experimentó un incremento de $0,02 \pm 0,01$ dbar/año.

En lo que respecta al periodo 1993-2019, el incremento del nivel del mar obtenido a partir de los mareógrafos fue positivo en las tres localizaciones de la demarcación, oscilando entre los $2,0 \pm 0,8$ mm/año en Alicante y $2,0 \pm 1,1$ mm/año en Palma, y los $2,7 \pm 0,8$ mm/año en L'Estartit. Los resultados a partir de la altimetría sugieren un incremento del nivel del mar que oscila entre $1,8 \pm 0,5$ mm/año en Palma y $3,0 \pm 0,3$ mm/año en Alicante, mientras que en L'Estartit el valor obtenido por altimetría coincide con el obtenido a partir del mareógrafo. Cabe destacar que en Palma el valor obtenido mediante altimetría es el menor de los tres, a pesar de que tal y como se mencionó anteriormente, el intervalo temporal considerado es 1997-2019.

Por otra parte, en los tres mareógrafos de la demarcación levantino-balear, la componente termostérica fue positiva y muy superior a la obtenida en las demarcaciones canaria y



noratlántica. Concretamente, fue $2,9 \pm 0,4$ mm/año en Alicante y $2,9 \pm 0,3$ mm/año en L'Estartit y llegó a los $3,7 \pm 0,5$ mm/año en Palma. La componente halostérica tomó valores negativos en los tres casos, siendo los únicos valores negativos obtenidos en todo el estudio. Además, estos valores fueron mucho mayores en valor absoluto que los obtenidos en cualquier otro mareógrafo en este periodo, siendo por ejemplo la componente halostérica en L'Estartit nueve veces mayor que la obtenida en A Coruña.

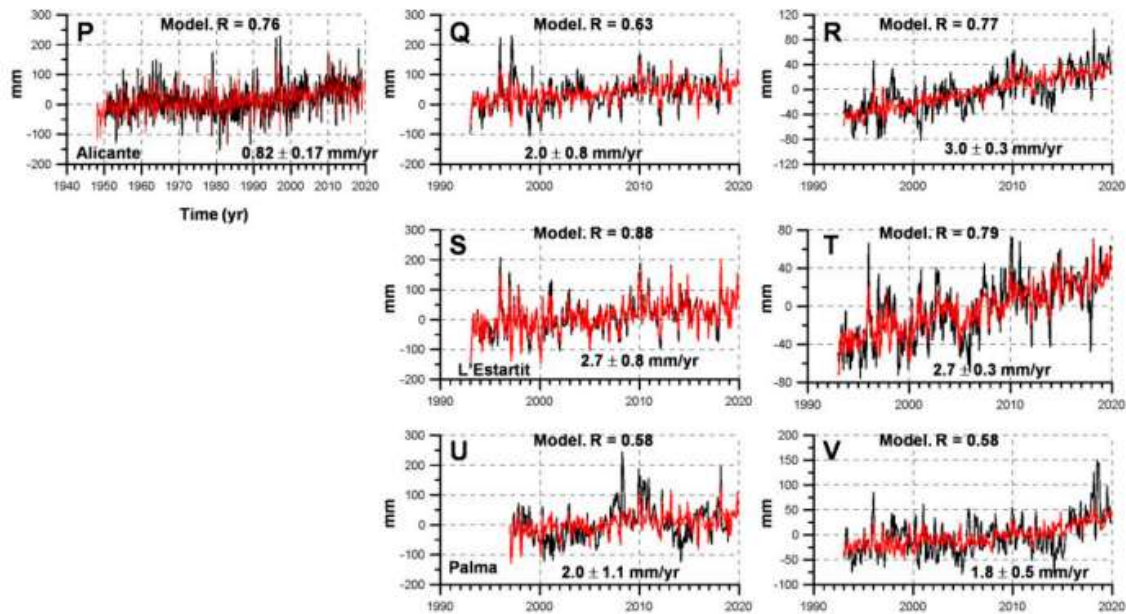


Figura 54: Series temporales de las anomalías del nivel del mar en: Alicante (P-R), L'Estartit (S,T) y Palma (U,V). Las columnas izquierda, central y derecha corresponden a los datos de mareógrafos para el periodo 1948-2019, los datos de mareógrafo para el periodo 1993-2019 y los datos de altimetría para el periodo 1993-2019 respectivamente. Fuente: Vargas-Yáñez et al. (2023).

En los estudios de Vargas-Yáñez et al. (2023) y Vargas-Yáñez et al. (2021) no se proporciona un valor medio para la subida del nivel del mar en esta demarcación, sino que lo proporciona para las costas del Mediterráneo y el sur de la península ibérica de forma conjunta.



3.5. Demarcación sudatlántica

3.5.1. Estaciones mareográficas

Los mareógrafos actualmente activos en la sudatlántica se muestran en la Figura 55, mientras que la Tabla 14 recoge la autoridad competente de cada uno de ellos, la localización, el año de inicio de las medidas, así como los códigos en la *web* del PSMSL en aquellos casos en los que tienen uno asignado. En algunas de las ubicaciones, hay varios mareógrafos pertenecientes a distintas instituciones.

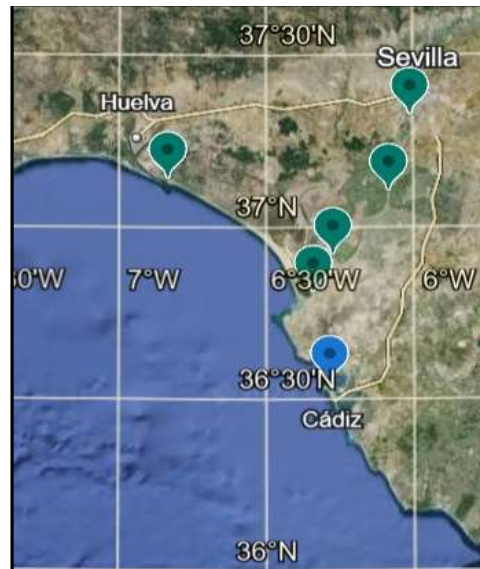


Figura 55: Localización de los mareógrafos de la demarcación sudatlántica. En esta demarcación hay 1 mareógrafo perteneciente al IEO y 6 a PdE. El color azul hace referencia a los mareógrafos del IEO y el verde a los de PdE.

Tabla 14: Listado de los mareógrafos activos en la demarcación sudatlántica. La columna 1 indica la autoridad competente del mareógrafo, la columna 2 el nombre del mareógrafo dado por cada autoridad, las columnas 3 y 4 la localización, la columna 5 el ID asignado por el PSMSL y la columna 6 el año de inicio de las medidas.

Autoridad responsable	Mareógrafo	Latitud	Longitud	Id psmsl	Inicio de medidas
IEO	Cádiz	36° 32.406' N	6° 17.172' O	985	1961
PdE	Huelva 5	37° 07.922' N	6° 50.021' O	1883	1996
PdE	Huelva-Presión	37° 07.922' N	6° 50.021' O	-	2017
PdE	Sevilla 2	37° 19.112' N	6° 00.462' O	-	2011
PdE	Guadalquivir-Caseta	37° 05.798' N	6° 05.028' O	-	2021
PdE	Guadalquivir-Puntal	36° 54.707' N	6° 16.423' O	-	2021
PdE	Bonanza 2	36° 48.133' N	6° 20.288' O	1809	1992

3.5.2. Mareas

En esta demarcación, las mareas son semidiurnas, lo que implica que cada día lunar (24 horas y 50 minutos) se producen dos pleamares y dos bajamares. El patrón de mareas se ajusta al del Atlántico Norte y se extiende en dirección norte. La amplitud de la marea se incrementa desde el este de la demarcación hacia el oeste (Figura 56), concretamente hasta el meridiano de Huelva, donde se alcanza la mayor amplitud con un valor próximo a 1,1 m, y comienza a reducirse hacia el Estrecho, alcanzando la menor amplitud en Tarifa (unos 0,4 m), hasta



ajustarse a la menor oscilación mareal del Mediterráneo (García-Lafuente *et al.*, 2000). Durante las mareas vivas, el conjunto de todas las constituyentes semidiurnas produce una carrera de marea superior a los 3,5 m.

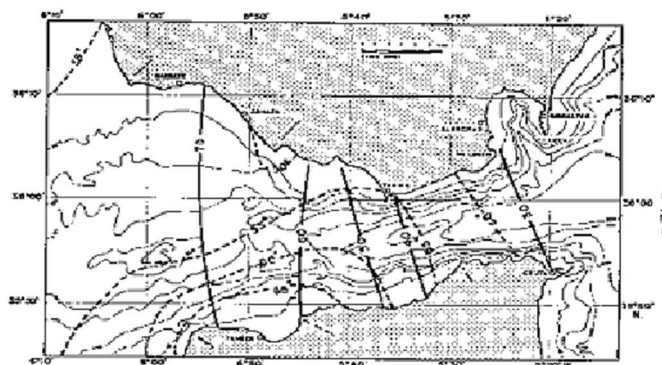


Figura 56: Amplitud en cm (en línea continua) y fase en grados (en línea discontinua) de la componente M2 de la marea. Fuente: García Lafuente *et al.* (1987).

En general, las corrientes de marea son débiles excepto en regiones como la próxima a Tarifa, donde la circulación del estrecho de Gibraltar está caracterizada por una corriente de marea dirigida al oeste en la fase creciente de la marea y al este durante la fase decreciente. En la desembocadura del río Guadalquivir la marea remonta más de 80 km y se detecta en Sevilla (mareógrafos de Sevilla 2 y Bonanza 2). En este último caso se desplaza un gran volumen de agua en cada ciclo de marea, con unas corrientes asociadas relativamente altas.

La amplitud y la fase del armónico M2, así como las carreras máxima, media y mínima de la marea en los mareógrafos actualmente activos de PdE en esta demarcación se recogen en la Tabla 15. Por otra parte, el intervalo lunitidal en los mareógrafos del IEO se recoge en la Tabla 16.

Tabla 15: Amplitud y fase del armónico M2 y carreras máxima, media y mínima de las mareas registradas en los mareógrafos actualmente activos de PdE en la demarcación sudatlántica. Los valores han sido obtenidos de los informes climáticos accesibles en la web de PdE.

Autoridad responsable	Mareógrafo	Amplitud M2 (cm)	Fase M2 (°)	Carrera máxima (cm)	Carrera media (cm)	Carrera mínima (cm)
PdE	Huelva 5	104	57	399	223	65
PdE	Sevilla 2	91	166	304	211	44
PdE	Bonanza 2	91	64	347	199	61

Tabla 16: Intervalo lunitidal en los mareógrafos del IEO presentes en la demarcación sudatlántica. Los valores han sido obtenidos de la Red de Información de Datos Oceanográficos del IEO.

Autoridad responsable	Mareógrafo	Intervalo lunitidal
IEO	Cádiz	1 h 58 min

3.5.3. Tendencias

Los resultados obtenidos por Vargas-Yáñez *et al.* (2021) para los periodos 1940-2018 y 1990-2018 en los mareógrafos de la demarcación sudatlántica se recogen en la Tabla 17. Se presentan valores numéricos para las componentes termostérica y halostérica, pero por simplicidad, estas componentes no se incluyen en las tablas resumen con los resultados y tendencias del nivel del mar. Los valores de las componentes junto con el resto de los



parámetros estadísticos del estudio pueden consultarse con más detalle en las tablas globales de resultados del artículo Vargas-Yáñez *et al.* (2023).

En el mareógrafo de Cádiz hay registros desde 1880, por lo que también se han obtenido resultados para el periodo 1880-2018, en el que la subida del nivel medio del mar fue de $1,28 \pm 0,08$ mm/año. Para el periodo comprendido entre la década de 1940-2018, este mareógrafo registró una subida del nivel del mar de $1,28 \pm 0,08$ mm/año. En este periodo la componente meridional del viento fue nula mientras que la componente zonal tomó un valor de $-0,01 \pm 0,01$ m/(s-año), y la presión atmosférica valores de $0,02 \pm 0,01$ hPa/año.

En lo que respecta al periodo 1990-2018, el mareógrafo de Cádiz registró una subida significativa del nivel del mar, de $3,6 \pm 0,6$ mm/año, siendo este último valor prácticamente el triple que el registrado en el periodo 1880-2018. Las componentes zonal y meridional del viento tomaron valores de $0,03 \pm 0,02$ m/(s-año) y $-0,03 \pm 0,02$ m/(s-año) respectivamente, y la presión atmosférica no presentó una contribución importante y tomó valores similares a los del periodo anterior.

La subida del nivel medio del mar para el periodo 1880-2018 fue menor que en el periodo 1990-2018, pero mayor que para el periodo 1943-2018. Esto se debe a que, aunque a largo del periodo la tendencia es clara y la subida del nivel del mar se está amplificando, motivo por el cuál en periodos cortos y recientes la subida es mayor que en periodos más largos, también hay una fuerte componente de variabilidad decadal que influye en la tendencia (Vargas-Yáñez *et al.*, 2021).

Tabla 17: Tendencias lineales en los mareógrafos de la demarcación sudatlántica para los periodos 1943-2018 y 1990-2018. Para el mareógrafo de Cádiz también se muestran resultados para el periodo 1880-2018. La columna 1 indica la localización del mareógrafo, la columna 2 el periodo considerado, la columna 3 el instrumento utilizado para la obtención de resultados, la columna 4 la contribución del GIA obtenida de la web del PSMSL, la columna 5 el nivel del mar y la columna 6 la presión. Fuente: Vargas-Yáñez *et al.* (2021). NOTA: Aunque el mareógrafo de Cádiz (IGN) no está activo actualmente y por eso no se recoge en la Tabla 14, se utilizó para calcular las tendencias.

Estación	Periodo	Instrumento	Gia (mm/año)	Nivel del mar (mm/año)	Presión (hpa/año)
Cádiz (IGN)	1880-2018	Mareógrafo	-0,23	$1,28 \pm 0,08$	
	1943-2018	Mareógrafo		$1,08 \pm 0,17$	$0,02 \pm 0,01$
	1990-2018	Mareógrafo		$3,6 \pm 0,6$	$-0,02 \pm 0,03$

A continuación, los resultados obtenidos por Vargas-Yáñez *et al.* (2023) para los periodos 1948-2019 y 1993-2019 en el mareógrafo de Cádiz, se recogen en la Tabla 18. La evolución temporal del nivel del mar (en negro) y la tendencia lineal corregida por el efecto del GIA (en rojo) se muestran en la Figura 57.

Tabla 18: Tendencias lineales en los mareógrafos de la demarcación sudatlántica para los periodos 1948-2019 y 1993-2019. La columna 1 indica la localización del mareógrafo, la columna 2 el periodo considerado, la columna 3 el instrumento utilizado para la obtención de resultados, la columna 4 la contribución del GIA obtenida de la web del PSMSL, la columna 5 el nivel del mar y la columna 6 la presión. Los autores proporcionaron valores numéricos sólo en aquellos casos en los que son estadísticamente significantes con un nivel de confianza del 95%. Para el periodo 1993-2019, las tendencias lineales del nivel del mar han sido corregidas por el efecto del GIA. Fuente: Vargas-Yáñez *et al.* (2023).

Estación	Período	Instrumento	GIA (mm/año)	Nivel del mar (mm/año)	Presión (dbar/año)
Cádiz (IGN)	1948-2019	Mareógrafo	-0,18	$2,62 \pm 0,21$	$0,02 \pm 0,01$
	1993-2019	Mareógrafo		$1,3 \pm 0,9$	
	1993-2019	Altimetría		$3,2 \pm 0,3$	



De acuerdo con Vargas-Yáñez *et al.* (2023), el mareógrafo de Cádiz registró una subida del nivel del mar de $2,6 \pm 0,2$ mm/año en el periodo 1948-2019. En lo que respecta a la presión atmosférica, la contribución no fue significativa y tomó el valor $0,02 \pm 0,01$ dbar/año. La componente termostérica presentó un valor positivo de $1,43 \pm 0,12$ mm/año que compensó parcialmente a la componente halostérica, que tomó un valor de $-1,16 \pm 0,25$ mm/año.

Para el periodo 1993-2019, la subida del nivel de la mar registrada por el mareógrafo de Cádiz fue de $1,3 \pm 0,9$ mm/año, mientras que el valor proporcionado por la altimetría por satélite fue de $3,2 \pm 0,3$ mm/año. Las componentes termostérica y halostérica tomaron valores de $0,7 \pm 0,6$ mm/año y $2,8 \pm 1,1$ mm/año respectivamente. En lo que respecta a las componentes del viento, la componente meridional tomó un valor de $-0,03 \pm 0,02$ m/(s·año).

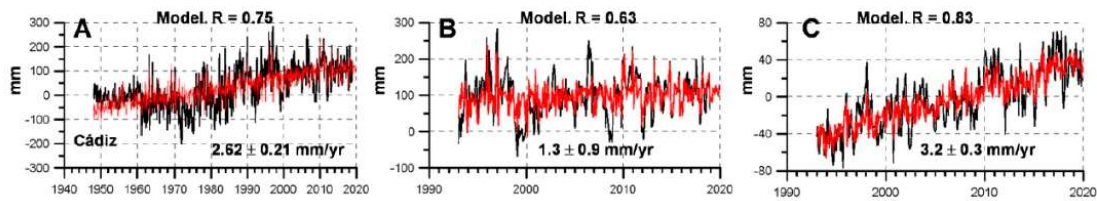


Figura 57.: Series temporales de las anomalías del nivel del mar en: Cádiz. (A) Datos de mareógrafos para el periodo 1948-2019, datos de mareógrafo para el periodo 1993-2019, (B) datos de altimetría para el periodo 1993-2019 y (C) datos de altimetría para el periodo 1993-2019 respectivamente. Fuente: Vargas-Yáñez *et al.* (2023).



3.6. Demarcación Estrecho y Alborán

3.6.1. Estaciones mareográficas

Los mareógrafos actualmente activos en la demarcación Estrecho y Alborán se muestran en la Figura 58, mientras que la Tabla 19 recoge la autoridad competente de cada uno de ellos, la localización, el año de inicio de las medidas, así como los códigos en la *web* del PSMML en aquellos casos en los que tienen uno asignado. En algunas de las ubicaciones, hay varios mareógrafos pertenecientes a distintas instituciones.



Figura 58: Localización de los mareógrafos de la demarcación del Estrecho y Alborán. En esta demarcación hay 3 mareógrafos pertenecientes al IEO, 8 a PdE y 2 al IGN. El color azul hace referencia a los mareógrafos del IEO, el rojo a los del IGN y el verde a los de PdE.

Tabla 19: Listado de los mareógrafos activos en la demarcación del Estrecho y Alborán. La columna 1 indica la autoridad competente del mareógrafo, la columna 2 el nombre del mareógrafo dado por cada autoridad, las columnas 3 y 4 la localización, la columna 5 el ID asignado por el PSMML y la columna 6 el año de inicio de las medidas.

Autoridad responsable	Mareógrafo	Latitud	Longitud	Id psmsl	Inicio de medidas
IEO	Algeciras	36° 07.284' N	5° 26.224' O	2117	2006
IEO	Tarifa	36° 00.516' N	5° 36.156' O	488	1943
IEO	Ceuta	35° 53.544' N	5° 18.953' O	498	1944
IGN	Almería	36° 49.934' N	2° 29.099' O	-	1985
IGN	Alborán	35° 56.334' N	3° 02.024' O	-	2016
PdE	Melilla	35° 17.437' N	2° 55.712' O	2057	2007
PdE	Tarifa	36° 00.388' N	5° 36.211' O	2054	2009
PdE	Algeciras	36° 10.620' N	5° 23.903' O	2055	2009
PdE	Algeciras-Campamento	36° 10.319' N	5° 22.952' O	-	2023
PdE	Málaga 3	36° 42.710' N	4° 25.025' O	1810	1992
PdE	Motril 2	36° 43.214' N	3° 31.416' O	1940	2005
PdE	Almería	36° 49.803' N	2° 28.699' O	2056	2006
PdE	Almería 2	36° 49.915' N	2° 28.856' O	-	2015

3.6.2. Mareas

En esta demarcación las mareas son semidiurnas, lo que implica que cada día lunar (24 horas y 50 minutos) se producen dos pleamares y dos bajamares. En el mar Mediterráneo las



mareas presentan poca amplitud debido al reducido tamaño de la cuenca, que no permite la formación de mareas mayores, y porque las mareas del golfo de Cádiz apenas se adentran en esta región y pierden energía a medida que penetran. De hecho, en muchas ocasiones, las condiciones meteorológicas ejercen una influencia mayor sobre el nivel del mar que la propia onda de marea. Dependiendo de los vientos, en algunas zonas se han llegado a experimentar avances del mar de más de 10 m sobre su nivel natural de mareas vivas. De todos modos y a pesar de lo mencionado, en el mar de Alborán se producen las mayores mareas de todo el Mediterráneo occidental (Camiñas, 2008).

En la zona del Estrecho confluyen la variación de marea del Atlántico, donde la carrera de marea alcanza los 3 m en mareas vivas, con la del Mediterráneo, donde prácticamente es nula. La oscilación presenta una ampliación de 0,4 m en su límite mediterráneo. Entre bajar y pleamar, la corriente se dirige al Atlántico aportando el agua necesaria para equilibrar el nivel a la pleamar oceánica, mientras que de pleamar a bajar lo hace hacia el Mediterráneo, vaciando agua para ajustarse a la bajar. Localmente se conoce a estas corrientes como creciente y vaciante, respectivamente (García-Lafuente, 2008).

La amplitud y la fase del armónico M2, así como las carreras máxima, media y mínima de la marea en los mareógrafos actualmente activos de PdE en esta demarcación se recogen en la Tabla 20. Por otra parte, el intervalo lunitidal en los mareógrafos del IEO se recoge en la Tabla 21.

Tabla 20: Amplitud y fase del armónico M2 y carreras máxima, media y mínima de las mareas registradas en los mareógrafos actualmente activos de PdE en la demarcación del Estrecho y Alborán. Los valores han sido obtenidos de los informes climáticos accesibles en la web de PdE.

Autoridad responsable	Mareógrafo	Amplitud M2 (cm)	Fase M2 (°)	Carrera máxima (cm)	Carrera media (cm)	Carrera mínima (cm)
PdE	Melilla	13	66	-	-	-
PdE	Tarifa	42	42	170	92	26
PdE	Algeciras	33	49	-	-	-
PdE	Málaga 3	19	50	-	-	-
PdE	Motril 2	16	48	-	-	-
PdE	Almería	10	50	-	-	-
PdE	Almería 2	10	50	-	-	-

Tabla 21: Intervalo lunitidal en los mareógrafos del IEO presentes en la demarcación del Estrecho y Alborán. Los valores han sido obtenidos de la Red de Información de Datos Oceanográficos del IEO.

Autoridad responsable	Mareógrafo	Intervalo lunitidal
IEO	Algeciras	1 h 38 min
IEO	Tarifa	1 h 26 min
IEO	Ceuta	1 h 42 min

3.6.3. Tendencias

Los resultados obtenidos por Vargas-Yáñez *et al.* (2021) para los periodos 1940-2018 y 1990-2018 en los mareógrafos de la demarcación Estrecho y Alborán se recogen en la Tabla 22. Se presentan valores numéricos para las componentes termostérica y halostérica, pero por simplicidad, estas componentes no se incluyen en las tablas resumen con los resultados y tendencias del nivel del mar. Los valores de las componentes junto con el resto de los parámetros estadísticos del estudio pueden consultarse con más detalle en las tablas globales de resultados del artículo Vargas-Yáñez *et al.* (2023).



Para el periodo comprendido entre la década de 1940-2018, todos los mareógrafos de esta demarcación registraron una subida del nivel del mar, experimentando Ceuta la menor subida con $0,68 \pm 0,15$ mm/año y Tarifa la mayor con $1,22 \pm 0,19$ mm/año. Para este periodo, las componentes del viento fueron nulas en todos los mareógrafos, mientras que la presión atmosférica presentó una tendencia de $0,02 \pm 0,01$ hPa/año.

En lo que respecta al periodo 1990-2018, todos los mareógrafos registraron subidas significativas del nivel del mar, oscilando entre los $1,5 \pm 0,5$ mm/año de Ceuta y los $4,6 \pm 0,6$ mm/año en Málaga, siendo este último valor prácticamente el triple que el registro de Ceuta.

Tabla 22: Tendencias lineales en los mareógrafos de la demarcación Estrecho y Alborán para los periodos 1943-2018 y 1990-2018. Para el mareógrafo de Cádiz también se muestran resultados para el periodo 1880-2018. La columna 1 indica la localización del mareógrafo, la columna 2 el periodo considerado, la columna 3 el instrumento utilizado para la obtención de resultados, la columna 4 la contribución del GIA obtenida de la web del PSMSL, la columna 5 el nivel del mar y la columna 6 la presión. Fuente: Vargas-Yáñez et al. (2021).

Estación	Periodo	Instrumento	GIA (mm/año)	Nivel del mar (mm/año)	Presión (hpa/año)
Tarifa (IEO)	1943-2018	Mareógrafo	-0,22	$1,22 \pm 0,19$	
	1990-2018	Mareógrafo		$4,2 \pm 0,5$	
Algeciras	1943-2018	Mareógrafo	-0,21	$0,89 \pm 0,13$	$0,02 \pm 0,01$
	1990-2018	Mareógrafo		$2,6 \pm 0,5$	$-0,01 \pm 0,03$
Ceuta	1944-2018	Mareógrafo	-0,21	$0,68 \pm 0,15$	
	1990-2018	Mareógrafo		$1,5 \pm 0,5$	
Málaga 3	1943-2018	Mareógrafo	-0,17	$1,08 \pm 0,18$	$0,02 \pm 0,01$
	1990-2018	Mareógrafo		$4,6 \pm 0,6$	$-0,03 \pm 0,03$

Atendiendo ahora a los resultados obtenidos por Vargas-Yáñez et al. (2023) para los periodos 1948-2019 y 1993-2019 en los mareógrafos de la demarcación Estrecho y Alborán, estos se recogen en la Tabla 23. La evolución temporal del nivel del mar (en negro) y la tendencia lineal corregida por el efecto del GIA (en rojo) se muestran en la Figura 59.

Tabla 23: Tendencias lineales en los mareógrafos de la demarcación Estrecho y Alborán para los periodos 1948-2019 y 1993-2019. La columna 1 indica la localización del mareógrafo, la columna 2 el periodo considerado, la columna 3 el instrumento utilizado para la obtención de resultados, la columna 4 la contribución del GIA obtenida de la web del PSMSL, la columna 5 el nivel del mar y la columna 6 la presión. Los autores proporcionaron valores numéricos sólo en aquellos casos en los que son estadísticamente significantes con un nivel de confianza del 95 %. Para el periodo 1993-2019, las tendencias lineales del nivel del mar han sido corregidas por el efecto del GIA. Fuente: Vargas-Yáñez et al. (2023).

Estación	Periodo	Instrumento	GIA (mm/año)	Nivel del mar (mm/año)	Presión (dbar/año)
Tarifa (IEO)	1948-2019	Mareógrafo	-0,18	$1,3 \pm 0,2$	$0,02 \pm 0,01$
	1993-2019	Mareógrafo		$4,7 \pm 0,7$	
	1993-2019	Altimetría		$2,5 \pm 0,3$	
Algeciras (IEO)	1948-2019	Mareógrafo	-0,19	$1,00 \pm 0,14$	$0,02 \pm 0,01$
	1997-2019	Mareógrafo		$2,3 \pm 0,6$	
	1997-2019	Altimetría		$2,4 \pm 0,4$	
Ceuta (IEO)	1948-2019	Mareógrafo	-0,18	$0,89 \pm 0,15$	$0,02 \pm 0,01$
	1997-2019	Mareógrafo		$1,9 \pm 0,6$	
	1997-2019	Altimetría		$2,4 \pm 0,4$	



Estación	Periodo	Instrumento	GIA (mm/año)	Nivel del mar (mm/año)	Presión (dbar/año)
Málaga 3	1948-2019	Mareógrafo	-0,23	1,40 ± 0,19	0,02 ± 0,01
	1993-2019	Mareógrafo		3,7 ± 0,7	
	1993-2019	Altimetría		4,1 ± 0,4	

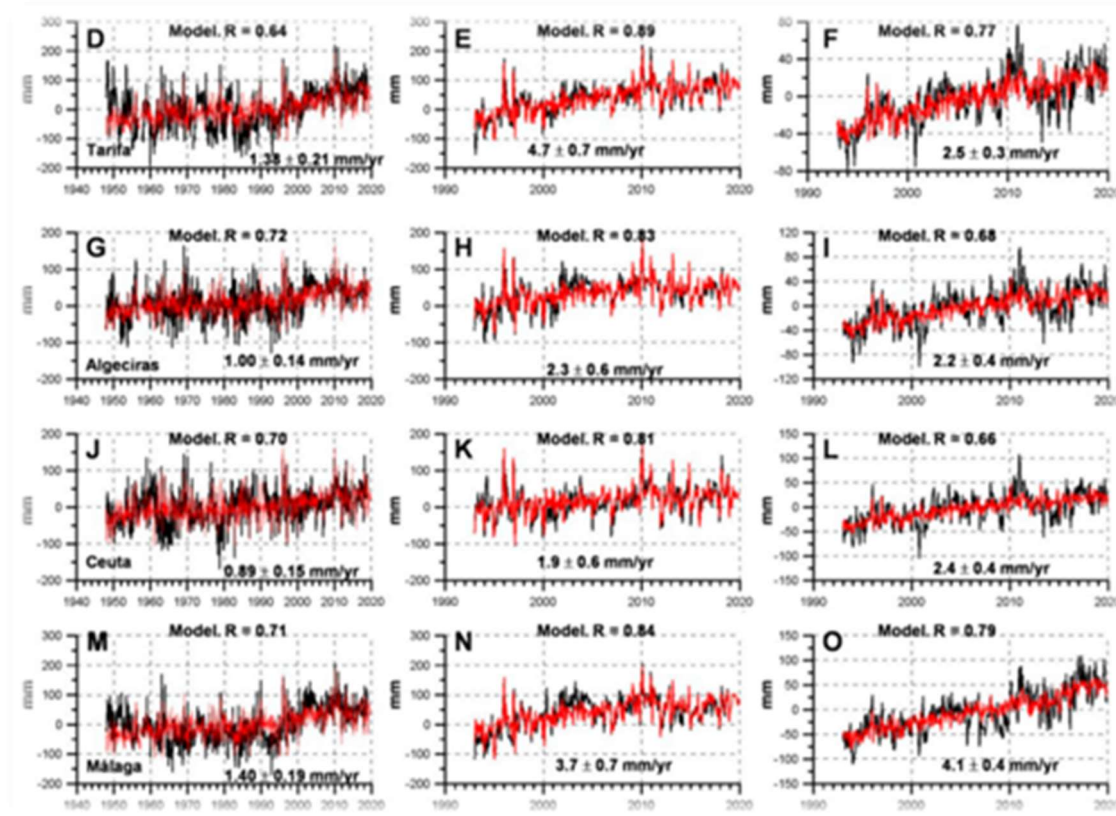


Figura 59.: Series temporales de las anomalías del nivel del mar en: Tarifa (D-F), Algeciras (G-I), Ceuta (J-L) y Málaga (M-O). Las columnas izquierda, central y derecha corresponden a los datos de mareógrafos para el periodo 1948-2019, datos de mareógrafo para el periodo 1993-2019 y datos de altimetría para el periodo 1993-2019 respectivamente. Fuente: Vargas-Yáñez et al. (2023).

De acuerdo con Vargas-Yáñez *et al.* (2023), para el periodo 1948-2019, todos los mareógrafos registraron subidas del nivel medio del mar, oscilando entre los $0,89 \pm 0,15$ mm/año en Ceuta y los $1,40 \pm 0,19$ mm/año en Málaga. En lo que respecta a la presión atmosférica, la contribución no fue demasiado significativa y tomó el valor $0,02 \pm 0,01$ dbar/año en todos los mareógrafos. La única localización y componente del viento que presenta un valor significativo es la componente meridional en Málaga, que tomó un valor de $-0,01 \pm 0,00$ m/(s·año). En todas las localizaciones, la componente termostérica presentó valores positivos, que se compensaron con valores negativos de la componente halostérica.

Para el periodo 1993-2019, la subida del nivel del mar registrada por mareógrafos también presentó diferencias importantes entre mareógrafos cercanos, entre $1,9 \pm 0,9$ mm/año en Ceuta y $4,7$ mm/año en Tarifa. Los resultados obtenidos por altimetría, al igual que en el resto de demarcaciones, difirieron bastante de las subidas registradas por los mareógrafos excepto en Algeciras, donde ambos resultados fueron prácticamente idénticos. En el resto de localizaciones y de acuerdo con la altimetría, la tendencia en la subida del nivel del mar estuvo comprendida entre los $2,4 \pm 0,4$ mm/año en Algeciras y Ceuta y los $4,1 \pm 0,4$ mm/año en Málaga. Las componentes termostérica y halostérica fueron positivas en todas las



localizaciones y tomaron valores de $2,4 \pm 0,7$ mm/año y $1,5 \pm 1,2$ mm/año respectivamente excepto en Málaga, donde no se encuentra un valor significativo para la componente halostérica.

En los estudios de Vargas-Yáñez *et al.* (2023) y Vargas-Yáñez *et al.* (2021) no se proporciona un valor para la subida del nivel del mar en esta demarcación, sino que lo proporcionan para las costas del Mediterráneo y el sur de la península ibérica de forma conjunta.



OLEAJE



4. Oleaje

4.1. Todas las demarcaciones

El viento, al pasar sobre el mar, le transfiere parte de su energía, lo que provoca ondulaciones u olas en su superficie que se propagan en la misma dirección del viento, si su fuerza y dirección son constantes. La energía transportada por la ola es directamente proporcional al cuadrado de su altura, es decir, a la distancia vertical entre una cresta y un seno consecutivos. El oleaje, caracterizado por su altura y por su longitud y periodo, viene determinado por la velocidad del viento, la distancia en la que actúa, el tiempo durante el cual actúa sobre la superficie del mar y la profundidad.

4.1.1. Mapas de oleaje

Las siguientes figuras muestran la altura media anual (Figura 60) y estacional (Figura 61) y el periodo medio anual (Figura 62) y estacional (Figura 63) del oleaje en las cinco demarcaciones. Para la elaboración de dichos mapas se utilizaron los datos de Copernicus de “Global Ocean Waves Reanalysis”. El producto GLOBAL_REANALYSIS_WAV_001_032 para el reanálisis global de oleaje muestra el estado del mar desde el año 1993. El núcleo de este producto se basa en el modelo MFWAM, un modelo de tercera generación que calcula el espectro de olas, es decir, la distribución de la energía del estado del mar en frecuencia y dirección en una cuadrícula irregular de 1/5°. Los datos y más información se pueden obtener en https://data.marine.copernicus.eu/product/GLOBAL_MULTIYEAR_WAV_001_032. El acceso a los datos para la elaboración de las figuras 60 a 67 tuvo lugar el 8 de marzo de 2024.

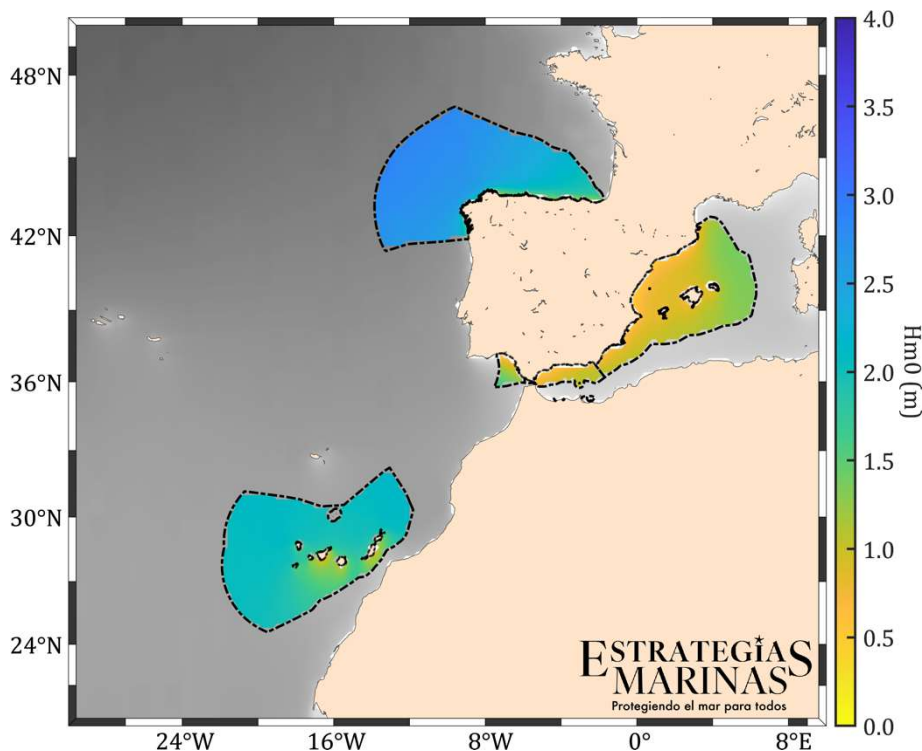


Figura 60: Altura significativa del oleaje en la superficie del mar en las cinco demarcaciones. Datos del 1 de enero de 1993 al 30 de abril de 2023. GLOBAL_REANALYSIS_WAV_001_032. E.U. Copernicus Marine Service Information (CMEMS). Marine Data Store (MDS). DOI: 10.48670/moi-00022.

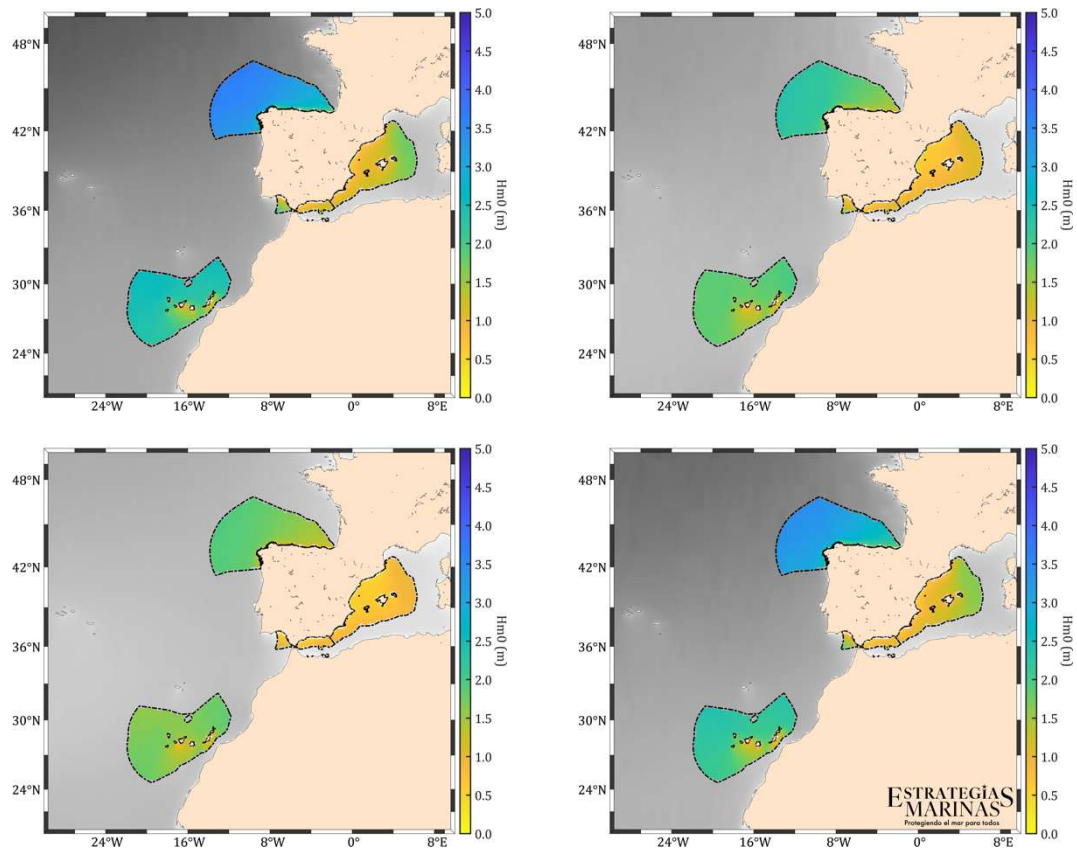


Figura 61: Altura significativa del oleaje en la superficie del mar en las cinco demarcaciones en: invierno (superior izquierda), primavera (superior derecha), verano (inferior izquierda) y otoño (inferior derecha). Datos del 1 de enero de 1993 al 30 de abril de 2023. GLOBAL_REANALYSIS_WAV_001_032. E.U. Copernicus Marine Service Information (CMEMS). Marine Data Store (MDS). DOI: 10.48670/moi-00022.

Como se puede ver en la Figura 60, la demarcación noratlántica es la que tiene una altura de oleaje que llega a valores más altos, seguida de la demarcación canaria, mientras que estos valores son mucho menores en las demarcaciones situadas en el Mediterráneo. Para todas las demarcaciones, las mayores alturas de ola se alcanzan en otoño e invierno, siendo primavera y verano estaciones con un oleaje menor (Figura 61).

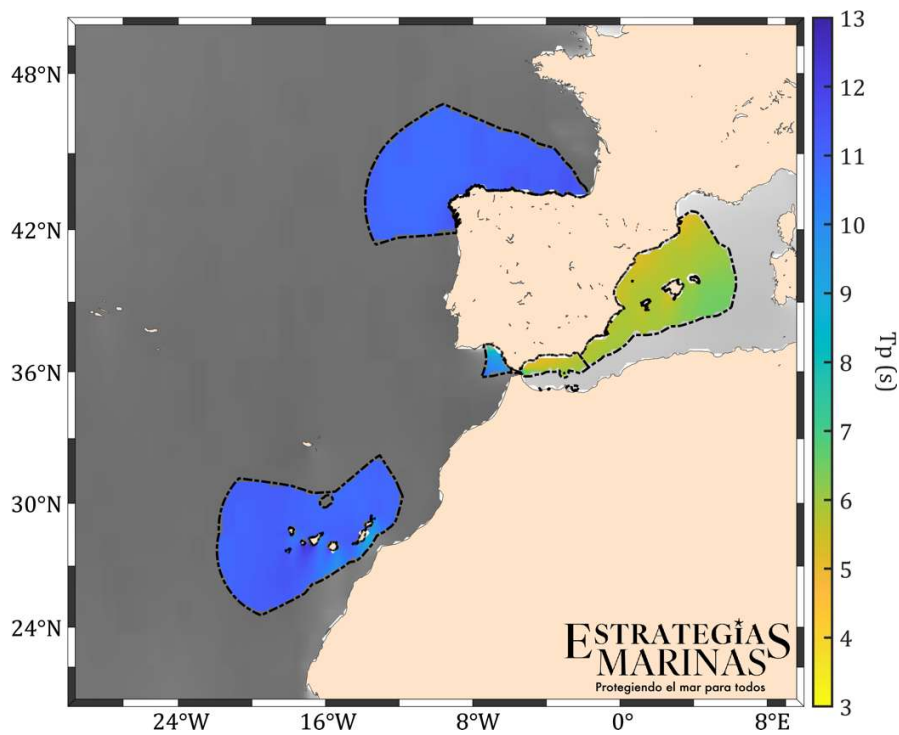


Figura 62: Periodo de pico en la superficie del mar en las cinco demarcaciones. Datos del 1 de enero de 1993 al 30 de abril de 2023. GLOBAL_REANALYSIS_WAV_001_032. E.U. Copernicus Marine Service Information (CMEMS). Marine Data Store (MDS). DOI: 10.48670/moi-00022.

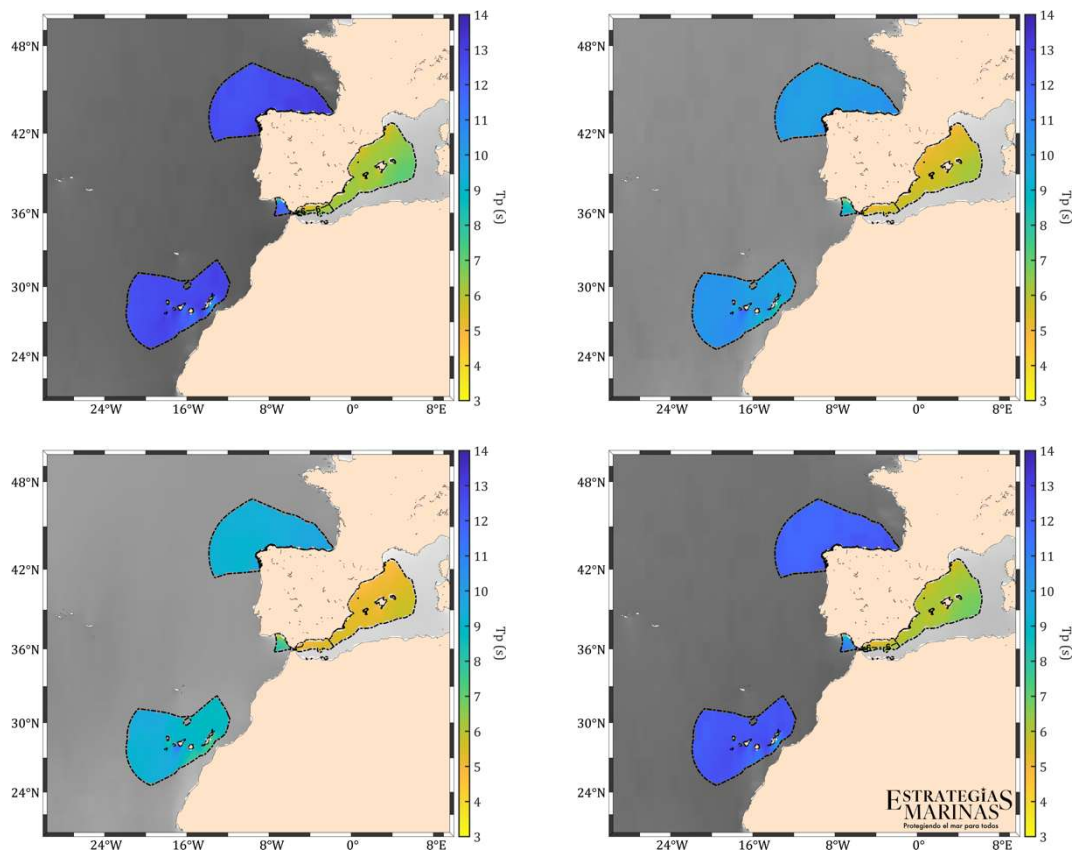


Figura 63: Periodo de pico en la superficie del mar en las cinco demarcaciones en: invierno (superior izquierda), primavera (superior derecha), verano (inferior izquierda) y otoño (inferior derecha). Datos del 1 de enero de 1993 al 30 de abril de 2023. GLOBAL_REANALYSIS_WAV_001_032. E.U. Copernicus Marine Service Information (CMEMS). Marine Data Store (MDS). DOI: 10.48670/moi-00022.



Al igual que en el caso de la altura de ola, el periodo de pico es mayor en las demarcaciones del atlántico (Figura 62), y es especialmente alto en invierno y otoño (Figura 63).



4.2. Demarcación noratlántica

La altura media de las olas en la demarcación noratlántica es superior a los dos metros, excediendo frecuentemente los siete metros en temporales invernales (Medina, 2008).

4.2.1. Mapas de oleaje

Las siguientes figuras muestran la altura media anual (Figura 64) y estacional (Figura 65) y el periodo medio anual (Figura 66) y estacional (Figura 67) del oleaje en la demarcación noratlántica. Para la elaboración de dichos mapas se utilizaron los datos de Copernicus de “Global Ocean Waves Reanalysis”.

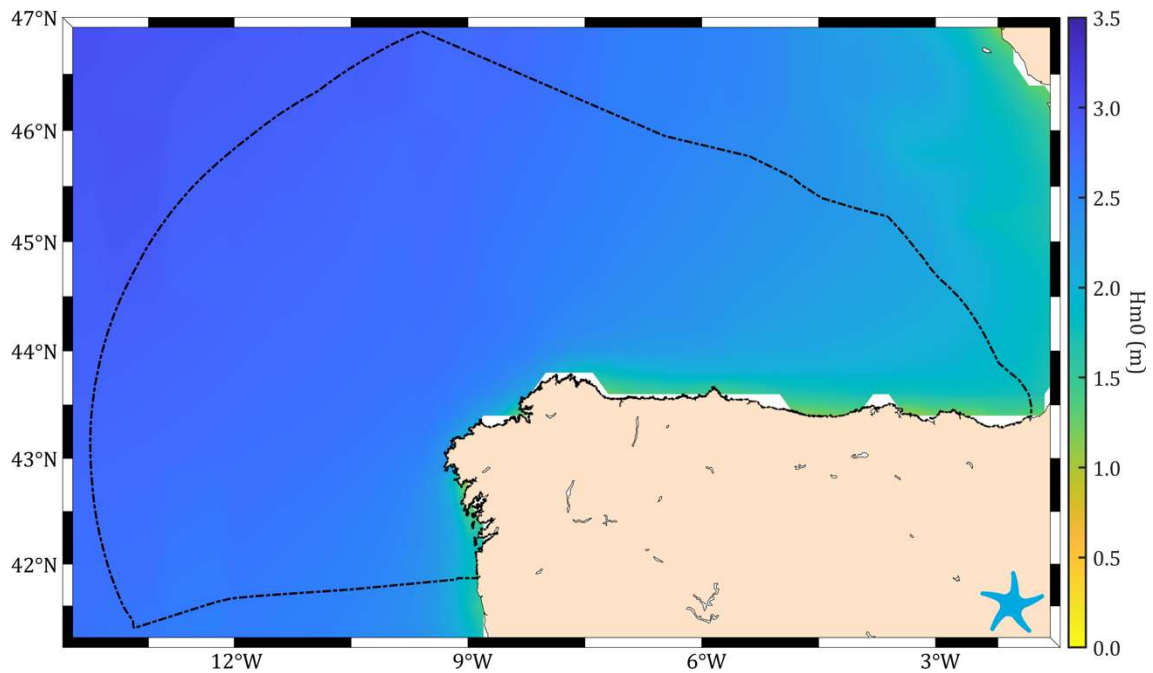


Figura 64: Altura significativa del oleaje en la superficie del mar en la demarcación noratlántica. GLOBAL_REANALYSIS_WAV_001_032. E.U. Copernicus Marine Service Information (CMEMS). Datos del 1 de enero de 1993 al 30 de abril de 2023. Marine Data Store (MDS). DOI: 10.48670/moi-00022.

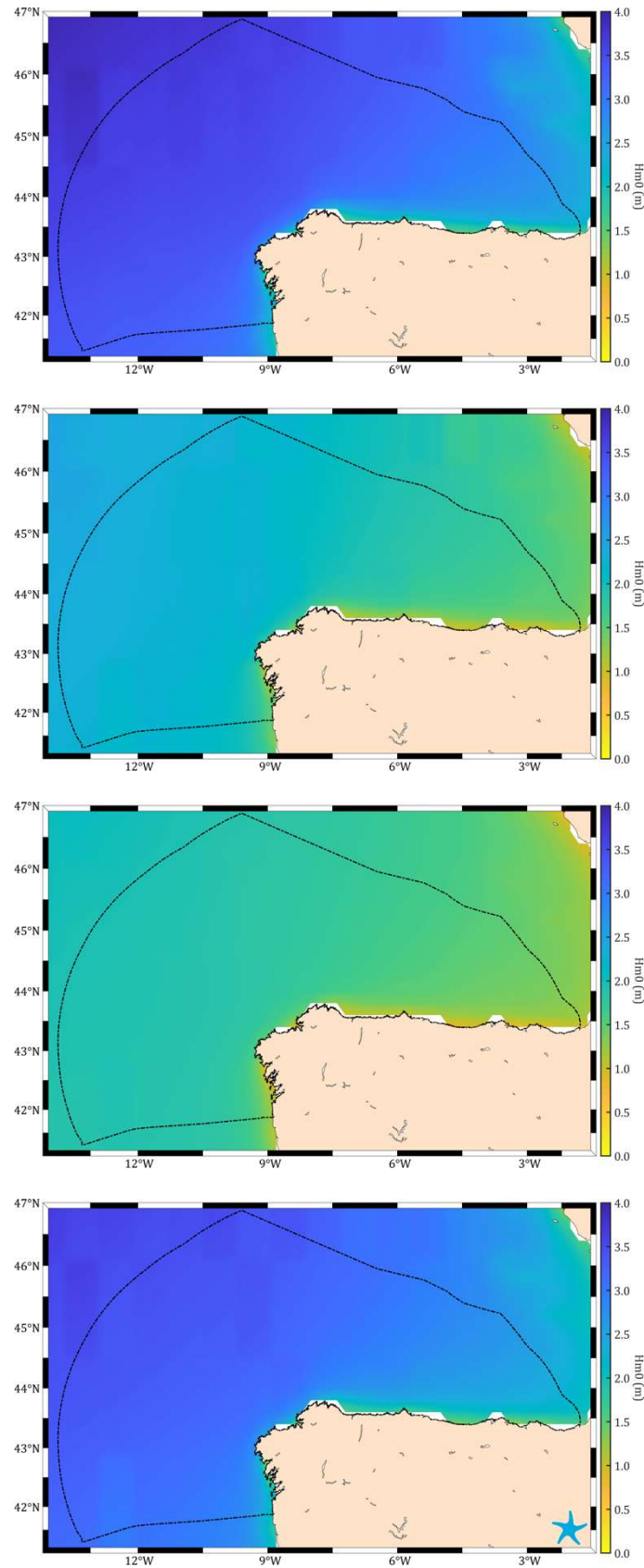


Figura 65: Altura significativa del oleaje en la superficie del mar en la demarcación noratlántica en: invierno (primera figura), primavera (segunda figura), verano (tercera figura) y otoño (cuarta figura). Datos del 1 de enero de 1993 al 30 de abril de 2023. GLOBAL_REANALYSIS_WAV_001_032. E.U. Copernicus Marine Service Information (CMEMS). Marine Data Store (MDS). DOI: 10.48670/moi-00022.



Los valores medios anuales para la demarcación noratlántica son superiores a dos metros en la mayor parte de la demarcación, sólo alcanzando valores inferiores en las regiones costeras (Figura 64), siendo en invierno y en otoño cuando alcanza los valores más altos (Figura 65).

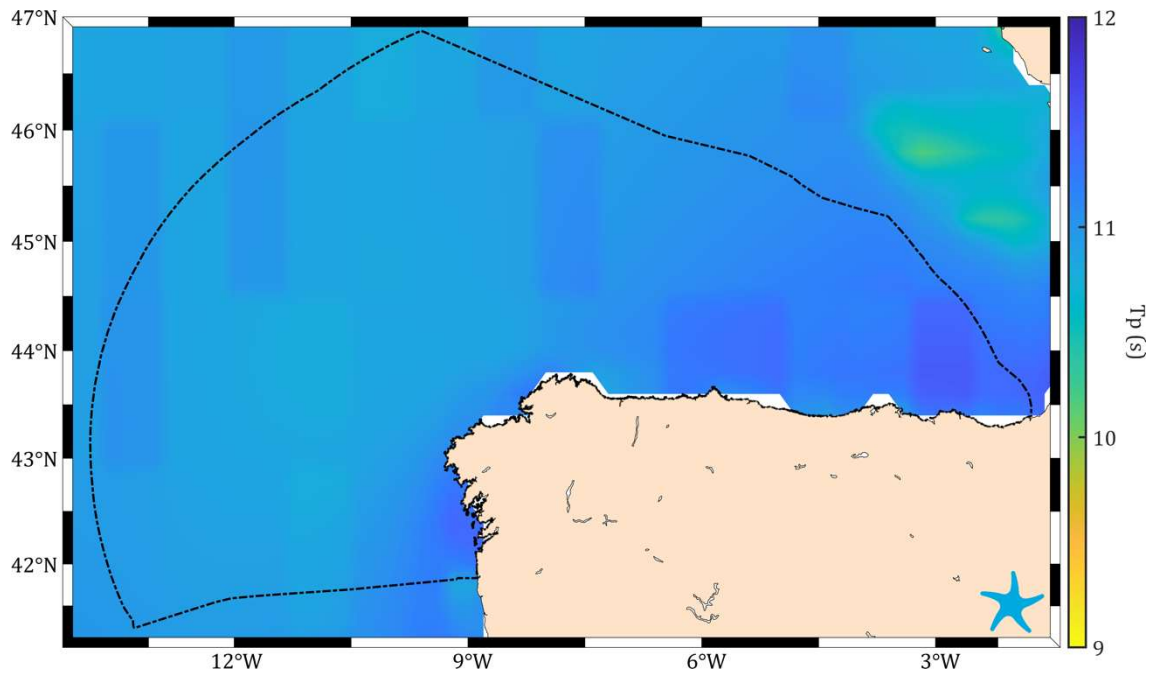


Figura 66: Periodo de pico en la superficie del mar en la demarcación noratlántica. Datos del 1 de enero de 1993 al 30 de abril de 2023. GLOBAL_REANALYSIS_WAV_001_032. E.U. Copernicus Marine Service Information (CMEMS). Marine Data Store (MDS). DOI: 10.48670/moi-00022.

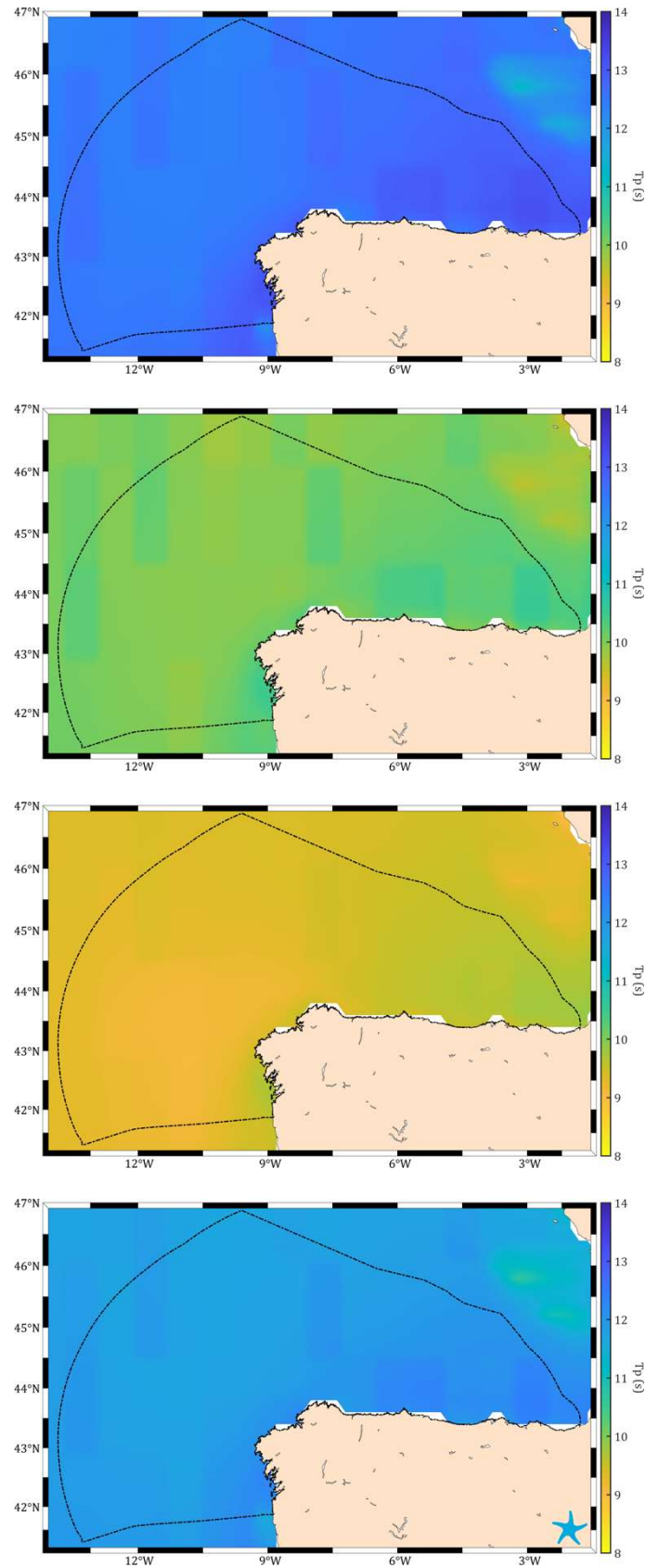


Figura 67: Periodo de pico en la superficie del mar en la demarcación noratlántica en: invierno (primera figura), primavera (segunda figura), verano (tercera figura) y otoño (cuarta figura). Datos del 1 de enero de 1993 al 30 de abril de 2023. GLOBAL_REANALYSIS_WAV_001_032. E.U. Copernicus Marine Service Information (CMEMS). Marine Data Store (MDS). DOI: 10.48670/moi-00022.



El periodo de pico también muestra valores elevados, superiores a 10 s (Figura 66), siendo en invierno cuando los valores son mayores, seguido por otoño, con valores mínimos en verano (Figura 67).

4.2.2. Rosas de oleaje

Los siguientes diagramas de rosa muestran la altura significativa y dirección media de procedencia anual (Figura 68) y el periodo de pico y dirección media de procedencia anual (Figura 69) del oleaje en las principales boyas de aguas profundas de la demarcación noratlántica. Estas boyas pertenecen al sistema de monitorización y previsión de Puertos del Estado que proporciona información sobre el régimen de oleaje en las aguas costeras de España a partir de los datos obtenidos por las boyas repartidas por la costa (datos disponibles en <https://www.puertos.es/es-es/oceanografia/Paginas/portus.aspx>).

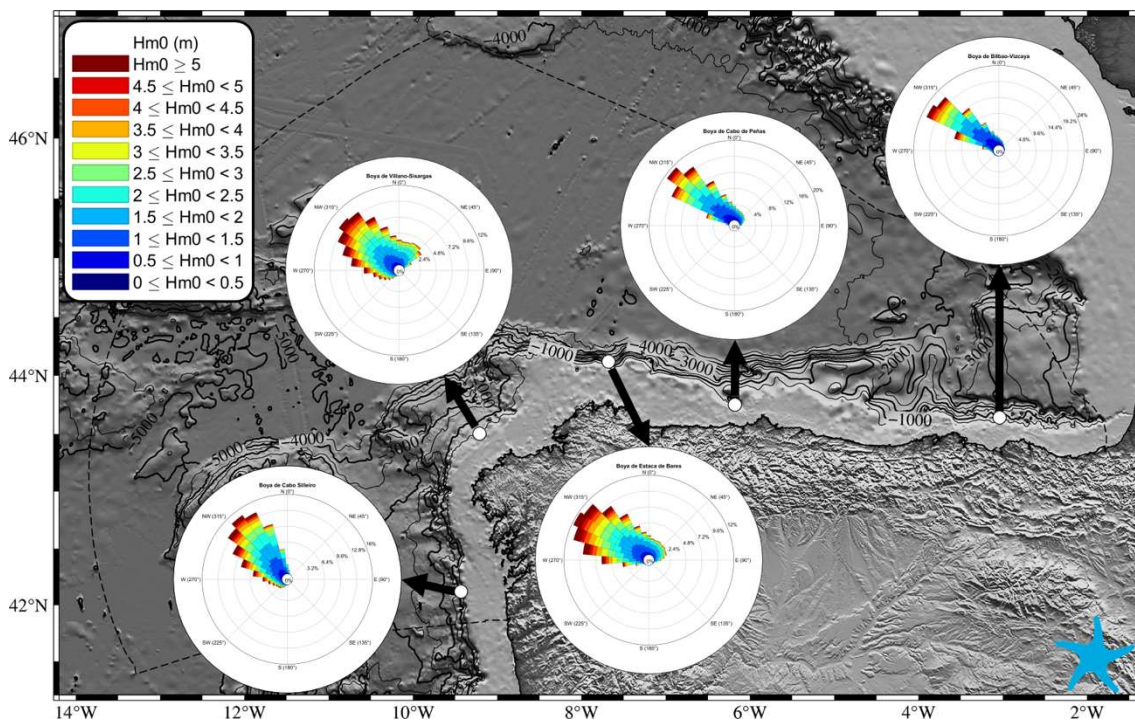


Figura 68: Diagramas de rosa de la altura significativa y dirección media de procedencia del oleaje para la boya de Bilbao-Vizcaya (periodo del 7 de noviembre de 1990 al 16 de abril de 2024), la boya de Cabo de Peñas (periodo del 18 de marzo de 1998 al 16 de abril de 2024), la boya de Estaca de Bares (periodo del 19 de julio de 1996 al 16 de abril de 2024), la boya de Villano-Sisargas (periodo del 13 de mayo de 1998 al 16 de abril de 2024) y la boya de Cabo Silleiro (periodo del 6 de julio de 1998 al 16 de abril de 2024). Datos procedentes del sistema de boyas de Puertos del Estado.

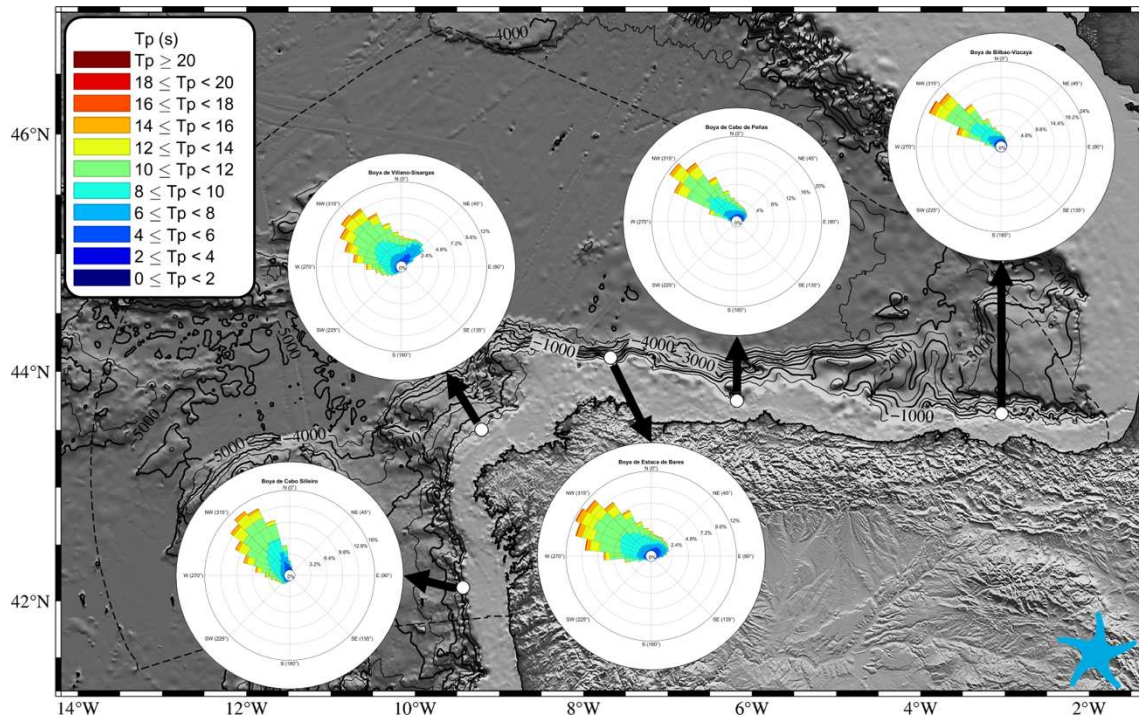


Figura 69: Diagramas de rosa del periodo de pico y dirección media de procedencia del oleaje para la boya de Bilbao-Vizcaya (periodo del 7 de noviembre de 1990 al 16 de abril de 2024), la boya de Cabo de Peñas (periodo del 18 de marzo de 1998 al 16 de abril de 2024), la boya de Estaca de Bares (periodo del 19 de julio de 1996 al 16 de abril de 2024), la boya de Villano-Sisargas (periodo del 13 de mayo de 1998 al 16 de abril de 2024) y la boya de Cabo Silleiro (periodo del 6 de julio de 1998 al 16 de abril de 2024). Datos procedentes del sistema de boyas de Puertos del Estado.



4.3. Demarcación canaria

4.3.1. Mapas de oleaje

En las costas de las islas Canarias se pueden diferenciar dos tipos de olas, que dan lugar a sendos estados de la mar: mar de viento y mar de leva. En el mar de viento, el oleaje se encuentra bajo la acción del viento que lo genera, mientras que, en el mar de leva, también denominado mar de fondo, mar tendida y mar sorda, las olas producidas en las zonas generadoras, al transmitirse, llegan a un lugar determinado en ausencia de viento.

Las siguientes figuras muestran la altura media anual (Figura 70) y estacional (Figura 71) y el periodo medio anual (Figura 72) y estacional (Figura 73) del oleaje en la demarcación canaria. Para la elaboración de dichos mapas se utilizaron los datos de Copernicus de “Global Ocean Waves Reanalysis”. El acceso a los datos para la elaboración de las gráficas 70 a 73 tuvo lugar el 8 de marzo de 2024.

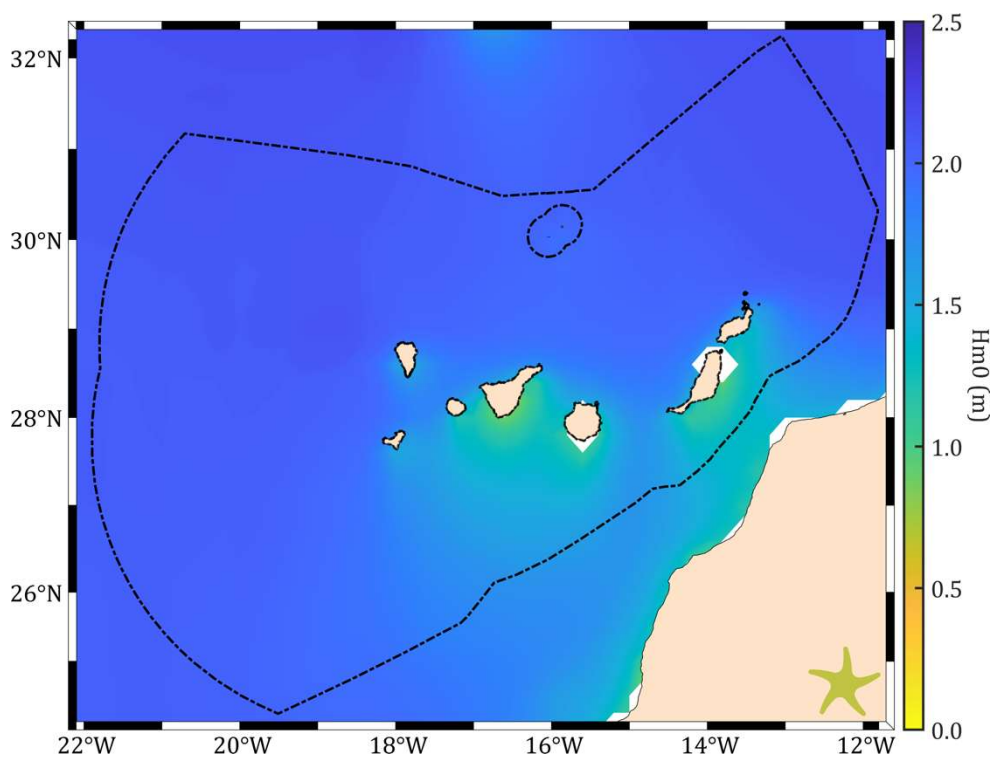


Figura 70: Altura significativa del oleaje en la superficie del mar en la demarcación canaria. Datos del 1 de enero de 1993 al 30 de abril de 2023. GLOBAL_REANALYSIS_WAV_001_032. E.U. Copernicus Marine Service Information (CMEMS). Datos del 1 de enero de 1993 al 30 de abril de 2023. Marine Data Store (MDS). DOI: 10.48670/moi-00022.

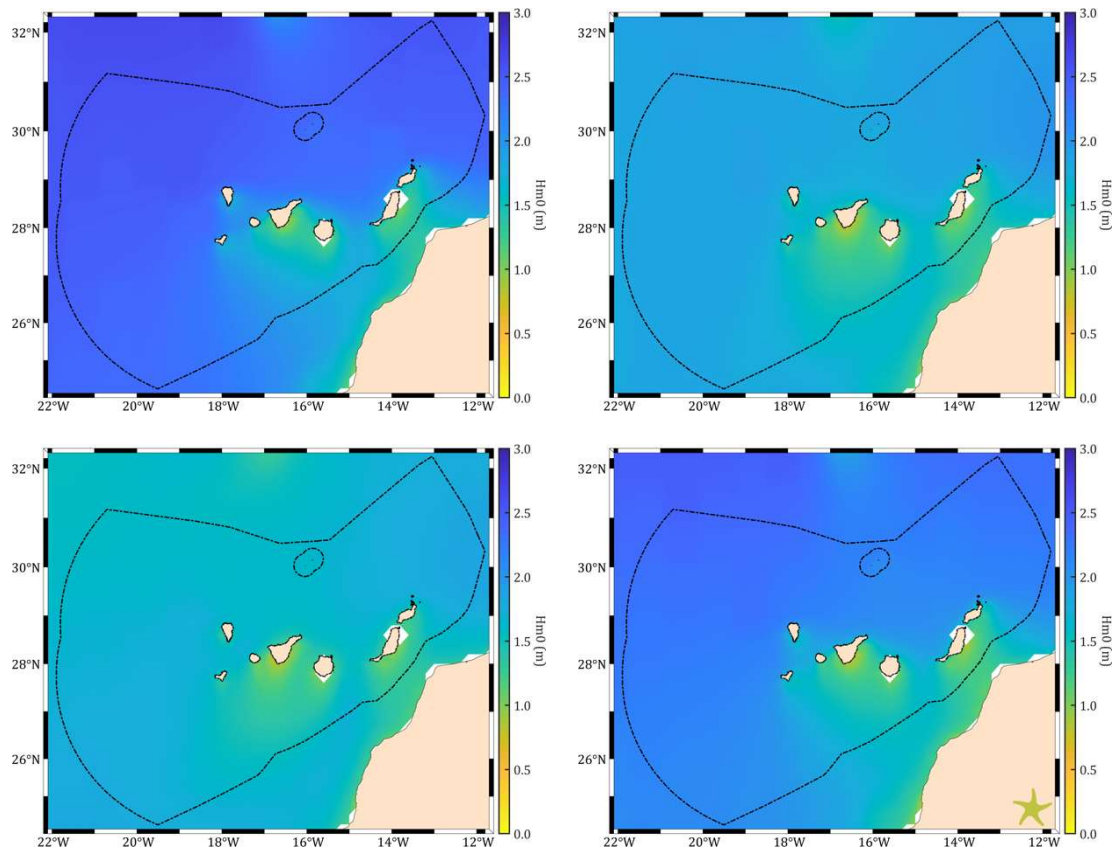


Figura 71: Altura significativa del oleaje en la superficie del mar en la demarcación canaria en: invierno (superior izquierda), primavera (superior derecha), verano (inferior izquierda) y otoño (inferior derecha). Datos del 1 de enero de 1993 al 30 de abril de 2023. GLOBAL_REANALYSIS_WAV_001_032. E.U. Copernicus Marine Service Information (CMEMS). Marine Data Store (MDS). DOI: 10.48670/moi-00022.

El oleaje medio en la zona de Canarias no suele superar los 2,5 metros (Figura 70) y está sometido a una variación estacional (Figura 71) debido principalmente al cambio en el régimen de vientos. Así, en verano la acción de los alisios genera olas de viento del noroeste, por lo que principalmente las costas a barlovento de dichos vientos están sometidas a un oleaje persistente, que no suele alcanzar los 3 m de altura. En otoño, la intensidad del oleaje disminuye debido al debilitamiento del anticiclón de las Azores, produciéndose periodos de poco oleaje. Sin embargo, esta situación se ve interrumpida por borrascas que, al atravesar el océano Atlántico de camino a Europa, suelen afectar a Canarias, especialmente en invierno y primavera. Estas borrascas también pueden alcanzar Canarias como mar de fondo aun estando muy distanciadas, produciendo un oleaje que se propaga hacia el sur y que puede alcanzar alturas de 10 m. A medida que la primavera avanza, la situación anticiclónica en la zona de Canarias se refuerza, la influencia de las borrascas disminuye y el oleaje tiende a ser exclusivamente generado por los vientos alisios.

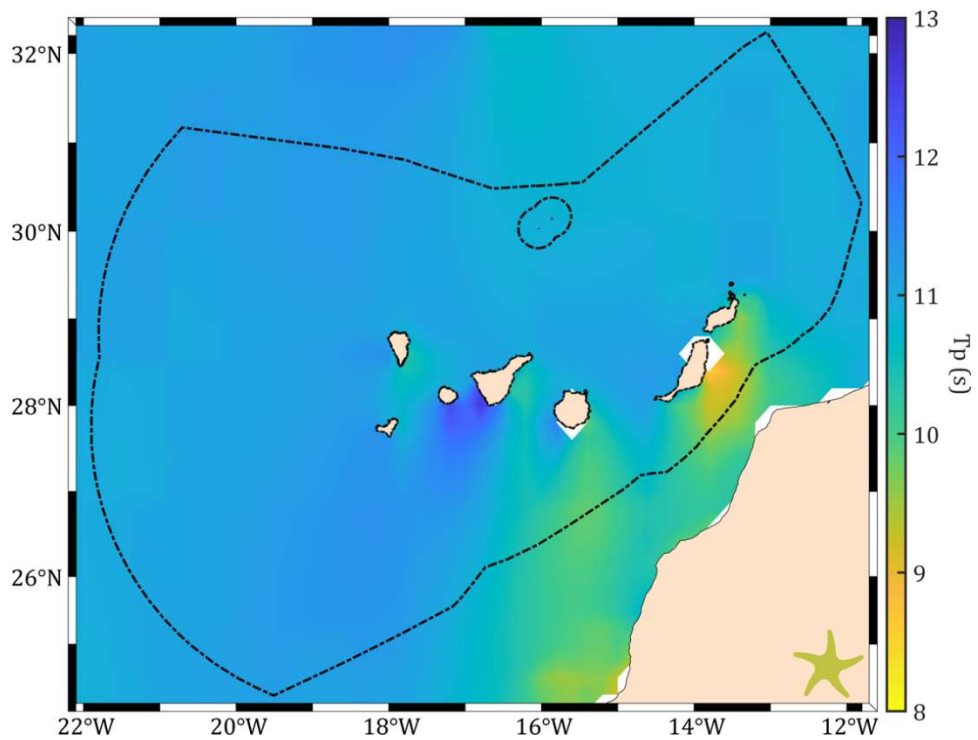


Figura 72: Periodo de pico en la superficie del mar en la demarcación canaria. Datos del 1 de enero de 1993 al 30 de abril de 2023. GLOBAL_REANALYSIS_WAV_001_032. E.U. Copernicus Marine Service Information (CMEMS). Marine Data Store (MDS). DOI: 10.48670/moi-00022.

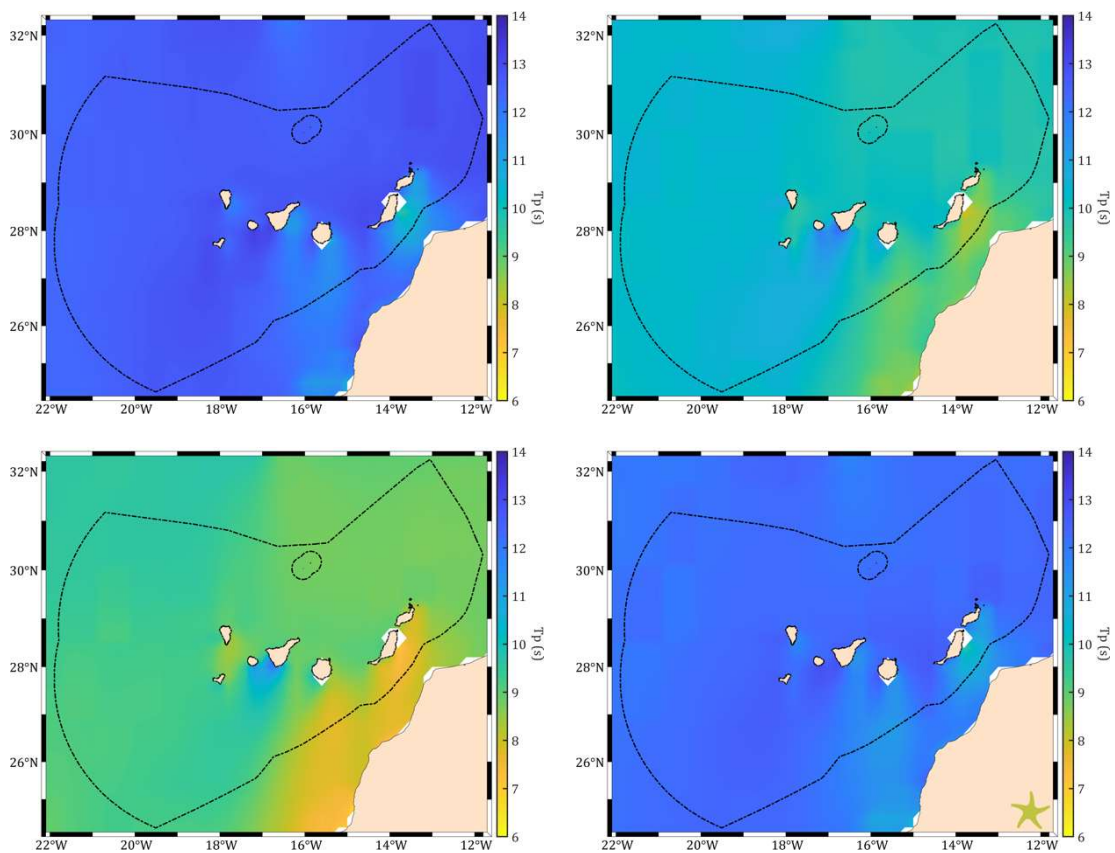


Figura 73: Periodo de pico en la superficie del mar en la demarcación canaria en: invierno (superior izquierda), primavera (superior derecha), verano (inferior izquierda) y otoño (inferior derecha). Datos del 1 de enero de 1993 al 30 de abril de 2023. GLOBAL_REANALYSIS_WAV_001_032. E.U. Copernicus Marine Service Information (CMEMS). Marine Data Store (MDS). DOI: 10.48670/moi-00022.



Los valores medios del periodo de pico están en torno a 10 s (Figura 72), alcanzando los valores más altos en invierno y en otoño y los mínimos en verano (Figura 73).

4.3.2. Rosas de oleaje

Los siguientes diagramas de rosa muestran la altura significativa y dirección media de procedencia anual (Figura 74) y el periodo de pico y dirección media de procedencia anual (Figura 75) del oleaje en las principales boyas de aguas profundas de la demarcación canaria. Estas boyas pertenecen al sistema de monitorización y previsión de Puertos del Estado que proporciona información sobre el régimen de oleaje en las aguas costeras de España a partir de los datos obtenidos por las boyas repartidas por la costa (datos disponibles en <https://www.puertos.es/es-es/oceanografia/Paginas/portus.aspx>).

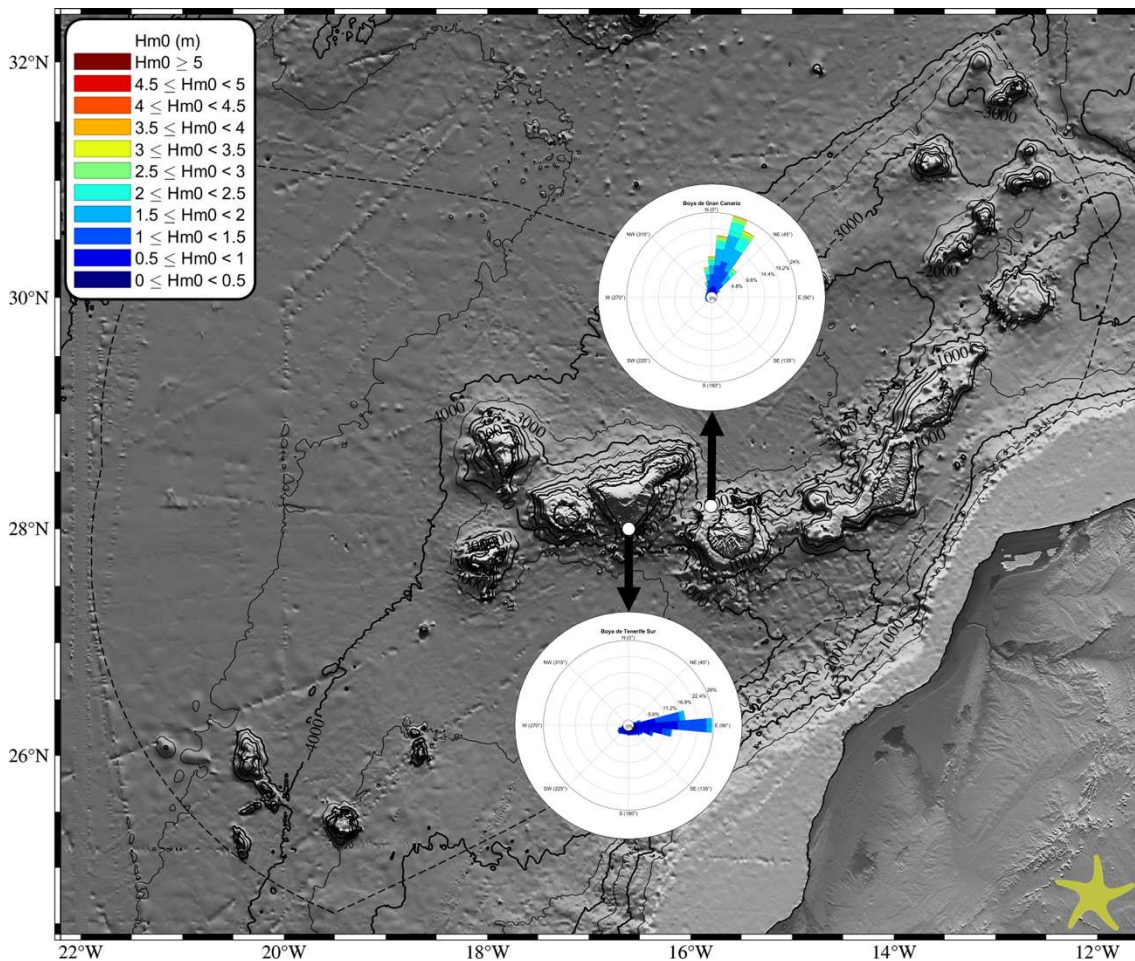


Figura 74: Diagramas de rosa de la altura significativa y dirección media de procedencia del oleaje para la boya de Tenerife Sur (periodo del 1 de abril de 1998 al 16 de abril de 2024) y la boya de Gran Canaria (periodo del 20 de junio de 1997 al 16 de abril de 2024). Datos procedentes del sistema de boyas de Puertos del Estado.

La procedencia y altura del oleaje también varía entre el norte y sur de las islas (Figura 74). Al norte, el oleaje es más intenso, alcanzando en ocasiones valores superiores a 3,5 m y con una dirección predominante N-NE mientras que, al sur de las islas, la altura del oleaje raramente supera los 2,5 m y la dirección predominante es del este. Lo mismo ocurre con el periodo de pico del oleaje (Figura 75), que muestra valores mayores al norte de las islas que al sur, dado que estas actúan como barrera natural al mismo.

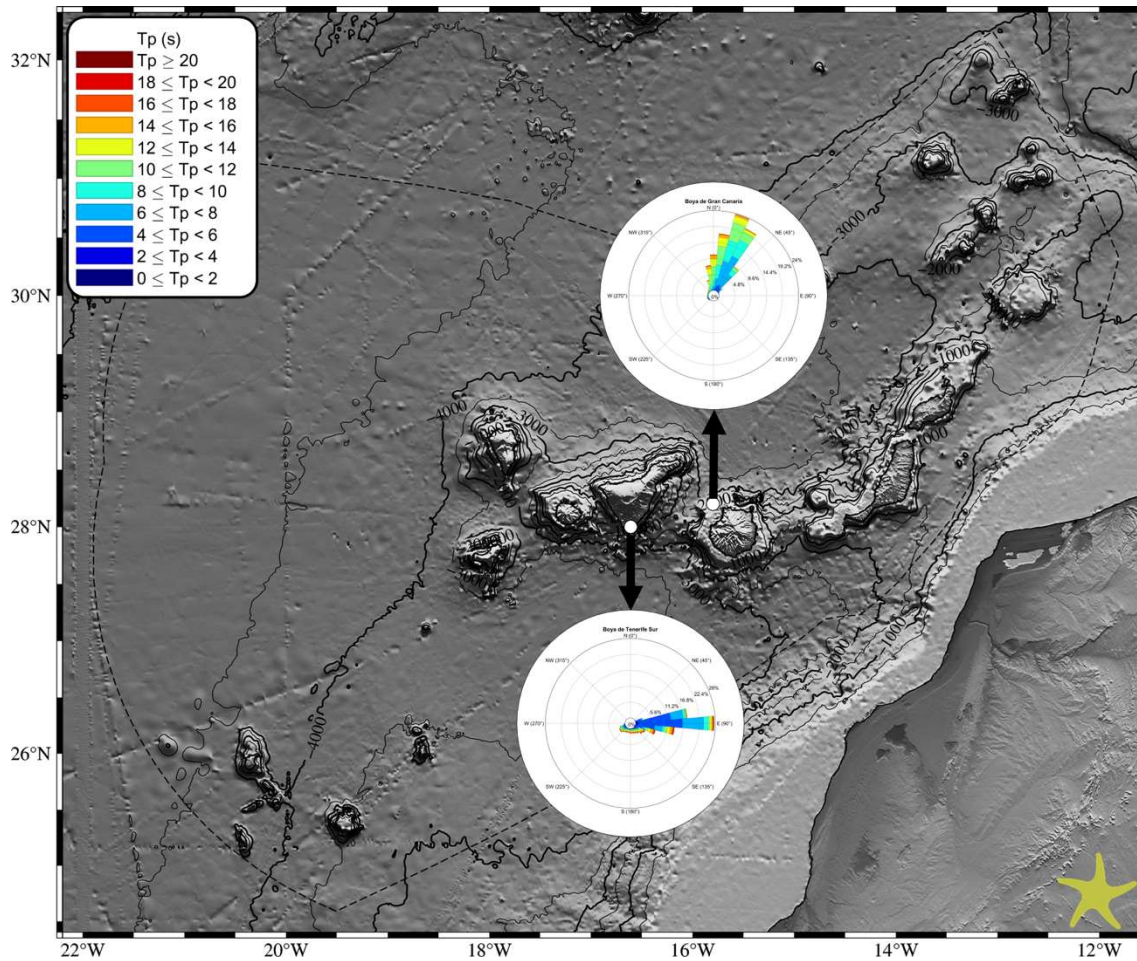


Figura 75: Diagramas de rosa del periodo de pico y dirección media de procedencia del oleaje para la boya de Tenerife Sur (periodo del 1 de abril de 1998 al 16 de abril de 2024) y la boya de Gran Canaria (periodo del 20 de junio de 1997 al 16 de abril de 2024). Datos procedentes del sistema de boyas de Puertos del Estado.

De forma general, el oleaje en las islas es el resultado de la combinación del oleaje local forzado por los alisios y el generado por tormentas lejanas. La situación más habitual es la de los alisios, que junto al efecto barrera que ejerce el propio archipiélago al paso de la corriente de Canarias y de los vientos dominantes, crea condiciones para que, a sotavento de las islas, especialmente en las de mayor relieve, se establezcan zonas de calma. En estas zonas, al estar menos batidas por el viento, las aguas se mezclan menos con las de la corriente general, dando lugar a zonas de aguas más cálidas y estables; si bien en los límites de estas zonas de calmas se generan zonas de intensos vientos haciendo por tanto posible un drástico cambio de viento en una distancia muy pequeña, del orden de decenas de metros.



4.4. Demarcación sudatlántica

4.4.1. Mapas de oleaje

Las siguientes figuras muestran la altura media anual (Figura 76) y estacional (Figura 77) y el periodo medio anual (Figura 78) y estacional (Figura 79) del oleaje en la demarcación sudatlántica. Para la elaboración de dichos mapas se utilizaron los datos de Copernicus de “Global Ocean Waves Reanalysis”. El acceso a los datos para la elaboración de las gráficas 76 a 79 tuvo lugar el 8 de marzo de 2024.

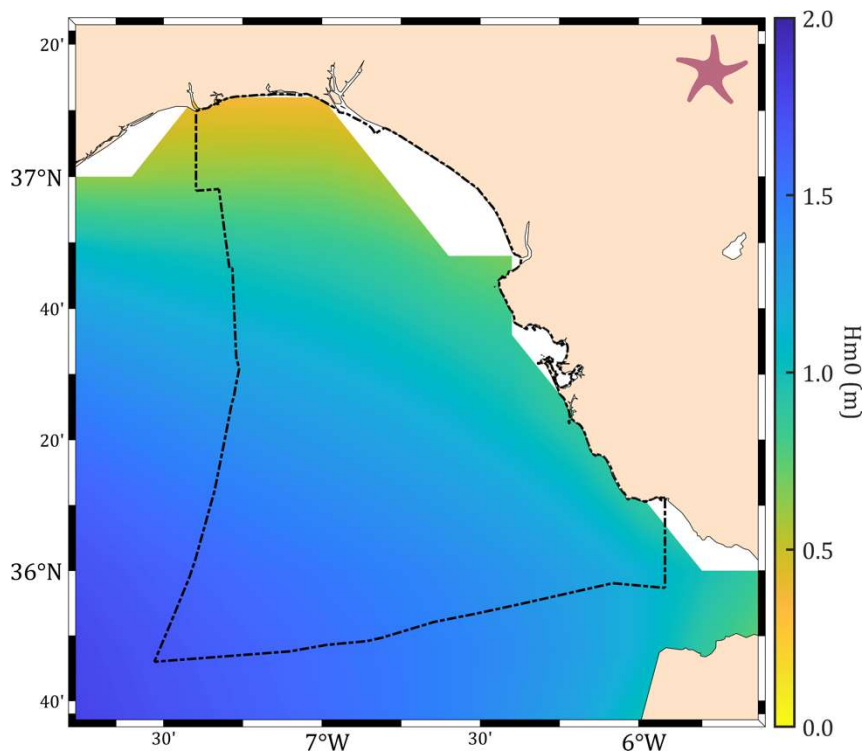


Figura 76: Altura significativa del oleaje en la superficie del mar en la demarcación sudatlántica. Datos del 1 de enero de 1993 al 30 de abril de 2023. GLOBAL_REANALYSIS_WAV_001_032. E.U. Copernicus Marine Service Information (CMEMS). Marine Data Store (MDS). DOI: 10.48670/moi-00022.

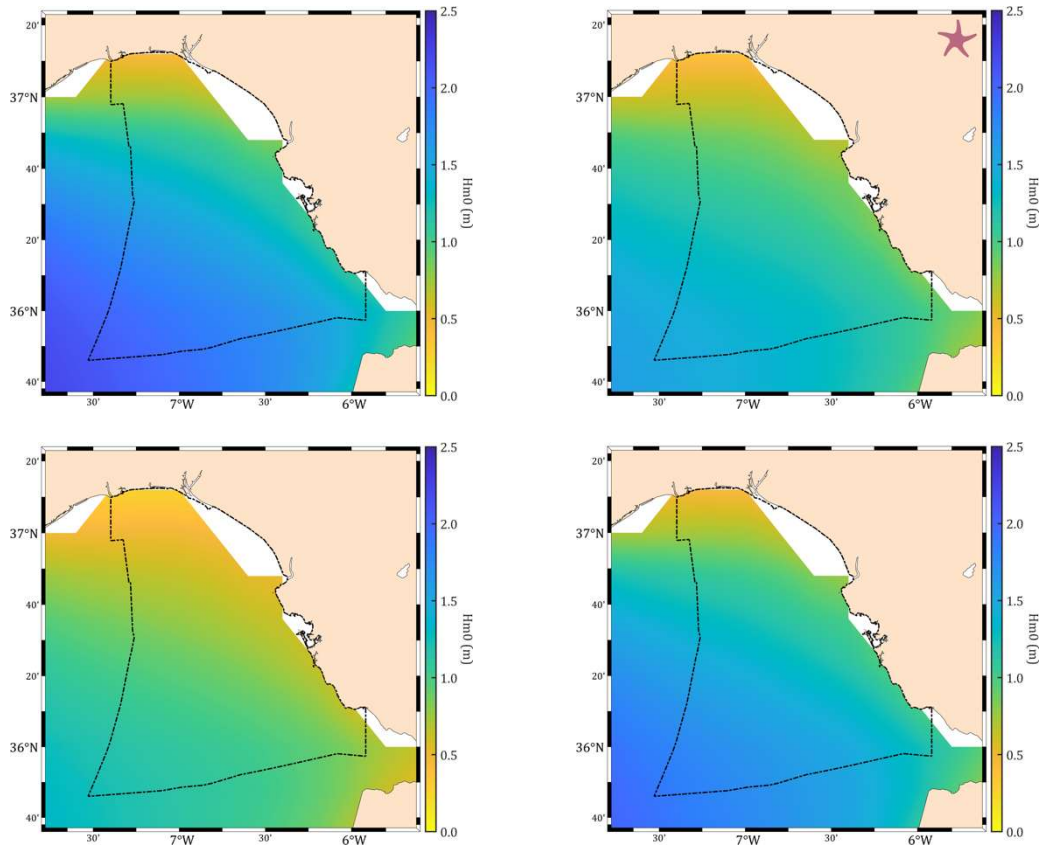


Figura 77: Altura significativa del oleaje en la superficie del mar en la demarcación sudatlántica en: invierno (superior izquierda), primavera (superior derecha), verano (inferior izquierda) y otoño (inferior derecha). Datos del 1 de enero de 1993 al 30 de abril de 2023. GLOBAL_REANALYSIS_WAV_001_032. E.U. Copernicus Marine Service Information (CMEMS). Marine Data Store (MDS). DOI: 10.48670/moi-00022.

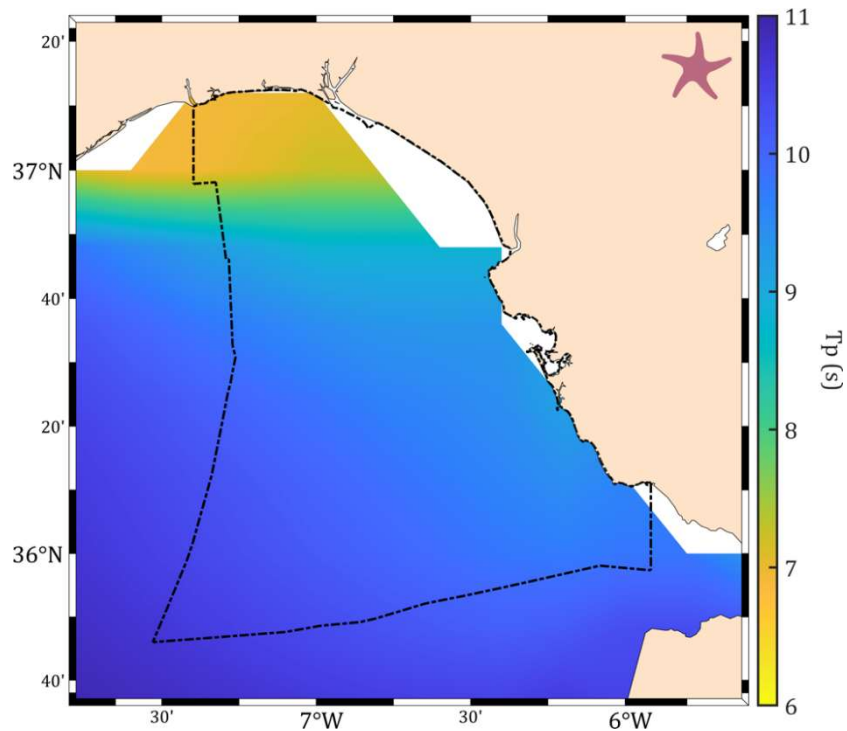


Figura 78: Periodo de pico en la superficie del mar en la demarcación sudatlántica. Datos del 1 de enero de 1993 al 30 de abril de 2023. GLOBAL_REANALYSIS_WAV_001_032. E.U. Copernicus Marine Service Information (CMEMS). Marine Data Store (MDS). DOI: 10.48670/moi-00022.

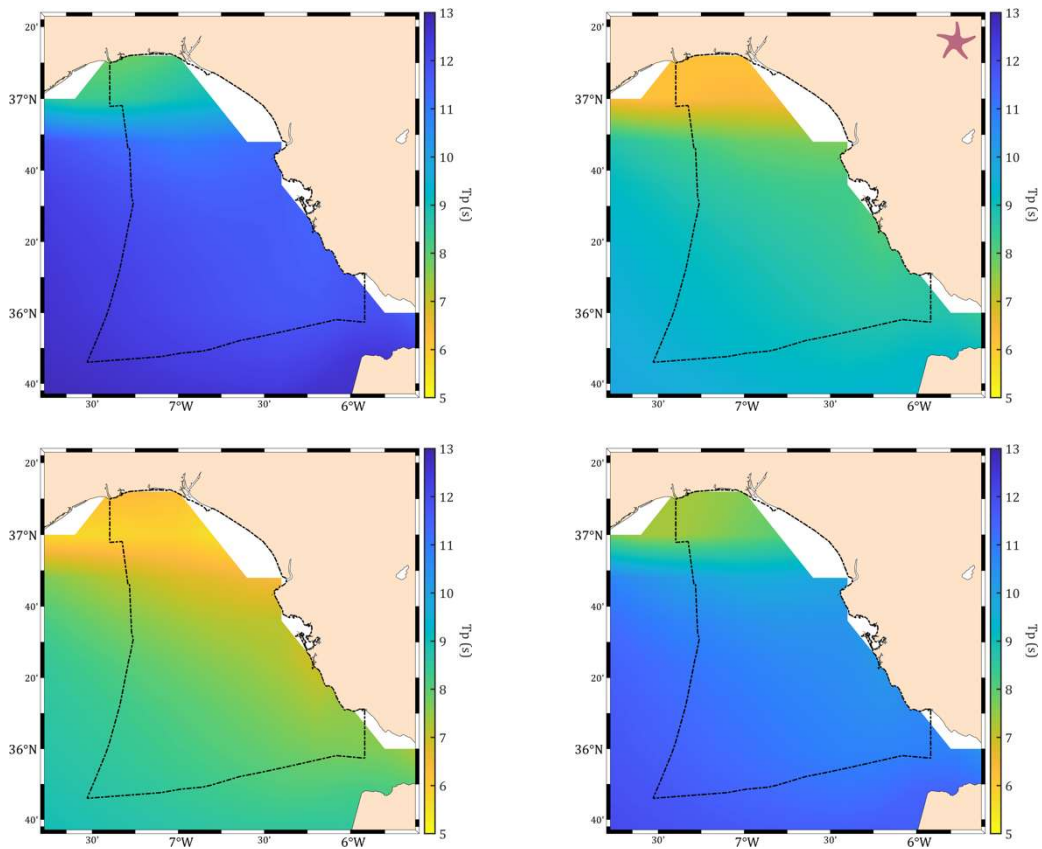


Figura 79: Periodo de pico en la superficie del mar en la demarcación sudatlántica en: invierno (superior izquierda), primavera (superior derecha), verano (inferior izquierda) y otoño (inferior derecha). Datos del 1 de enero de 1993 al 30 de abril de 2023. GLOBAL_REANALYSIS_WAV_001_032. E.U. Copernicus Marine Service Information (CMEMS). Marine Data Store (MDS). DOI: 10.48670/moi-00022.

La altura media anual de ola significativa en la demarcación sudatlántica es de aproximadamente 1 m en condiciones de buen tiempo (Costa *et al.*, 2001; Del Río *et al.*, 2012; Anfuso *et al.*, 2015) (Figura 77), compuesta tanto por mar como por marejada, generando una corriente litoral predominante hacia el E y SE (Benavente *et al.*, 2000). No obstante, también puede observarse la deriva litoral opuesta, en este caso relacionada con olas que se aproximan desde el sur (Anfuso *et al.*, 2015).

4.4.2. Rosas de oleaje

Los siguientes diagramas de rosa muestran la altura significativa y dirección media de procedencia anual (Figura 80) y el periodo de pico y dirección media de procedencia anual (Figura 81) del oleaje en la principal boya de aguas profundas de la demarcación sudatlántica. Estas boyas pertenecen al sistema de monitorización y previsión de Puertos del Estado que proporciona información sobre el régimen de oleaje en las aguas costeras de España a partir de los datos obtenidos por las boyas repartidas por la costa (datos disponibles en <https://www.puertos.es/es-es/oceanografia/Paginas/portus.aspx>).

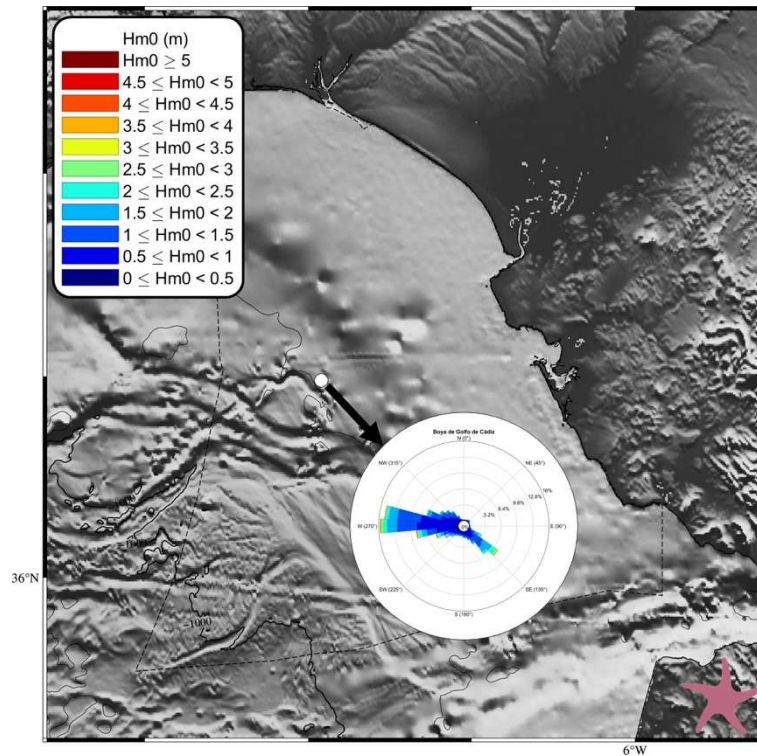


Figura 80: Diagrama de rosa de la altura significativa y dirección media de procedencia del oleaje para la boya de Golfo de Cádiz (periodo del 27 de agosto de 1996 al 16 de abril de 2024). Datos procedentes del sistema de boyas de Puertos del Estado.

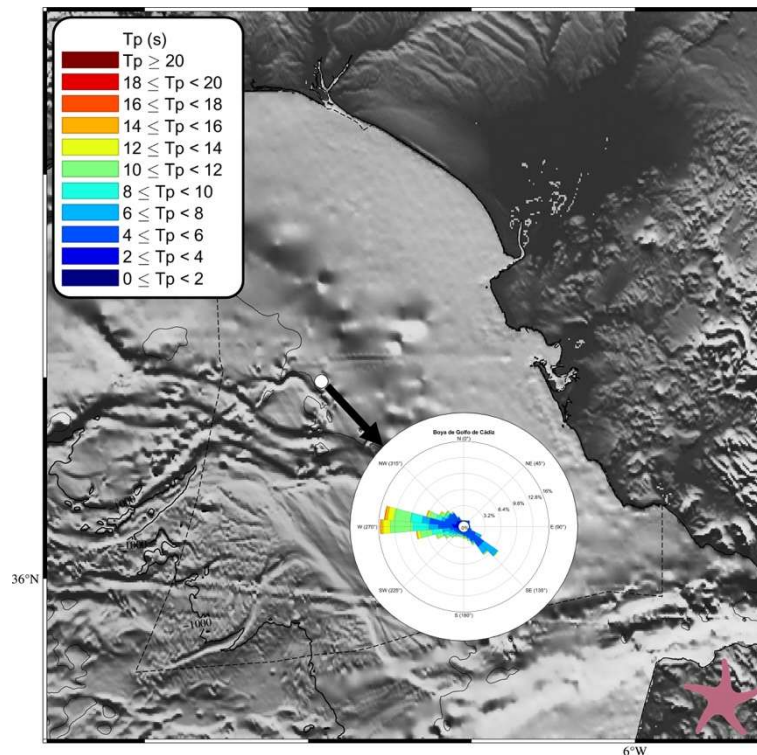


Figura 81: Diagrama de rosa del periodo de pico y dirección media de procedencia del oleaje para la boya de Golfo de Cádiz (periodo del 27 de agosto de 1996 al 16 de abril de 2024). Datos procedentes del sistema de boyas de Puertos del Estado.

Las olas más frecuentes son las comprendidas en el rango 255-300°, con especial incidencia las de dirección 270°, tal y como muestra la Figura 80. Las olas con componente norte no son frecuentes en el golfo de Cádiz debido al efecto abrigo del cabo de San Vicente donde se produce una importante difracción y atenuación. En general, el norte del golfo de Cádiz



se caracteriza por un clima de oleaje de menor energía que las costas occidentales de la península ibérica (Loureiro *et al.*, 2013). Otra dirección preferente es la SE (135°). Sin embargo, las olas de más de 3 m de altura significativa provienen del WSW (Figura 80). Estas olas son características de los eventos de temporal y suelen ser frecuentes en la demarcación durante los meses de otoño e invierno. También existen eventos de temporal de oleaje menos frecuentes en el golfo de Cádiz que tienen dirección este (Figura 80) pero no producen oleaje elevado hacia la parte noreste del golfo debido a su limitado *fetch* (Plomaritis *et al.*, 2015).



4.5. Demarcación Estrecho y Alborán

4.5.1. Mapas de oleaje

Las siguientes figuras muestran la altura media anual (Figura 82) y estacional (Figura 83) y el periodo medio anual (Figura 84) y estacional (Figura 85) del oleaje en la demarcación Estrecho y Alborán. Para la elaboración de dichos mapas se utilizaron los datos de Copernicus de “Global Ocean Waves Reanalysis”. El acceso a los datos para la elaboración de las gráficas 82 a 85 tuvo lugar el 8 de marzo de 2024.

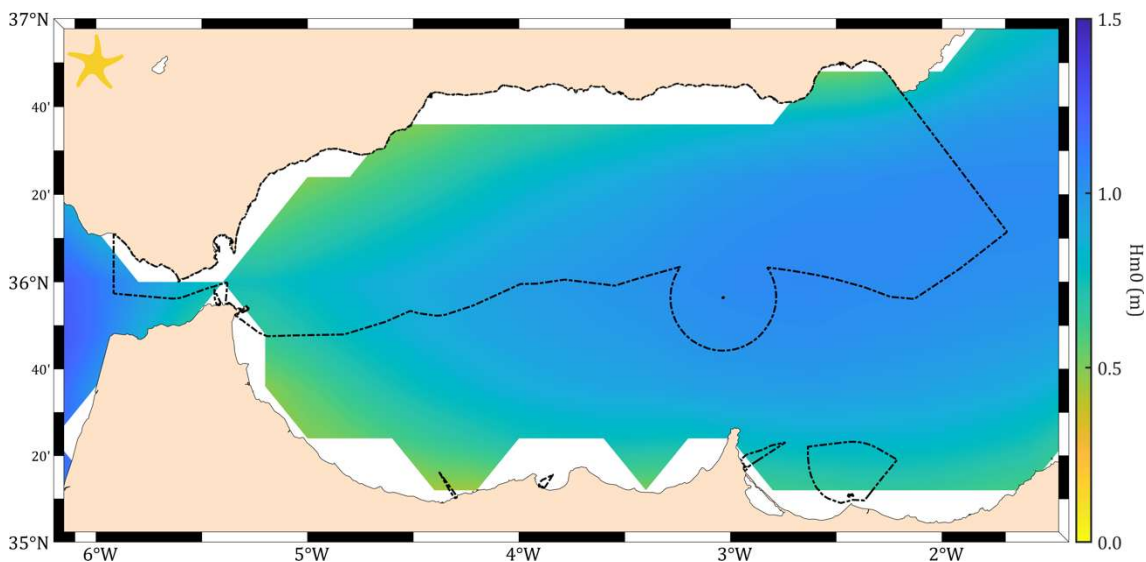


Figura 82: Altura significativa del oleaje en la superficie del mar en la demarcación Estrecho y Alborán. Datos del 1 de enero de 1993 al 30 de abril de 2023. GLOBAL_REANALYSIS_WAV_001_032. E.U. Copernicus Marine Service Information (CMEMS). Marine Data Store (MDS). DOI: 10.48670/moi-00022.

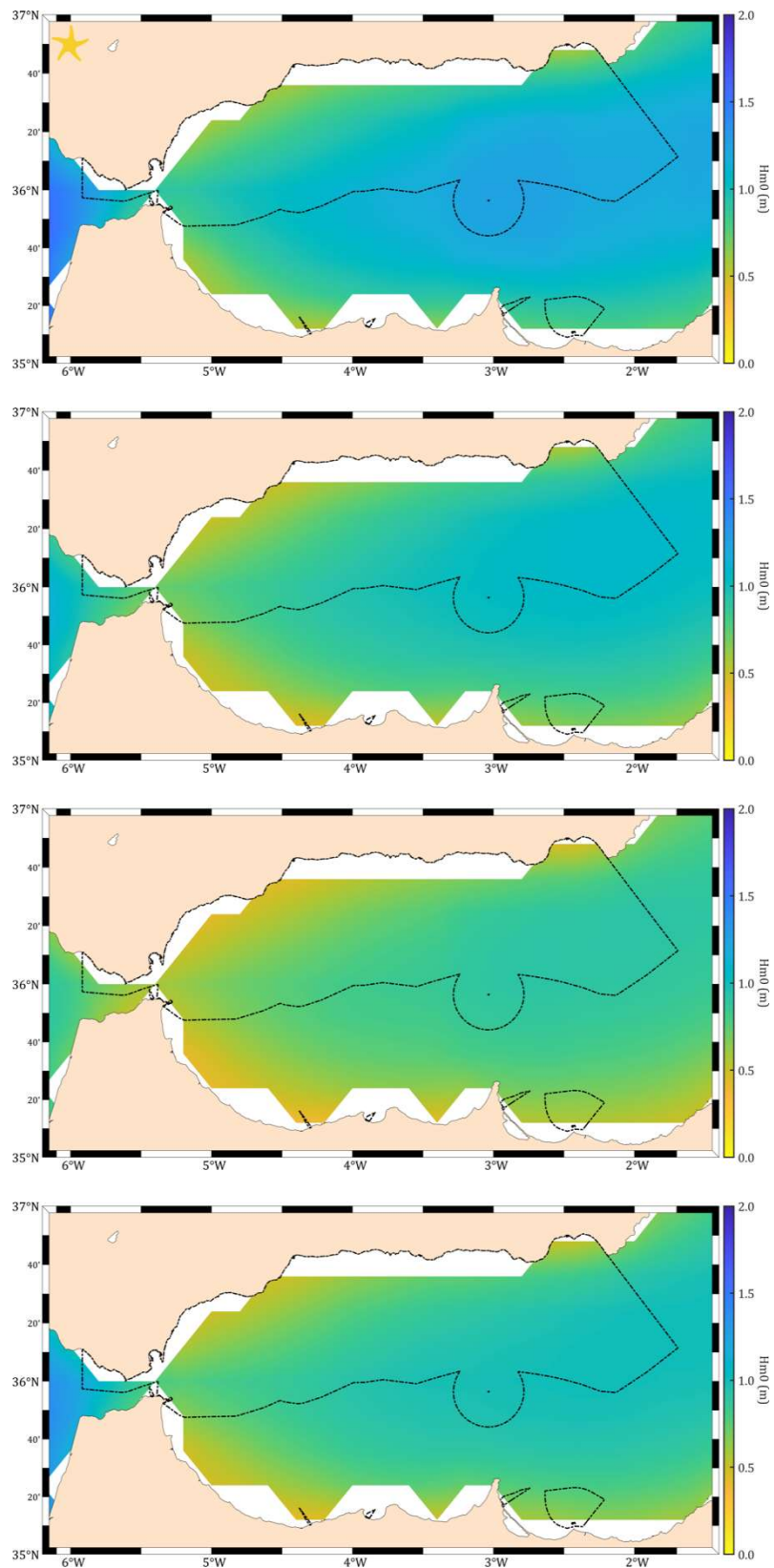


Figura 83: Altura significativa del oleaje en la superficie del mar en la demarcación Estrecho y Alborán en: invierno (primera figura), primavera (segunda figura), verano (tercera figura) y otoño (cuarta figura). Datos del 1 de enero de 1993 al 30 de abril de 2023. GLOBAL_REANALYSIS_WAV_001_032. E.U. Copernicus Marine Service Information (CMEMS). Marine Data Store (MDS). DOI: 10.48670/moi-00022.

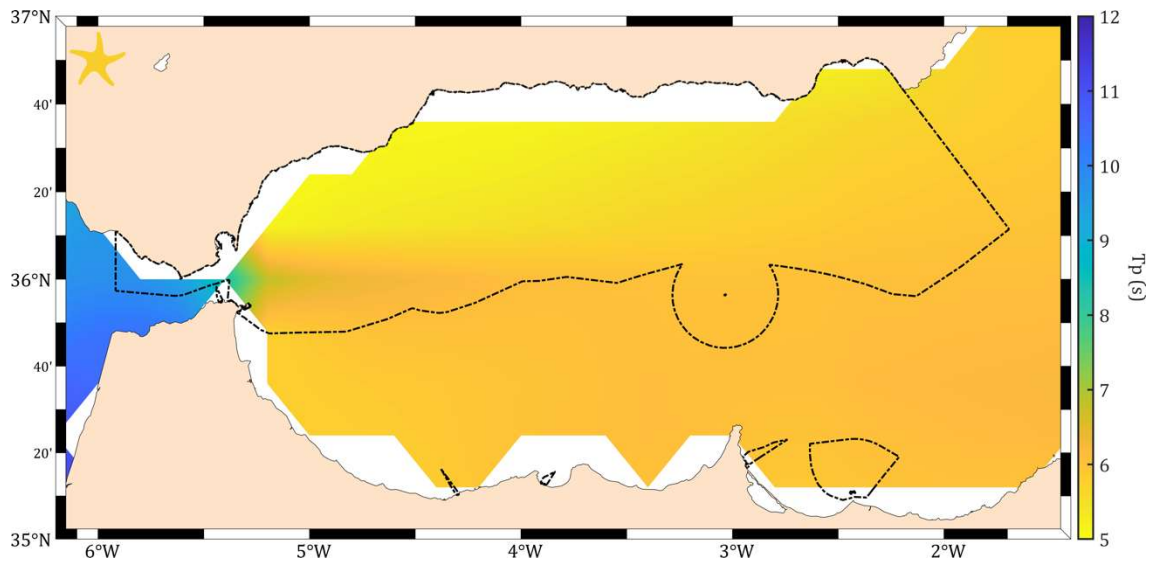


Figura 84: Periodo de pico en la superficie del mar en la demarcación Estrecho y Alborán. Datos del 1 de enero de 1993 al 30 de abril de 2023. GLOBAL_REANALYSIS_WAV_001_032. E.U. Copernicus Marine Service Information (CMEMS). Marine Data Store (MDS). DOI: 10.48670/moi-00022.

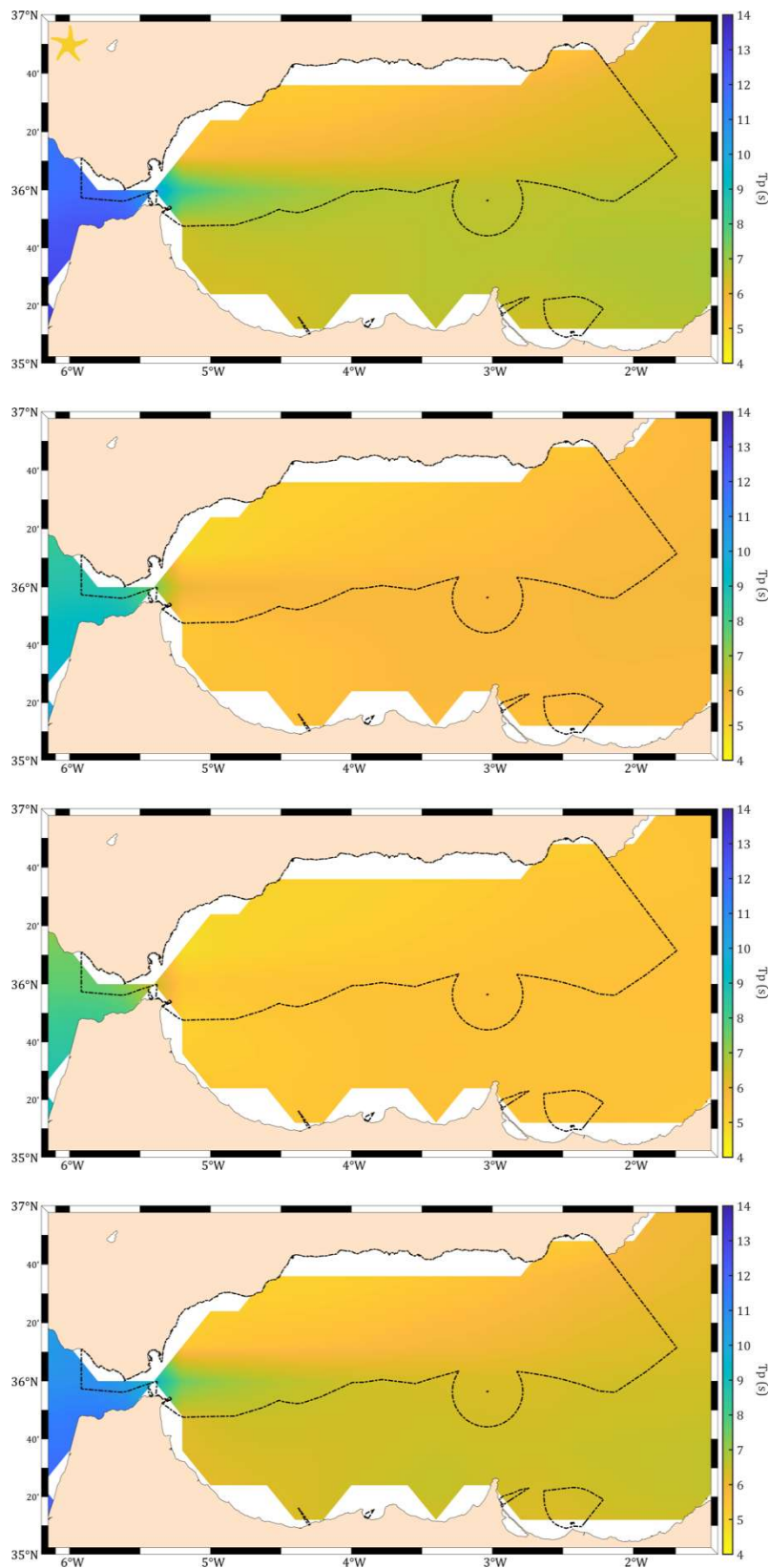


Figura 85: Periodo de pico en la superficie del mar en la demarcación Estrecho y Alborán en: invierno (primera figura), primavera (segunda figura), verano (tercera figura) y otoño (cuarta figura). Datos del 1 de enero de 1993 al 30 de abril de 2023. GLOBAL_REANALYSIS_WAV_001_032. E.U. Copernicus Marine Service Information (CMEMS). Marine Data Store (MDS). DOI: 10.48670/moi-00022.



La altura media anual de ola significativa en la demarcación Estrecho y Alborán es del orden de decenas de centímetros, por debajo de 1 m en condiciones de buen tiempo (Figura 83). En el mar de Alborán, en ciertas ocasiones y con vientos dominantes de levante, se generan grandes olas que pueden hacer que el mar avance más de 10 m sobre su límite natural de mareas vivas (Camiñas, 2008).

4.5.2. Rosas de oleaje

Los siguientes diagramas de rosa muestran la altura significativa y dirección media de procedencia anual (Figura 86) y el periodo de pico y dirección media de procedencia anual (Figura 87) del oleaje en las principales boyas de aguas profundas de la demarcación Estrecho y Alborán. Estas boyas pertenecen al sistema de monitorización y previsión de Puertos del Estado que proporciona información sobre el régimen de oleaje en las aguas costeras de España a partir de los datos obtenidos por las boyas repartidas por la costa (datos disponibles en <https://www.puertos.es/es-es/oceanografia/Paginas/portus.aspx>).

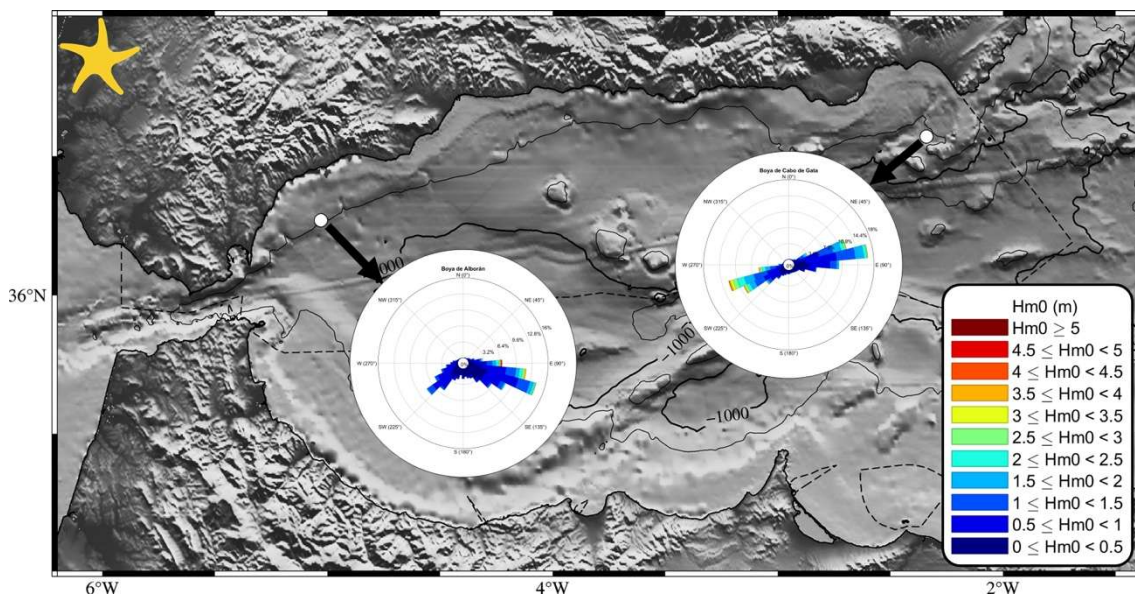


Figura 86: Diagramas de rosa de la altura significativa y dirección media de procedencia del oleaje para la boya de Alborán (periodo del 14 de junio de 1997 al 25 de febrero de 2006) y la boya de Cabo de Gata (periodo del 27 de marzo de 1998 al 16 de abril de 2024). Datos procedentes del sistema de boyas de Puertos del Estado.

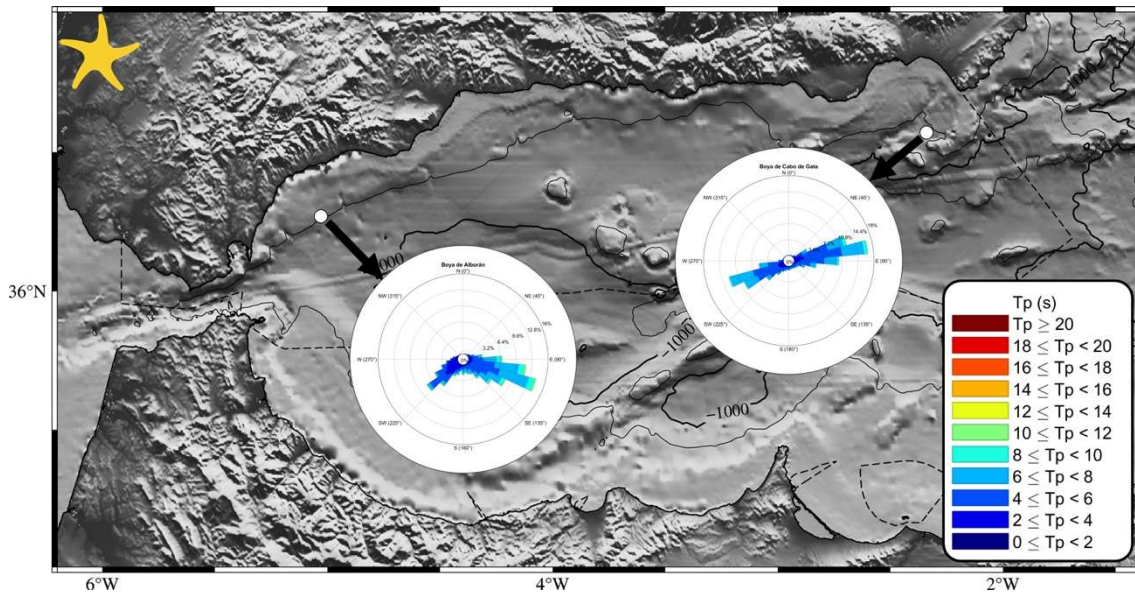


Figura 87: Diagramas de rosa del periodo de pico y dirección media de procedencia del oleaje para la boyta de Alborán (periodo del 14 de junio de 1997 al 25 de febrero de 2006) y la boyta de Cabo de Gata (periodo del 27 de marzo de 1998 al 16 de abril de 2024). Datos procedentes del sistema de boytas de Puertos del Estado.

En la boyta de Alborán, localizada cerca del estrecho de Gibraltar, las olas más frecuentes son las comprendidas en el rango 90-135°, con especial incidencia las de dirección 110°. No obstante, en la boyta de Cabo de Gata, se observan olas dominantes tanto desde este (rango 45-110°) como desde el oeste (rango 270-225°). El campo de oleaje en la demarcación Estrecho y Alborán tiene una marcada componente zonal (Figura 86), condicionada por la propia geografía de la cuenca.



4.6. Demarcación levantino-balear

4.6.1. Mapas de oleaje

Las siguientes figuras muestran la altura media anual (Figura 88) y estacional (Figura 89) y el periodo medio anual (Figura 90) y estacional (Figura 91) del oleaje en la demarcación levantino-balear. Para la elaboración de dichos mapas se utilizaron los datos de Copernicus de “Global Ocean Waves Reanalysis”. El acceso a los datos para la elaboración de las gráficas 88 a 91 tuvo lugar el 8 de marzo de 2024.

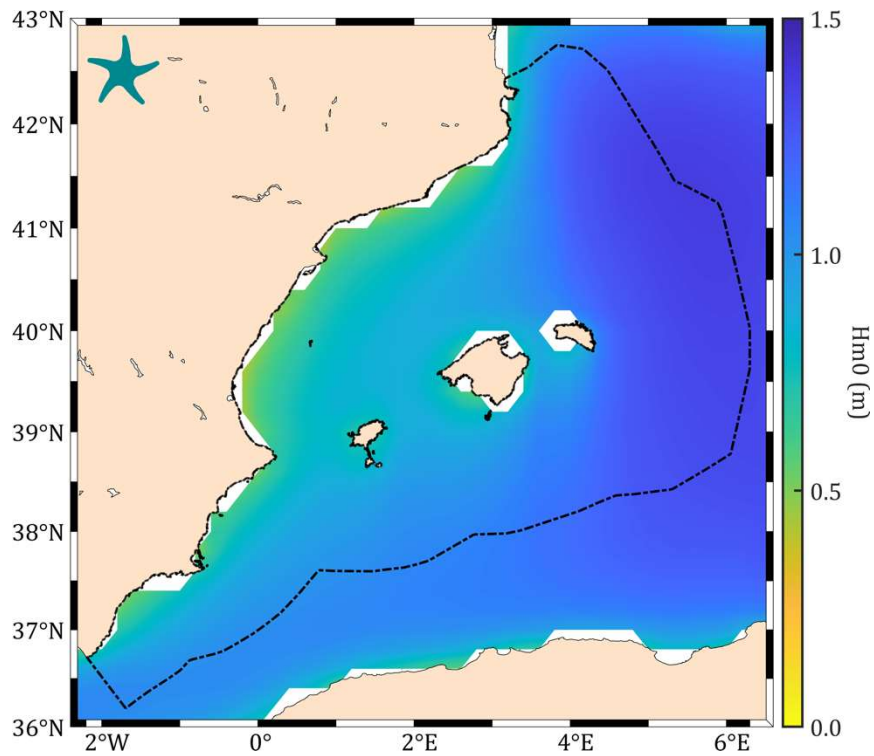


Figura 88: Altura significativa del oleaje en la superficie del mar en la demarcación levantino-balear. Datos del 1 de enero de 1993 al 30 de abril de 2023. GLOBAL_REANALYSIS_WAV_001_032. E.U. Copernicus Marine Service Information (CMEMS). Marine Data Store (MDS). DOI: 10.48670/moi-00022.

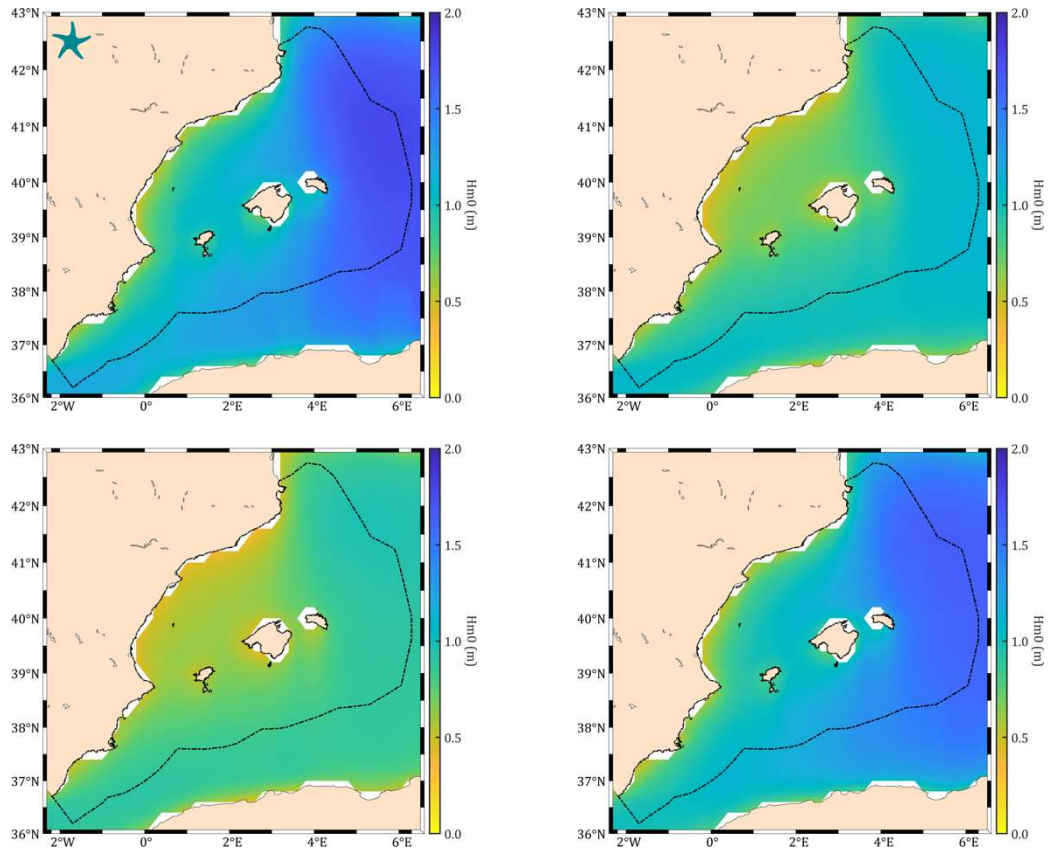


Figura 89: Altura significativa del oleaje en la superficie del mar en la demarcación levantino-balear en: invierno (superior izquierda), primavera (superior derecha), verano (inferior izquierda) y otoño (inferior derecha). Datos del 1 de enero de 1993 al 30 de abril de 2023. GLOBAL_REANALYSIS_WAV_001_032. E.U. Copernicus Marine Service Information (CMEMS). Marine Data Store (MDS). DOI: 10.48670/moi-00022.

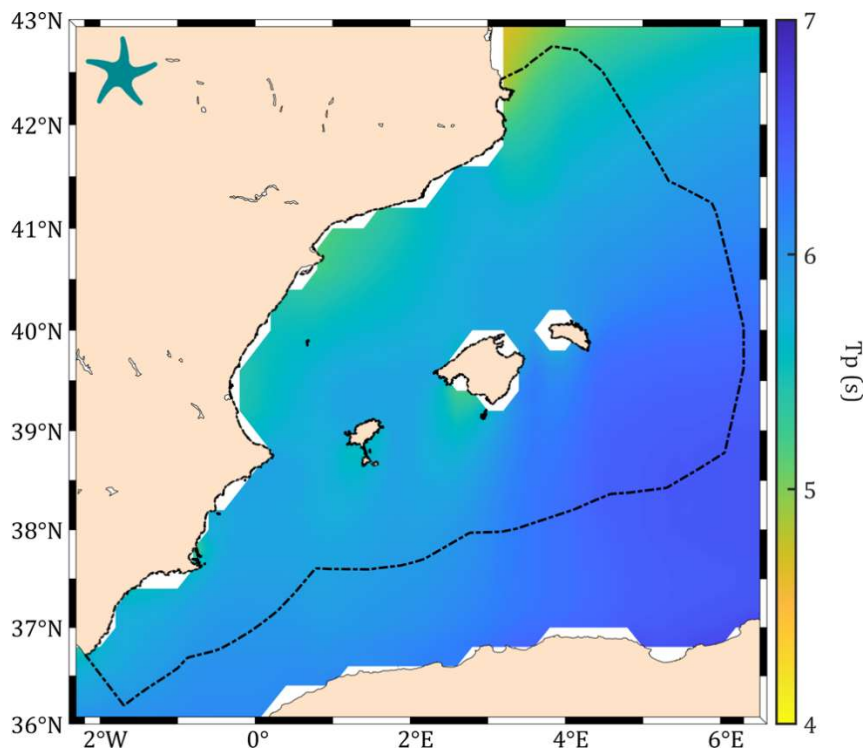


Figura 90: Periodo de pico en la superficie del mar en la demarcación levantino-balear. Datos del 1 de enero de 1993 al 30 de abril de 2023. GLOBAL_REANALYSIS_WAV_001_032. E.U. Copernicus Marine Service Information (CMEMS). Marine Data Store (MDS). DOI: 10.48670/moi-00022.

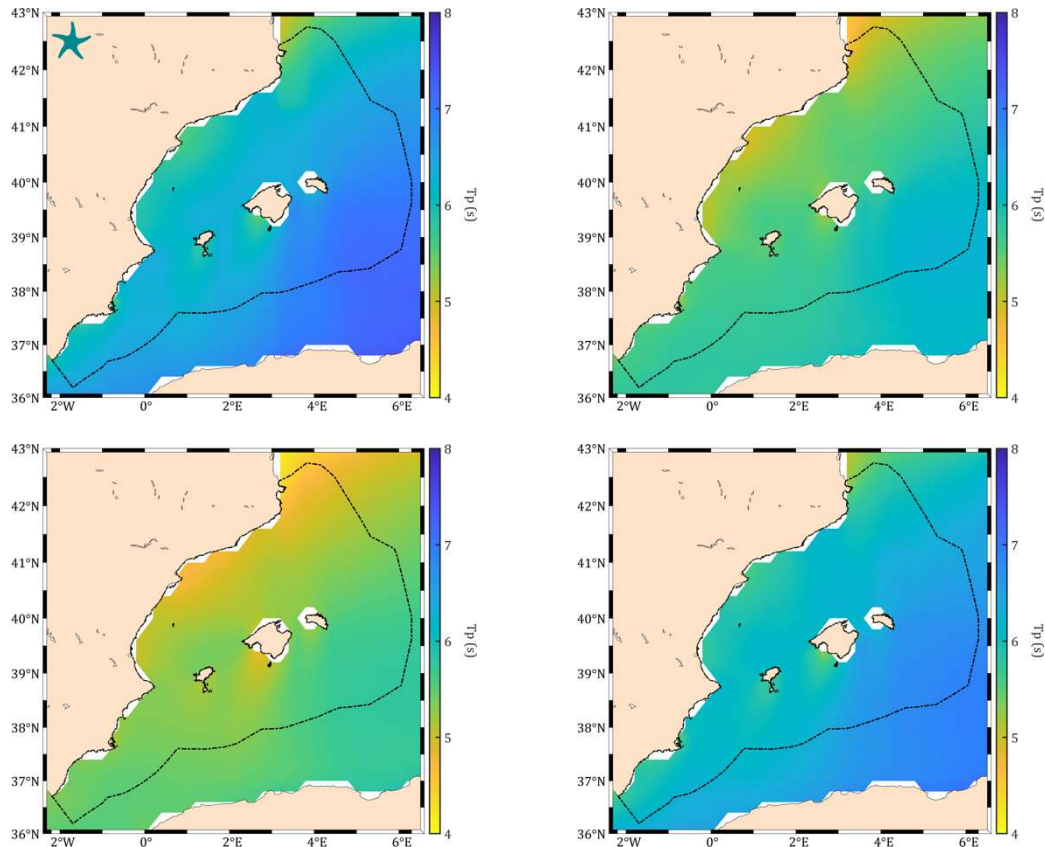


Figura 91: Periodo pico en la superficie del mar en la demarcación levantino-balear en: invierno (superior izquierda), primavera (superior derecha), verano (inferior izquierda) y otoño (inferior derecha). Datos del 1 de enero de 1993 al 30 de abril de 2023. GLOBAL_REANALYSIS_WAV_001_032. E.U. Copernicus Marine Service Information (CMEMS). Marine Data Store (MDS). DOI: 10.48670/moi-00022.

En la demarcación levantino-balear, el oleaje está caracterizado por una altura significativa y periodo relativamente moderados, generalmente inferiores a 1,5 metros (Figura 88) y 7 segundos (Figura 90). Al igual que ocurre con los patrones de vientos en la demarcación, la evolución del oleaje tiene un carácter estacional. Durante el otoño y el invierno, la altura (Figura 89) y el periodo (Figura 91) del oleaje se intensifica, principalmente al norte y este de la demarcación, y se reduce drásticamente los meses de primavera y verano principalmente, presentando una altura significativa y periodos inferiores a 1 metro y 6 segundos.

4.6.2. Rosas de oleaje

Los siguientes diagramas de rosa muestran la altura significativa y dirección media de procedencia anual (Figura 92) y el periodo de pico y dirección media de procedencia anual (Figura 93) del oleaje en las principales boyas de aguas profundas de la demarcación levantino-balear. Estas boyas pertenecen al sistema de monitorización y previsión de Puertos del Estado que proporciona información sobre el régimen de oleaje en las aguas costeras de España a partir de los datos obtenidos por las boyas repartidas por la costa (datos disponibles en <https://www.puertos.es/es-es/oceanografia/Paginas/portus.aspx>).

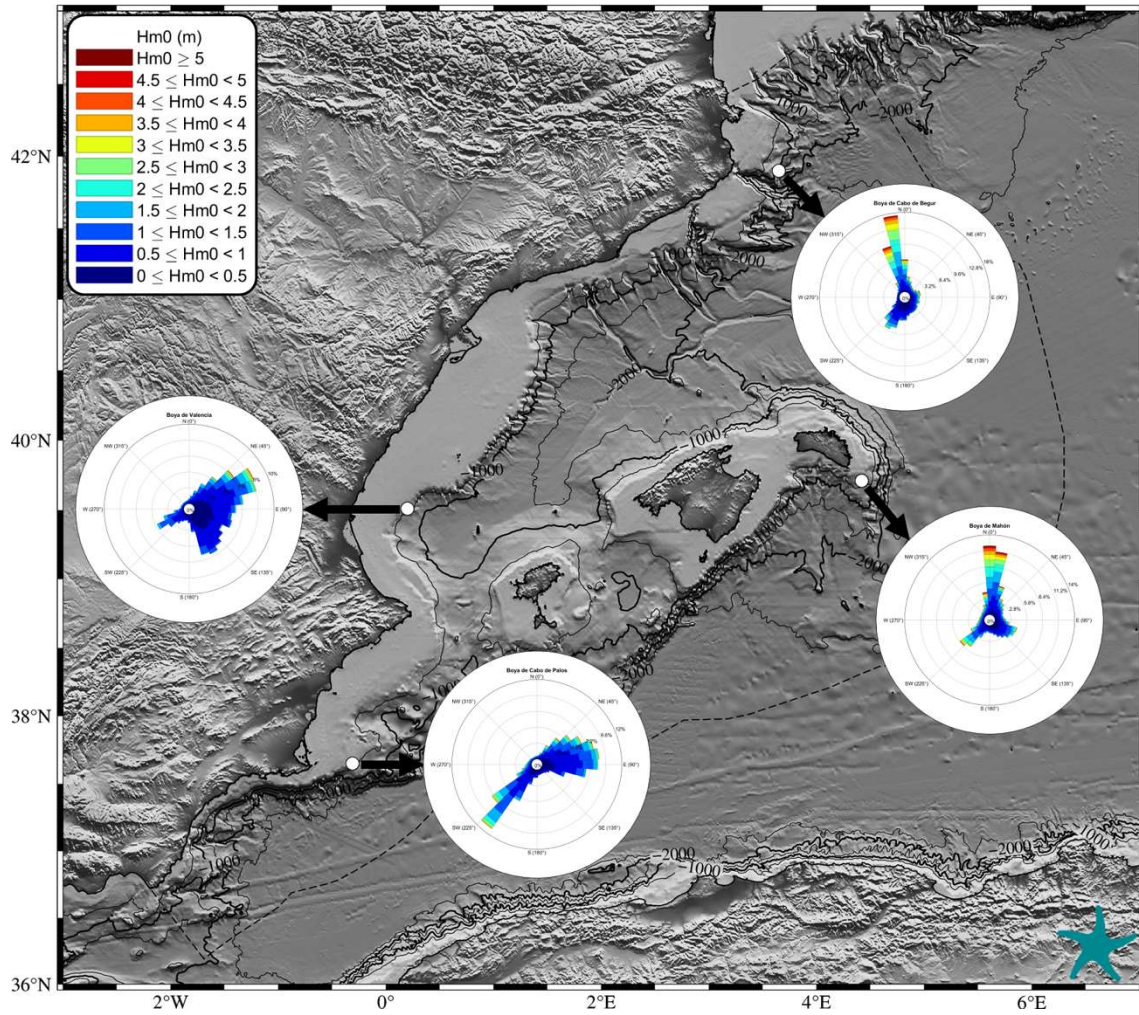


Figura 92: Diagramas de rosa de la altura significativa y dirección media de procedencia del oleaje para la boya de Cabo de Palos (periodo del 18 de julio de 2006 al 16 de abril de 2024), la boya de Valencia (periodo del 15 de septiembre de 2005 al 16 de abril de 2024), la boya de Mahón (periodo del 29 de abril de 1993 al 16 de abril de 2024) y la boya de Cabo Begur (periodo del 27 de marzo de 2001 al 16 de abril de 2024). Datos procedentes del sistema de boyas de Puertos del Estado.

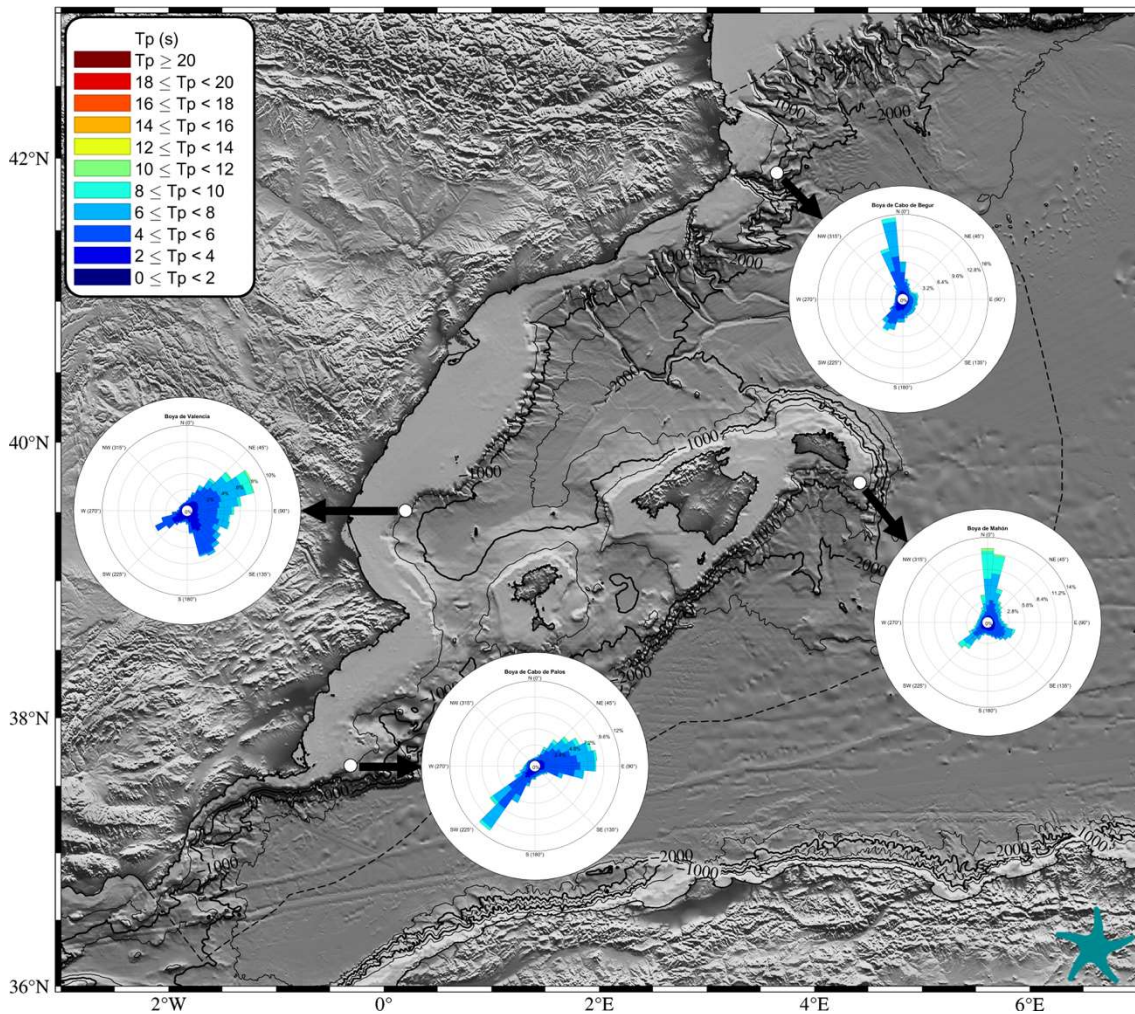
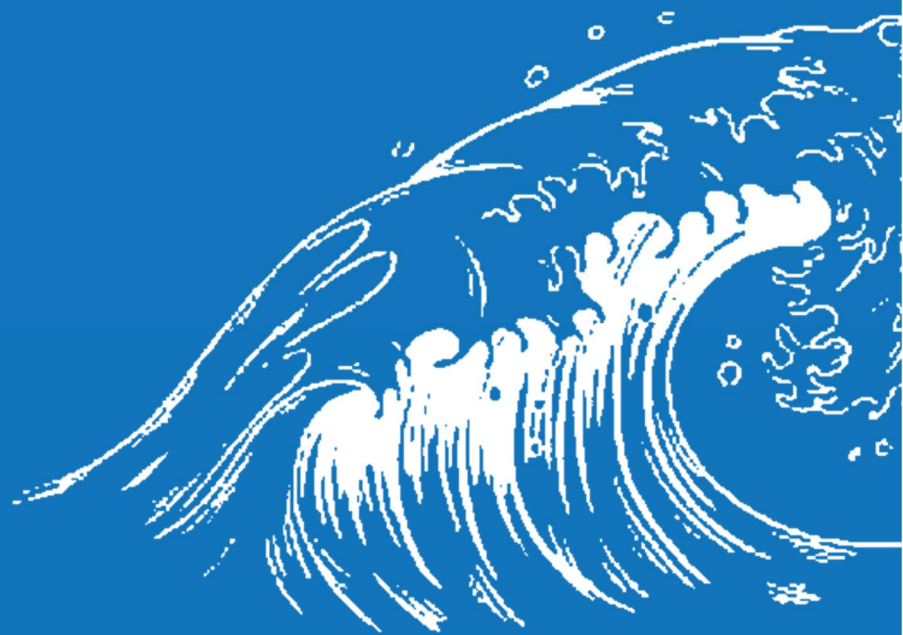


Figura 93: Diagramas de rosa del periodo de pico y dirección media de procedencia del oleaje para la boya de Cabo de Palos (periodo del 18 de julio de 2006 al 16 de abril de 2024), la boya de Valencia (periodo del 15 de septiembre de 2005 al 16 de abril de 2024), la boya de Mahón (periodo del 29 de abril de 1993 al 16 de abril de 2024) y la boya de Cabo Begur (periodo del 27 de marzo de 2001 al 16 de abril de 2024). Datos procedentes del sistema de boyas de Puertos del Estado.

Los datos del cabo de Begur y de Mahón, muestran que el oleaje predominante es de componente norte, pudiendo alcanzar una altura de ola de superior a 5 m (Figura 92) y periodos superiores a 8 segundos (Figura 93). En la boya Valencia II, situada más al abrigo de los fuerte oleajes de componente norte que afectan al noreste de la demarcación, los datos indican que el oleaje puede alcanzar, puntualmente, hasta 4 metros de altura significativa y que no presenta una única dirección predominante en su incidencia, estando repartida entre las componentes noreste, este y sureste. Los datos de la boya de Cabo de Palos tampoco muestran una única dirección de incidencia predominante, estando repartida entre las componentes este-noreste y sudoeste. Esta boya registra alturas significantes de hasta 4 metros.



DEMARCACION NORATLANTICA



5. Demarcación noratlántica

5.1. Contexto regional

5.1.1. Caracterización de la demarcación

La demarcación marina noratlántica incluye la plataforma cantábrica y noroeste (Figura 94), quedando encuadrada dentro de la Región IV de OSPAR (OSPAR Commission, 2000). Esta región abarca las aguas atlánticas ibéricas y el golfo de Vizcaya, comprendidas entre las latitudes 48°N y 36°N y el límite occidental es el meridiano 11°O. El margen noroccidental de la península ibérica se encuentra entre el borde noreste del giro anticiclónico subtropical y la región conocida como intergiros.

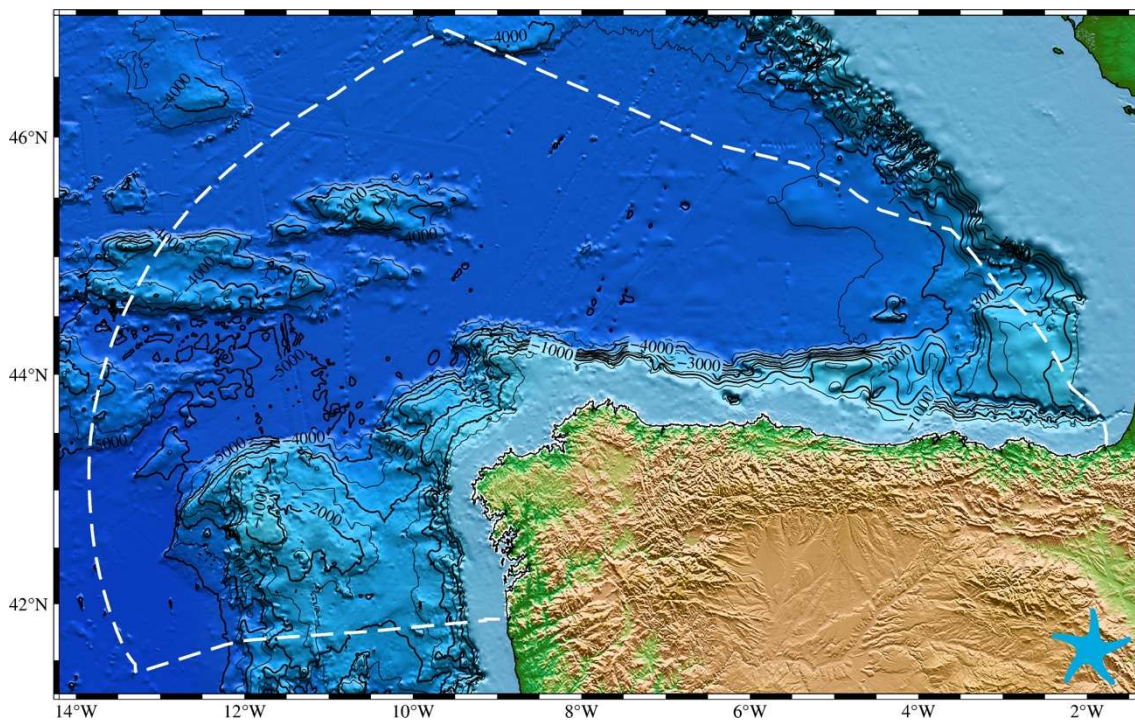


Figura 94: Localización de la demarcación noratlántica.

Esta región se caracteriza por una circulación superficial débil, con un flujo medio hacia el sur de unos pocos cm s^{-1} (Paillet & Mercier, 1997) y dominado por la actividad de mesoescala (Mémery *et al.*, 2005). El golfo de Vizcaya, en particular, se considera un mar adyacente a este sistema con circulación débil de carácter anticiclónico (Pingree, 1993; van Aken, 2002). Estos patrones generales de circulación están asociados a las distribuciones regionales de las masas de agua. Tanto la circulación como las características de las masas de agua varían en diferentes escalas de tiempo, afectando a la evolución de los ecosistemas marinos y a la capacidad del océano de modular el sistema climático. Cuantificar esta variabilidad requiere una monitorización continuada en el tiempo.



5.1.2. Circulación general

El océano Atlántico Norte tiene una circulación general compuesta por dos giros que siguen el patrón meteorológico: el giro subtropical anticiclónico y el giro subpolar ciclónico. La demarcación noratlántica se encuentra en latitudes medias entre los límites de ambos giros: de la corriente de las Azores del giro subtropical y de la corriente del Atlántico Norte del giro subpolar.

El sistema de corrientes de contorno del Atlántico Norte se caracteriza por corrientes débiles, de talud y afloramientos costeros (Barton, 1998), compartiendo estas características con la mayoría de los sistemas de contorno orientales. La región que abarca el golfo de Vizcaya y el noroeste de la península ibérica corresponde a lo que se conoce como la "región intergiro", un área sombreada apartada de las corrientes principales de circulación del Atlántico Norte que puede ser percibida como estancada en mapas de circulación a gran escala (Reid, 1994; Tomczak & Godfrey, 2001; Talley, 2011)

El golfo de Vizcaya funciona por tanto como un mar regional al este del Atlántico Norte (Lavín *et al.*, 2006). Un primer esbozo de la circulación regional basado en la literatura disponible se presentó en Koutsikopoulos & Le Cann (1996). Desde entonces, se han producido versiones posteriores consistentes con ese primer diagrama como el de la Figura 95 que reproduce este documento, a partir de la descripción regional del informe del ICES sobre el clima oceánico (González-Pola *et al.*, 2023). Sobre la llanura abisal, la circulación a nivel de las aguas centrales muestra un patrón general anticiclónico con una componente débil hacia el sur. En plataforma y talud la topografía, y sobre todo la orientación de la costa y los vientos, condicionan el patrón de circulación con fuerte estacionalidad. En otoño-invierno la influencia de vientos del suroeste y las anomalías de densidad originan una corriente de talud que fluye hacia el norte a lo largo del contorno continental que se conoce como Iberian Poleward Current (Frouin *et al.*, 1990; Haynes & Barton, 1990; Pingree & Le Cann, 1990).

Cuando la topografía cambia repentinamente, como en el cabo Ortegal, el cañón de cabo Ferret o la cresta de Goban, la circulación se desestabiliza inyectando aguas de talud en la región oceánica para formar giros anticiclónicos con núcleo de agua templada, disipándose más adelante en el interior del golfo (Pingree & Le Cann, 1989, 1990; Paillet *et al.*, 1999). La corriente de talud se va debilitando al finalizar el invierno, dejando de existir como tal al comenzar la primavera. En verano, en la vertiente Atlántica, debido al cambio en el régimen de vientos (del SO al N), la corriente superficial circula hacia el sur, y la subsuperficial hacia el norte. En la plataforma cantábrica, la corriente superficial también se invierte y se mueve hacia el oeste (Cabanas, 1999).

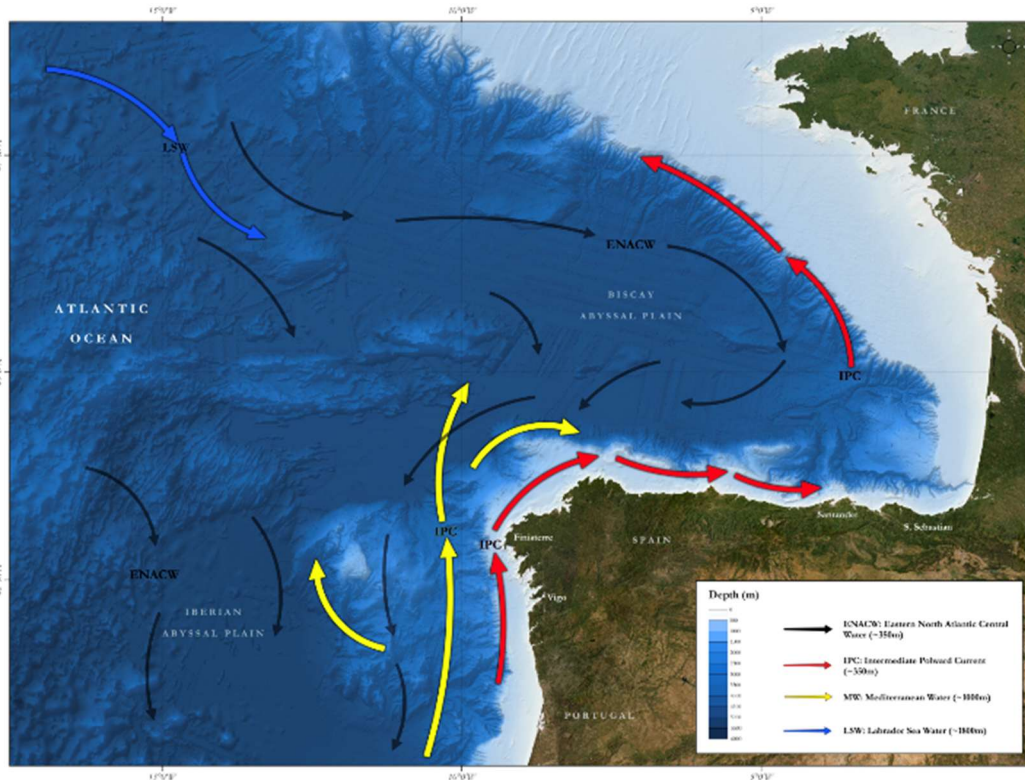


Figura 95: Vista esquemática de la circulación oceánica en el golfo de Vizcaya mostrando los diferentes patrones encontrados en los principales niveles de la termoclina permanente, hasta unos 2000 metros de profundidad. Fuente: Working Group on Oceanic Hydrography)

5.1.3. Procesos costeros y de mesoescala

Los procesos de mesoescala que se dan en la demarcación son muy relevantes (Le Cann 2005) desde el punto de vista biológico. En concreto, se forman frecuentemente “*eddies*” (remolinos coherentes de decenas de kilómetros) asociados a la interacción de la corriente ibérica hacia el Polo con las irregularidades del talud continental, las fases de afloramiento provocan la formación de grandes filamentos que se extienden cientos de kilómetros al oeste de Finisterre y las descargas de los grandes ríos como el Duero y el Miño en Galicia o el Loira y el Garona causan grandes plumas de agua dulce que se extienden por las regiones de la plataforma de la demarcación y llevan asociadas la formación de *eddies*.

5.1.4. Afloramientos

La península ibérica está situada en el borde norte del sistema de afloramiento del Atlántico oriental (Wooster *et al.*, 1976). En esta región septentrional, el afloramiento presenta un fuerte carácter estacional alineado con vientos favorables en verano (McClain *et al.*, 1986). Cuando el viento sopla sobre la superficie del mar, la capa de agua superficial tiende a desplazarse en su misma dirección. En el hemisferio norte, debido al efecto de Coriolis, después de un cierto tiempo se produce un transporte neto de la capa de agua superficial hacia la derecha con respecto a la dirección del viento (transporte de Ekman). Cuando el viento sopla paralelo a la costa, y ésta queda a su izquierda, el desplazamiento de la capa superficial de agua es hacia mar abierto, generando un vacío en la costa que induce el ascenso de aguas subsuperficiales más frías y con mayor contenido en nutrientes. Este proceso, conocido como afloramiento costero, es intenso en el margen ibero-atlántico y, si bien es más débil en el Cantábrico, es bien conocido y fue descrito hace décadas (Botas, 1990). El



afloramiento de agua subsuperficial rica en sales nutrientes da lugar a un incremento de su concentración en la capa superficial, iluminada, que es donde tiene lugar el desarrollo del fitoplancton.

El afloramiento es de una gran importancia en la plataforma atlántica por su efecto fertilizador y potenciador de la producción biológica. Sus causas y efectos biológicos, así como su variabilidad anual, están ampliamente documentados, tanto en la plataforma como en las rías (Cabanas, 1999). Los vientos nororientales en la plataforma gallega producen afloramientos principalmente al final de la primavera, alcanzando su intensidad máxima en verano. Los vientos de componente este favorecen procesos de afloramientos costeros a lo largo del litoral cantábrico principalmente en primavera y verano, aunque éstos son menos persistentes o continuados en el tiempo que los que tienen lugar en la costa de Galicia (Gil, 2008; Lavín *et al.*, 1998; Llope *et al.*, 2003). La intensidad del afloramiento va disminuyendo a partir de cabo Finisterre, hasta Santander que se considera el límite del afloramiento ibérico (Molina, 1972). La Figura 96 muestra la temperatura superficial en una situación de afloramiento desarrollado a partir del producto MUR (Multi-scale Ultra-high Resolution SST data).

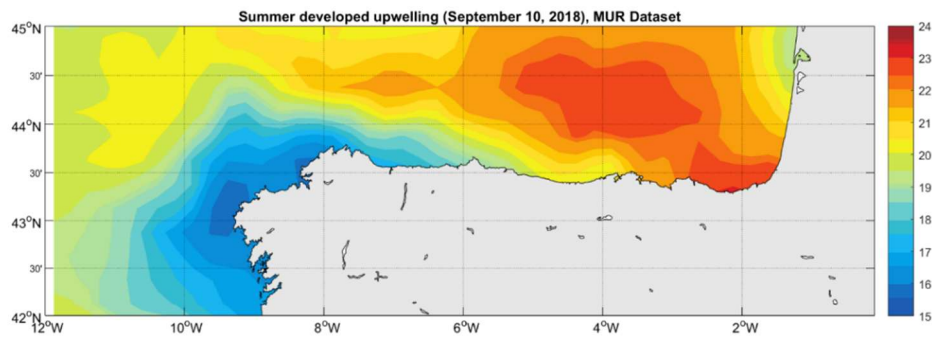


Figura 96: MUR SST data a lo largo del mar Cantábrico 10 de septiembre del 2018. (NASA/JPL, 2015)



5.2. Condiciones hidrográficas

5.2.1. Las capas superficiales

5.2.1.1. Temperatura y salinidad superficial: estacionalidad y tendencias

La plataforma continental en el N-NO de la península ibérica presenta una zonificación térmica marcada desde una parte occidental fría, donde la influencia oceánica es mayor, a la parte oriental, donde la influencia continental es mayor (Figura 97). El ciclo anual de temperatura superficial se puede dividir en dos períodos principales, en el primero, de diciembre a abril, las isotermas siguen el patrón general del Atlántico Nororiental, caracterizado por un gradiente de temperatura meridional. En el segundo, de junio a octubre, el golfo de Vizcaya se aísla y desarrolla un patrón independiente en la distribución de isotermas. La transición entre los dos periodos ocurre en mayo y en noviembre (Moreno-Ventas *et al.*, 1997). En la zona más occidental, el rango estacional de temperatura está limitado por el enfriamiento estival del agua causado por los afloramientos. El rango medio de temperatura superficial entre el verano y el invierno es de unos 4°C (Valdés *et al.*, 1991), incrementándose en la parte oriental donde hay más influencia del continente (Valencia *et al.*, 2004) por lo que las temperaturas son más altas en el verano y más bajas en el invierno que en la zona circundante (efecto bahía). Cerca de la superficie las temperaturas medias mensuales en la barrera continental indican la existencia de un máximo típico de verano (agosto) y de un mínimo en el invierno tardío (febrero-marzo). La amplitud del ciclo es de aproximadamente 9°C. Debido al desarrollo estacional de la capa de mezcla, el máximo de temperatura ocurre más tardíamente a mayor profundidad hasta alcanzar el máximo en torno a unos 250 metros en promedio (González-Pola, 2007).

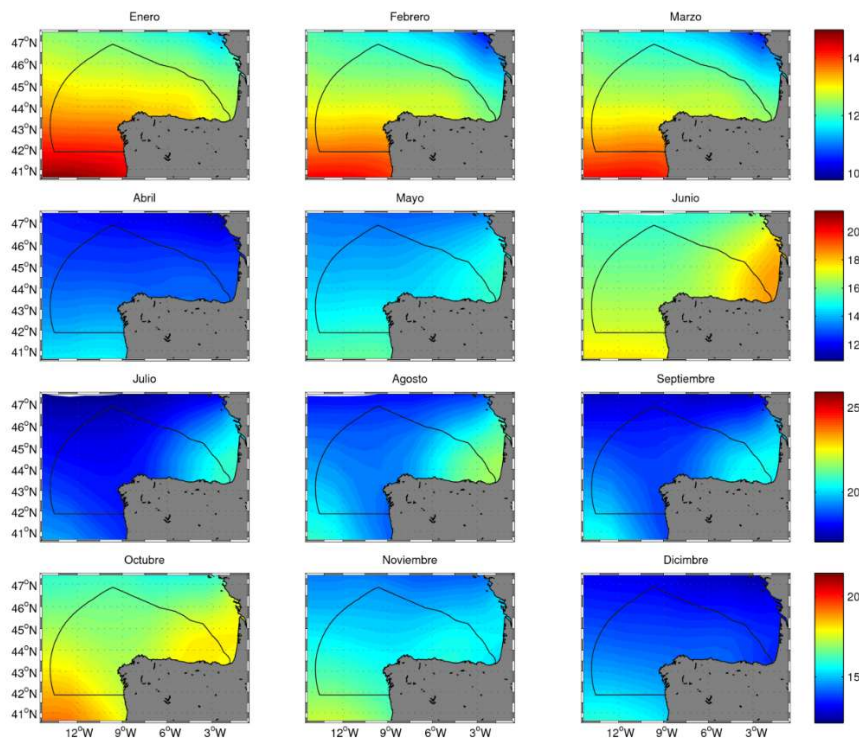


Figura 97: Promedio de largo término de la señal SST en el golfo de Vizcaya a partir de la base de datos NOAA_OI_SST_V2.



Durante el 2023 las temperaturas de la superficie del mar fueron generalmente elevadas en toda la región del Atlántico Norte. Esto coincidió con temperaturas del aire en superficie que estuvieron por encima del promedio en la mayor parte de la región, siendo especialmente altas en el Atlántico Norte oriental, frente a las costas de Gran Bretaña e Irlanda, en el golfo de Vizcaya y en la península ibérica, durante todas las estaciones del año. Desafortunadamente, la sección de Santander, clásicamente utilizada para rastrear cambios hidrográficos en la región (Figura 98), tuvo baja ocupación en 2023 (<https://ocean.ices.dk/core/iroc#>).

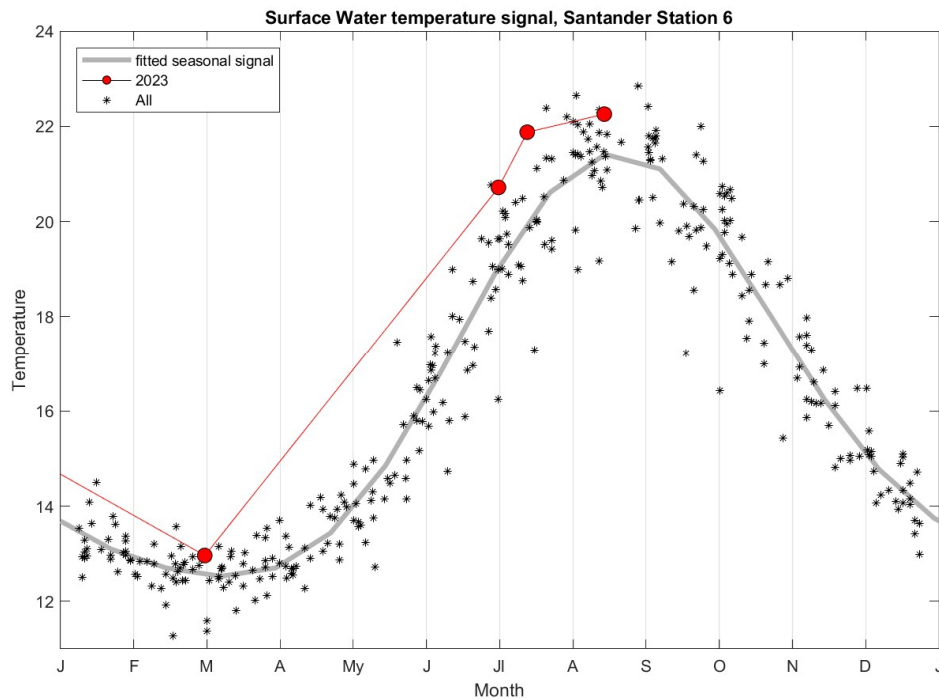


Figura 98: Ciclo estacional de temperatura en superficie en la estación S6 de Santander (43°42.50'N 003°47.00'W).

La Figura 99 muestra las series temporales de temperatura y salinidad de la columna de agua en cinco estaciones en la plataforma continental media recorriendo las regiones gallega y cantábrica desde 1992 hasta 2023. La variabilidad interanual a partir de estas series se describe en literatura científica (e.g. Otero *et al.*, 2023; Bode *et al.*, 2019; Bode *et al.*, 2020; Prieto, 2013; Prieto, 2015; Somavilla *et al.*, 2016), y además nutre los informes periódicos de clima oceánico, destacando el informe anual del ICES de clima oceánico (González-Pola *et al.*, 2023 y anteriores), pero también los Quality Status Report de OSPAR (OSPAR, 2023) o los informes de estado de cambio climático (Kersting 2016). En esta figura se identifica el patrón de calentamiento y enfriamiento estacional que determina el proceso de estratificación y mezcla de la columna de agua, y que es muy diverso entre las distintas regiones. El periodo de estratificación tiene lugar entre mayo y octubre, en una capa con una profundidad de pocas decenas de metros.

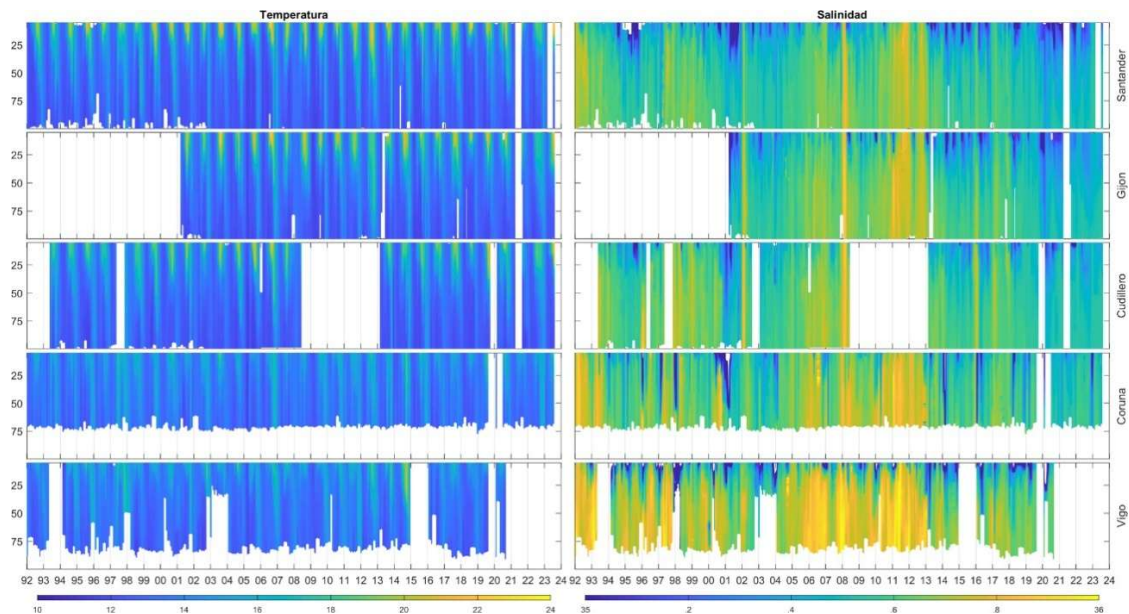


Figura 99: Series de temperatura y salinidad (1992-2023) en estaciones de plataforma media (≈ 100 m) de la costa gallega y cantábrica. En Vigo y en Coruña las estaciones más profundas alcanzan tan solo unos 75 m (actualizado de González-Pola *et al.*, 2012).

5.2.1.2. Hidrografía subsuperficial

La mayoría de las masas de agua de esta demarcación tienen origen en el Atlántico Norte, incluyendo aquellas que se han transformado tras mezclarse con el agua del Mediterráneo que fluye a través de Gibraltar. La parte septentrional del golfo de Vizcaya es también una zona de formación de masas de agua invernales debido a la fuerte convección vertical, con una marcada variabilidad interanual (Pollard *et al.*, 1996).

Haciendo uso de los diagramas T-S, que son representaciones gráficas de las dos variables fundamentales (temperatura y salinidad) que permiten establecer la ecuación de estado del agua de mar, se pueden distinguir varias masas de agua en la demarcación noratlántica. Estos diagramas permiten observar y diferenciar las características y el origen de las distintas masas de agua presentes en una región. En particular en los diagramas θS de la Figura 100 y la Figura 102, de dos estaciones de la demarcación noratlántica, se pueden identificar las siguientes masas de agua:

Aguas centrales

Bajo la capa de mezcla se encuentra el Agua Central del Atlántico Nororiental (Eastern North Atlantic Water, ENACW) (Harvey, 1982). Esta masa de agua se representa como una línea recta en el diagrama θS , abarcando niveles de densidad desde $\sigma_{\theta} \sim 27,1$ hasta 27,3, donde la temperatura y la salinidad disminuyen hasta alcanzar un mínimo relativo de salinidad alrededor de 500-600 dbar. En el diagrama θS se observa una forma de “S” invertida con un mínimo de salinidad que marca el límite inferior de las aguas centrales (Figura 100). Según su zona de formación, se identifican dos variedades principales: agua modal subpolar, con origen en la zona sur de la corriente del Atlántico Norte (NAC) y que se extiende hacia el sur (Pollard *et al.*, 1996), y una rama formada en el extremo septentrional de la corriente de las Azores (CA), que se mueve hacia la costa ibérica (Pingree, 1997). La variabilidad interanual de las aguas centrales al sur del golfo de Vizcaya ha sido descrita en detalle a partir de la serie SATS-Santander Atlantic Time-Series Station (González-Pola *et al.*, 2005; Somavilla *et al.*, 2009).

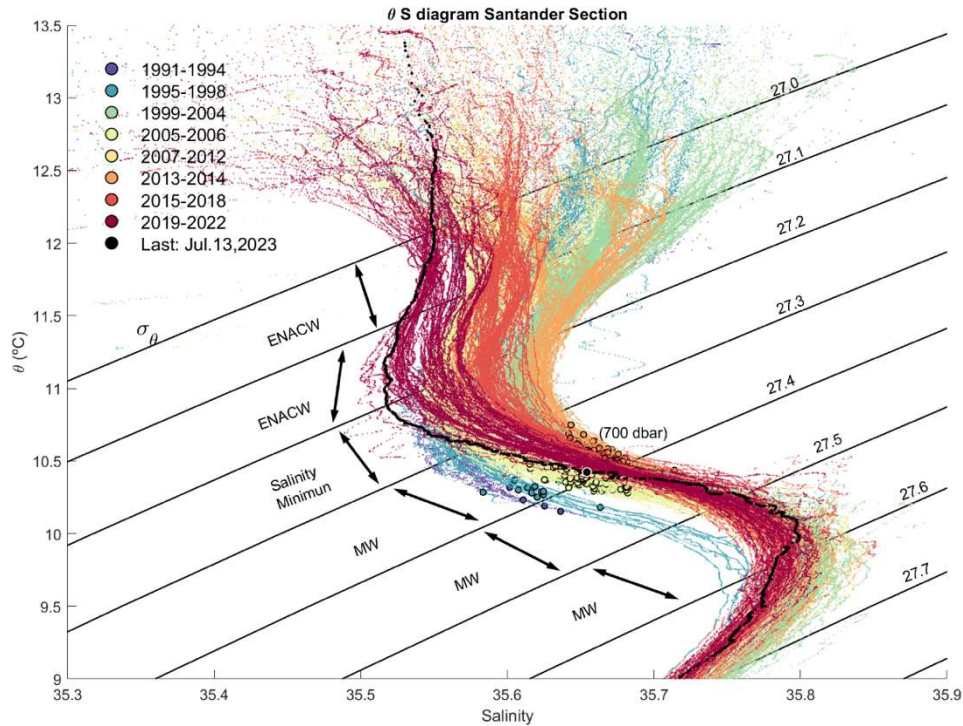


Figura 100: Diagrama de temperatura potencial-salinidad de la sección de Santander en la demarcación noratlántica (perfiles desde 1992 hasta 2023). <https://www.seriestemporales-ieo.net/>

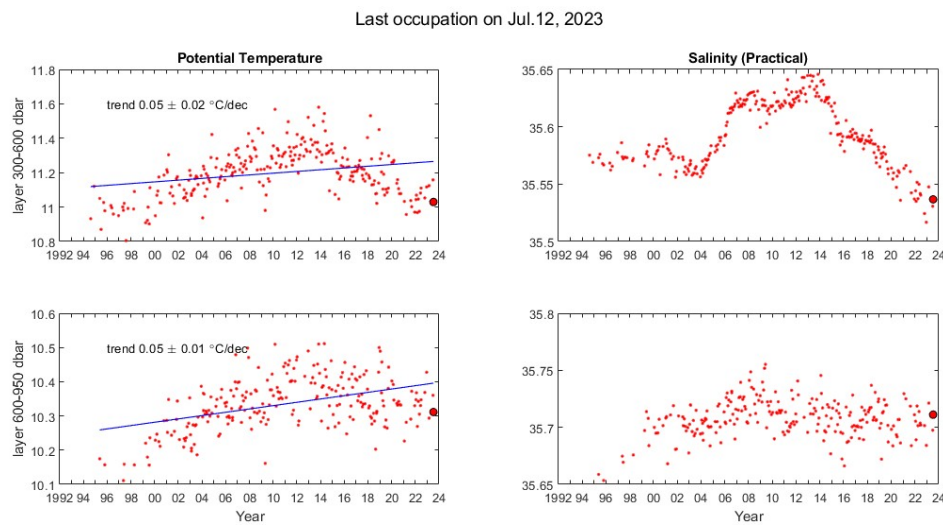


Figura 101: Series de temperatura y salinidad (1992-2023) representativas de ENACW regional medidas en SATS (Santander Atlantic Time-Series Station).

En la Figura 101, se presentan series temporales de temperatura y salinidad medidas en SATS, representativas de ENACW regional (actualizado de González-Pola *et al.*, 2005). Se identifica un periodo muy salino en las aguas centrales iniciado en 2005 a partir de una mezcla invernal anómalamente intensa (Somavilla *et al.*, 2009) que se mantuvo hasta aproximadamente 2014 cuando la propagación de una anomalía salina por el Atlántico (Holliday *et al.*, 2020) alcanzó nuestras regiones iniciando una bajada sostenida de la salinidad que se mantiene hasta hoy (González-Pola *et al.*, 2021). Este patrón no está



acoplado con la temperatura, la cual sigue aumentando de manera progresiva e ininterrumpida desde el inicio de la serie, provocando cambios significativos en la estructura vertical de densidad.

5.2.2. Las masas de agua intermedias

Bajo las aguas centrales, entre 500 y 1000 m de profundidad, se encuentra la capa de agua mediterránea (Mediterranean Water, MW) la cual se forma a partir de la mezcla de aguas de desborde (outflow) del Mediterráneo por el estrecho de Gibraltar con las aguas residentes en el golfo de Cádiz (p. ej. Sánchez *et al.*, 2017). La MW se mueve en dirección norte, abrazando el talud continental de Portugal (Daniault, 1994). El núcleo principal se caracteriza por un claro máximo de salinidad que se extiende desde el cabo San Vicente como una corriente profunda de contorno hacia el norte a lo largo del margen oceánico europeo, alcanzando latitudes altas como el banco Porcupine a 53°N. La salinidad de este núcleo disminuye hacia el norte a lo largo del talud continental debido a la mezcla con tipos de agua menos salinas (Díaz del Río, *et al.*, 1998; van Aken, 2000b) y origina una fuerte anomalía térmica y salina en todo el Atlántico Norte. Los valores de salinidad son menores sobre la llanura abisal. En el extremo noroccidental de la península ibérica, el máximo nivel de MW se encuentra mar adentro, pero desde cabo Ortegal la vena vuelve a estar atrapada cerca de la parte superior del talud, fluyendo en dirección este a lo largo de la costa norte ibérica (Iorga & Lozier, 1999). En todo caso, la vena de MW presenta una fuerte estacionalidad permaneciendo constreñida al borde de la plataforma continental durante el verano y dispersándose hacia la zona oceánica durante el invierno (Prieto *et al.*, 2013).

Bajo la MW, a una profundidad de aproximadamente 1900 m, se observa el núcleo del agua del Labrador LSW, que representa el último estado de la modificación de las aguas modales del giro subpolar originadas por la convección invernal profunda en el mar del Labrador y se caracteriza por un mínimo de salinidad en profundidad más evidente en la parte septentrional y occidental del Golfo (Figura 102, Pingree, 1973).

5.2.3. Las masas de agua profundas

Entre 2500 y 3000 m de profundidad, por debajo de las aguas intermedias, se encuentra el núcleo de aguas profundas del Atlántico Noreste (North Atlantic Deep Water, NADW), que se genera a partir del rebose de los mares nórdicos por los pasos del estrecho de Dinamarca y el canal de las Feroes (van Aken, 2000a). En los niveles más profundos, a profundidades mayores de 4000 m, se encuentra el agua de fondo (Lower Deep Water, LDW) resultado de la mezcla de masas de agua polares de diferente procedencia incluida una componente de agua antártica (van Aken, 2000a). Representa el segmento más profundo del diagrama T-S en la región (Figura 102) y su flujo predominante es hacia el noreste (Arhan *et al.*, 1994).

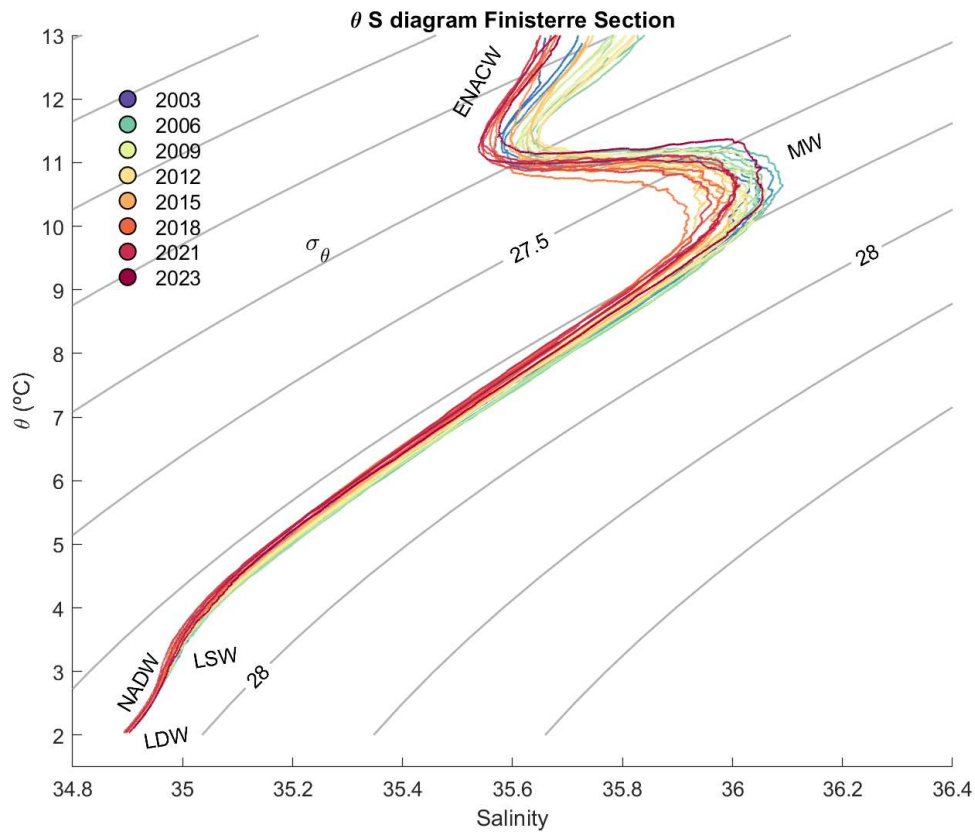


Figura 102: Diagrama de temperatura potencial-salinidad en la sección hidrográfica de Finisterre (campana RadProf).

La Figura 103 representa las series temporales de temperatura y salinidad promediadas en niveles de profundidad en la radial de Finisterre (Prieto *et al.*, 2005).

La variabilidad interanual de estas aguas abisales durante el periodo de seguimiento ha sido escasa ($<0,1^{\circ}\text{C}$ y $0,01$ en salinidad). Se puede concluir que la temperatura y la salinidad en las capas de agua entre 2000 m y el fondo se mantienen cerca de los valores medios a largo plazo, aunque se observa un patrón débil pero progresivo de enfriamiento y caída de salinidad entre los 2000 y 3000 metros de profundidad que parece haberse detenido este último año 2023.

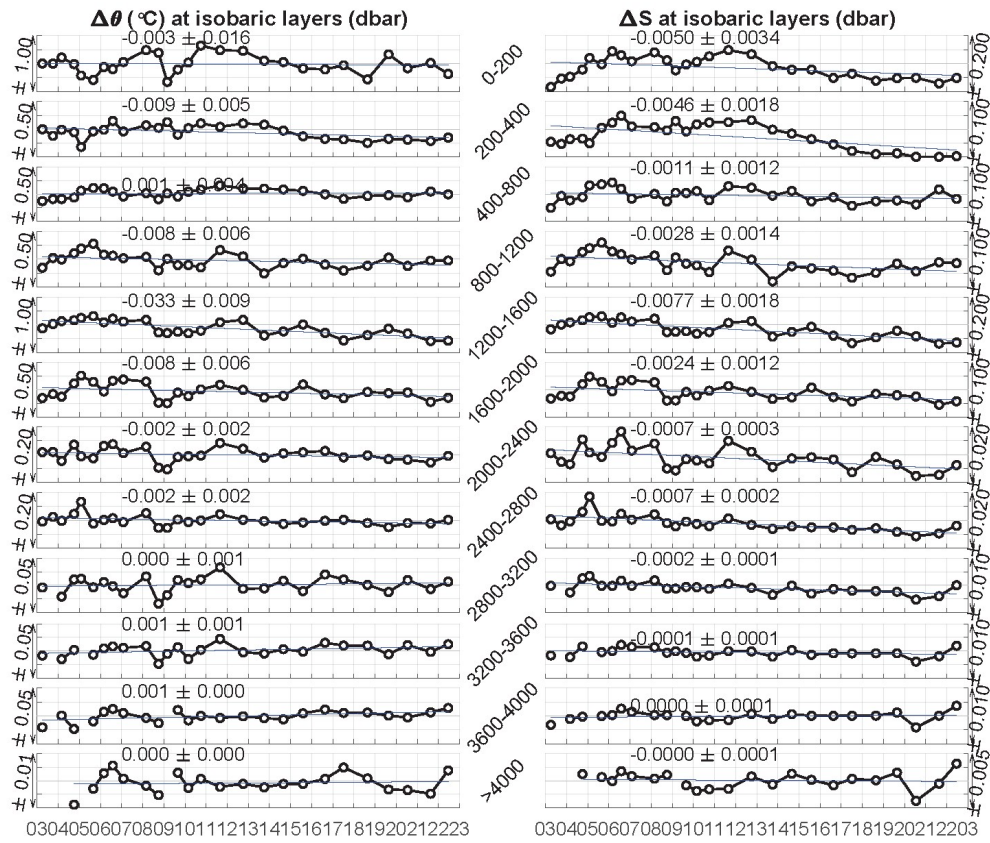


Figura 103: Variabilidad interanual de la temperatura potencial y la salinidad en Finisterre durante el periodo 2003-2023. Se ha promediado en intervalos de presión desde la superficie hasta 400 dbar cada 200 dbar y luego cada 400 db hasta los 4000 dbar. Los cambios en las aguas abisales están promediados desde los 4000 dbar hasta el fondo.



DEMARCACIONES LEVANTINO-
BALEAR Y ESTRECHO Y ALBORÁN



6. Demarcaciones levantino - balear y Estrecho y Alborán

6.1. Resumen

En este trabajo se analizan, en primer lugar, los datos de temperatura, salinidad, y densidad del mar, desde la superficie hasta el fondo, a lo largo de toda la costa mediterránea española, desde Málaga hasta Barcelona, incluyendo las islas Baleares, cubriendo las demarcaciones Estrecho y Alborán y levantino-balear. Estas medidas se obtienen de forma periódica (cuatro veces al año) en posiciones fijas (estaciones oceanográficas) que incluyen las aguas costeras, las aguas de plataforma continental, y las aguas del talud continental. En algunos casos también se incluyen estaciones profundas de más de 2000 metros. Este muestreo periódico y sistemático corresponde al proyecto RADMED (Series temporales de datos oceanográficos en el Mediterráneo), financiado por el Instituto Español de Oceanografía (Consejo Superior de Investigaciones Científicas, IEO-CSIC) desde 2007. Hay que aclarar que el proyecto RADMED es multidisciplinar, incluyendo la monitorización de variables químicas y biológicas de gran importancia para la correcta comprensión de los ecosistemas marinos del Mediterráneo. No obstante, el presente informe se centra en los aspectos físicos del medio marino.

También se analizan datos recogidos en el marco de otros proyectos anteriores del IEO-CSIC, los cuales se remontan en algunos casos a 1992, así como datos históricos recopilados en bases de datos internacionales desde principios del siglo XX. Así mismo, se han incluido los datos de temperatura del mar correspondientes a la estación oceanográfica de L'Estartit (Instituto de Ciencias del Mar, ICM-CSIC) y un punto de medida de la temperatura del mar situado en la Playa de Fuengirola, junto al Centro Oceanográfico de Málaga.

Este estudio también incluye el análisis de datos de nivel del mar de la red de mareógrafos del IEO-CSIC. Esta red, junto con el proyecto de monitorización RADMED, forma parte del Sistema de Observación del IEO-CSIC. Del mismo modo, se analizan los datos de nivel del mar de estaciones mareográficas operadas por otras instituciones, como el Instituto Geográfico Nacional y Puertos del Estado, o procedentes de la estación de L'Estartit, operada por el ICM-CSIC. Estos datos se obtuvieron a través del Servicio Permanente para el Nivel Medio del Mar (PSMSL; <https://psmsl.org>). También se han usado datos de nivel del mar medidos desde satélites y obtenidos a partir del Sistema Europeo de Vigilancia de la Tierra COPERNICUS (<https://www.copernicus.eu>).

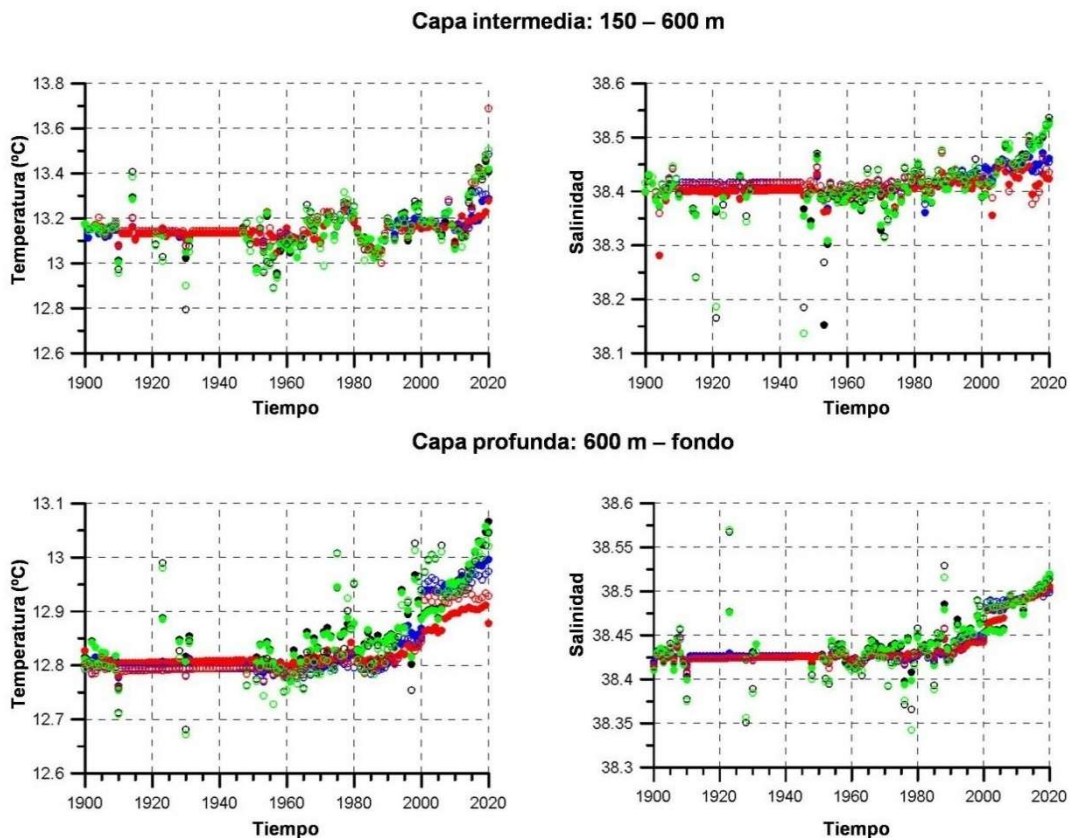


Figura 104: En la parte superior se muestra la evolución de la temperatura y salinidad de las aguas mediterráneas españolas en la capa intermedia que se considera desde los 150 m hasta los 600 m de profundidad. Los diferentes colores corresponden a diferentes metodologías usadas para el análisis de las series temporales. La parte inferior de la figura muestra la evolución de la temperatura y salinidad de las aguas mediterráneas españolas en la capa profunda que se considera desde los 600 m de profundidad hasta el fondo del mar.

El análisis de los datos recogidos en las campañas de monitorización del IEO ha permitido establecer los valores medios de temperatura, salinidad y densidad para cada una de las estaciones oceanográficas que se distribuyen a lo largo de las aguas mediterráneas españolas incluidas en las demarcaciones Estrecho y Alborán y levantino-balear. Estos análisis se han realizado para cada estación del año y para cada nivel de profundidad. Además, se han establecido los rangos de variación naturales de estas variables, lo que permite definir las condiciones hidrográficas imperantes en estas aguas durante los últimos 30 años. Toda esta información ha sido tabulada y está a disposición de los gestores o investigadores que la soliciten.

Las condiciones imperantes a las que hace alusión el párrafo anterior están variando como consecuencia del cambio climático. El análisis de las series de datos oceanográficos del IEO, así como de datos históricos recopilados en bases de datos internacionales, reveló que desde 1900 a 2020 la temperatura del mar de las aguas mediterráneas españolas aumentó en su capa intermedia, desde los 150 m a 600 m de profundidad, y en su capa profunda, desde los 600 m de profundidad hasta el fondo (Figura 104). Estas tendencias aumentaron para el periodo más reciente 1945-2020, alcanzando valores de $0,23^{\circ}\text{C}/100$ años y $0,25^{\circ}\text{C}/100$ años para las capas intermedia y profunda respectivamente. La temperatura de la capa superficial también aumentó desde mediados del siglo XX a un ritmo de $0,50^{\circ}\text{C}/100$ años, si bien esta tendencia no es estadísticamente significativa, es decir, usando solamente estos datos, no podemos estar seguros dentro de un nivel de confianza del 95 %, de que la tendencia observada no sea el resultado de la variabilidad natural del mar (Tabla 24). Sin



embargo, cuando se analizan datos de temperatura superficial del mar obtenidos mediante satélites desde 1981 a 2021, se observa una tendencia significativa de entre 2,43 y 3,91°C/100 años (Figura 105). La Tabla 25 muestra estas tendencias estimadas a partir de medidas de satélite para cuatro zonas en las que hemos dividido las aguas de este estudio: mar de Alborán, cabo de Palos, Baleares, y zona norte. La primera de estas zonas pertenece a la demarcación Estrecho y Alborán, mientras que, las otras tres pertenecen a la demarcación levantino-balear.

Tendencias, Temperatura (°C/100 años)				
	1900-2020		1945-2020	
0-150	0,34	[-0,09, 0,76]	0,50	[-0,22, 1,22]
150-600	0,08	[0,00, 0,15]	0,23	[0,10, 0,36]
600-fondo	0,13	[0,06, 0,19]	0,25	[0,16, 0,35]
Total	0,33	[0,08, 0,58]	0,12	[-0,14, 0,39]

Tabla 24: Tendencias de temperatura para toda la zona del Mediterráneo español consideradas en el presente estudio. Las tendencias están expresadas en grados por 100 años para la capa superficial (0-150 m), intermedia (150-600 m), profunda (600 m-fondo), y para todo el rango de profundidad de las aguas mediterráneas españolas. Las columnas 2 y 3 muestran estas tendencias para el periodo 1900-2020, y las columnas 4 y 5 para el periodo 1945-2020. Las columnas 2 y 4 corresponden a las tendencias, y las 3 y 5 muestran el intervalo de confianza dentro del nivel del 95 %.

Tendencias de temperatura superficial del mar desde satélite (°C/100 años)	
1981-2021	Tendencia ± IC (95 %)
Alborán	2,43 ± 0,49
Cabo de Palos	2,70 ± 0,49
Baleares	3,28 ± 0,47
Zona norte	3,91 ± 0,55

Tabla 25: Tendencias de la temperatura superficial del mar para el periodo 1981-2021 calculadas a partir de medidas realizadas desde satélite. Se presentan estas tendencias para cuatro regiones en las que se han dividido las aguas mediterráneas españolas y que se han denominado Alborán, cabo de Palos, Baleares, y zona norte.

Este aumento de la temperatura superficial del mar es más acusado hacia el norte, siendo menor (aunque también muy intenso) en la parte más meridional de las aguas mediterráneas españolas que se sitúan en el mar de Alborán. También hay que señalar que cuando se analiza la evolución de la temperatura superficial del mar para cada mes del año, se observa un mayor calentamiento de las aguas durante los meses de verano y otoño. Estos resultados son confirmados por el análisis de la temperatura del mar en superficie, 20 m, 50 m, y 80 m de profundidad en la estación oceanográfica de L'Estartit. En este caso las tendencias varían desde los 2,8°C/100 años en la superficie, hasta los 2,0°C/100 años a 80 m de profundidad (Tabla 26).

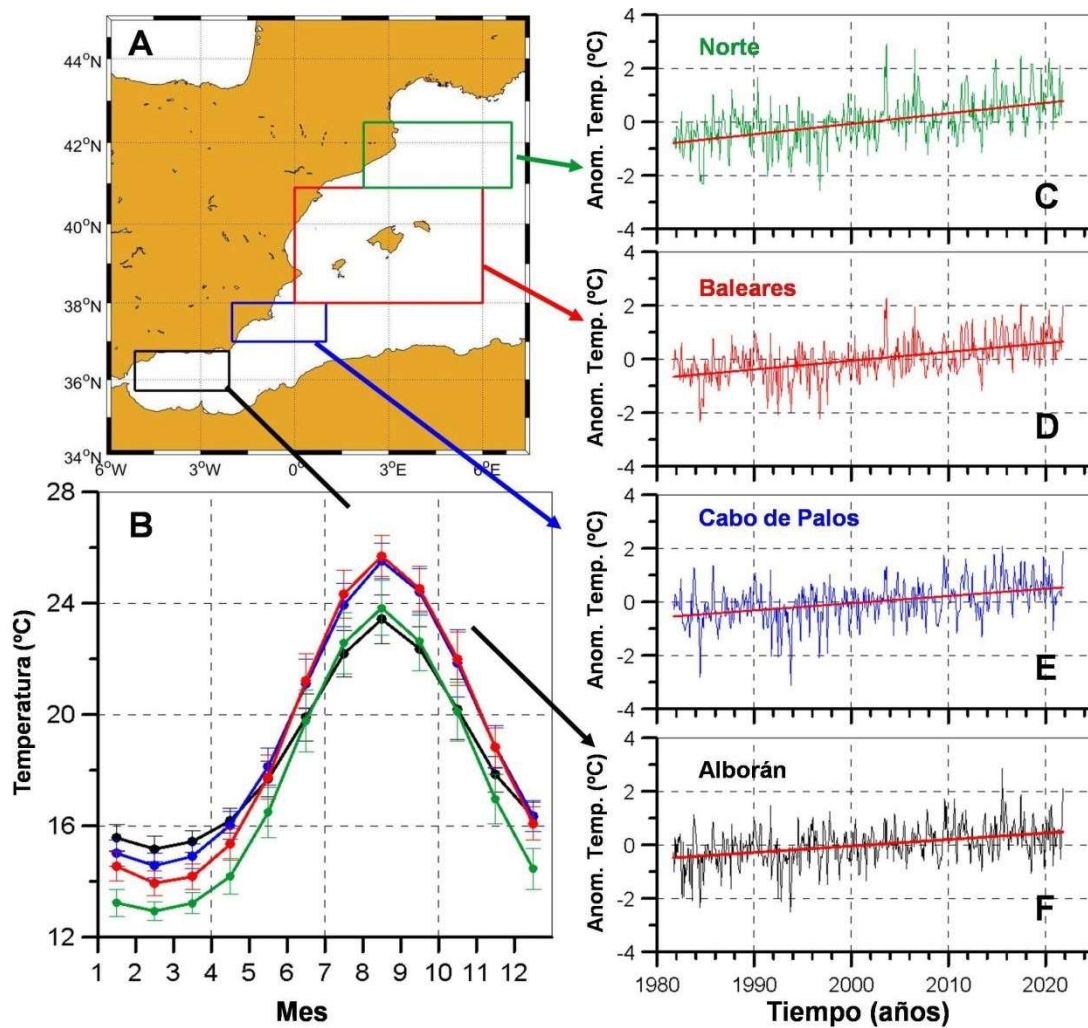


Figura 105: Los rectángulos de la figura R2A muestran las cuatro zonas en las que se han dividido las aguas mediterráneas españolas en el presente informe. Cada rectángulo se ha dibujado con el mismo color con el que luego se representan las correspondientes series temporales: negro para Alborán, azul para cabo de Palos, rojo para las Baleares, y verde para la zona norte. La figura R2B muestra los ciclos estacionales de la temperatura superficial del mar, medida desde satélites, para cada una de las cuatro zonas analizadas, y las figuras R2C, R2D, R2E, y R2F muestran las series temporales de anomalías o residuos respecto del ciclo estacional para cada una de las cuatro zonas.

Tendencias en °C/100 años en la estación de L'Estartit			
Profundidad	Año inicial	Año final	Tendencia ± IC
0	1969	2021	2,8 ± 0,4
20	1969	2021	2,6 ± 0,4
50	1970	2021	2,5 ± 0,4
80	1973	2021	2,0 ± 0,3

Tabla 26: Tendencias de la temperatura del mar, expresadas en grados por siglo en la estación oceanográfica de L'Estartit. Las tendencias se han calculado para las profundidades de 0, 20, 50 y 80 m. Las columnas 2 y 3 muestran los años inicial y final de las series analizadas. La cuarta columna muestra las tendencias y el intervalo de confianza en el nivel del 95 % de confianza.

La falta de resultados significativos en la capa superficial cuando se analizan los datos históricos parece tener su origen en la escasez de datos en esta capa que presenta una variabilidad natural muy alta. Para cualquier variable, cuanto mayor sea su varianza, es decir, el rango de valores entre los que dicha variable puede oscilar de forma natural, más difícil será la detección de posibles cambios a largo plazo y mayor tendrá que ser la longitud de las series temporales para que podamos detectarlos. Esta detección será más fácil si los datos



son obtenidos con una mayor frecuencia y las series carecen de huecos, como es el caso de los datos tomados desde satélite, o como es el caso de los datos de la estación oceanográfica de L'Estartit.

La salinidad aumentó desde principios del siglo XX en todo el rango de profundidad, observándose una aceleración de estas tendencias para el periodo 1945-2020. Para dicho periodo estas tendencias se estiman en 0,23/100 años, 0,09/100 años, y 0,11/100 años para las capas superficial, intermedia, y profunda respectivamente (Tabla 27). Este aumento de la salinidad es, muy probablemente, el resultado de un aumento de la evaporación neta asociado a un aumento de la evaporación y un descenso de las precipitaciones y del aporte de agua dulce a cargo de los ríos (Skliris *et al.*, 2018). Los modelos climáticos indican que esta tendencia se mantendrá a lo largo del siglo XXI (Jordà *et al.*, 2017).

Tendencias. Salinidad (100 años) ⁻¹				
	1900-2020		1945-2020	
0-150	0,11	[0,06, 0,16]	0,23	[0,08, 0,39]
150-600	0,03	[0,01, 0,05]	0,09	[0,04, 0,14]
600-fondo	0,05	[0,04, 0,07]	0,11	[0,09, 0,13]
Total	0,08	[0,04, 0,12]	0,19	[0,10, 0,29]

Tabla 27: Tendencias de salinidad expresadas en unidades por 100 años para la capa superficial (0-150 m), intermedia (150-600 m), profunda (600 m-fondo), y para todo el rango de profundidad de las aguas mediterráneas españolas. Las columnas 2 y 3 muestran estas tendencias para el periodo 1900-2020, y las columnas 4 y 5 para el periodo 1945-2020. Las columnas 2 y 4 corresponden a las tendencias, y las 3 y 5 muestran el intervalo de confianza dentro del nivel del 95 %.

Cuando se estima el calor absorbido desde la superficie hasta el fondo del mar se aprecia una tendencia positiva de 0,21 W/m² para el periodo 1900-2020 que aumenta hasta 0,46 W/m² para el periodo 1945-2020, siendo este valor comparable con el que se ha obtenido en otros trabajos para el océano global (von Schuckmann *et al.*, 2020). Esta absorción de calor es significativa para las capas intermedias y profundas, no así para la capa superficial, tal y como se observaba en el análisis de la temperatura de dicha capa (Tabla 28).

Tendencias, Calor absorbido (W/m ²)				
	1900-2020		1945-2020	
0-150	0,03	[-0,02, 0,08]	0,05	[-0,08, 0,17]
150-600	0,03	[0,00, 0,07]	0,11	[0,03, 0,18]
600-fondo	0,15	[0,07, 0,22]	0,34	[0,22, 0,45]
Total	0,21	[0,05, 0,37]	0,46	[0,20, 0,72]

Tabla 28: Tendencias de calor absorbido expresadas en W/m² para la capa superficial (0-150 m), intermedia (150-600 m), profunda (600 m-fondo), y para todo el rango de profundidad de las aguas mediterráneas españolas. Las columnas 2 y 3 muestran estas tendencias para el periodo 1900-2020, y las columnas 4 y 5 para el periodo 1945-2020. Las columnas 2 y 4 corresponden a las tendencias, y las 3 y 5 muestran el intervalo de confianza dentro del nivel del 95 %.

La densidad del agua del mar es el resultado de la combinación de los efectos de la temperatura, la salinidad y la presión. Un aumento de temperatura reduce la densidad, mientras que el aumento de salinidad la incrementa. Esta variable tiene consecuencias muy importantes para la dinámica de los mares, pero también para su biología. Las aguas superficiales son siempre más cálidas, y por tanto menos densas que las aguas frías del fondo. Un aumento de la temperatura superficial del mar causado por el cambio climático disminuiría su densidad, incrementando la diferencia entre las aguas superficiales y profundas. A su vez, este mayor contraste de densidad otorgaría a las aguas una mayor estabilidad que reduciría la eficiencia de la mezcla de las aguas superficiales con las que se



encuentran a mayor profundidad, y que cada año es producida por la acción del viento, el oleaje, y la pérdida de calor a través de la superficie del mar durante otoño e invierno. Finalmente, este descenso de la eficacia de la mezcla conllevaría un menor aporte de nutrientes (abundantes en el fondo del mar) hacia las capas superficiales, bien iluminadas, donde se realiza la fotosíntesis. En definitiva, el aumento de la estratificación de los mares provocaría una disminución de su productividad. Para analizar estos posibles cambios se ha estudiado la profundidad hasta la cual las aguas se mezclan cada año. Esta variable es lo que se denomina profundidad de la capa de mezcla. Desde principios de la década de 1990 no se han observado cambios significativos en esta profundidad. En las regiones mediterráneas analizadas en este estudio tampoco se ha podido constatar un descenso en la concentración de clorofila, la cual puede considerarse un buen indicador de la productividad del mar. La explicación más probable es que en el caso de las aguas mediterráneas españolas, el aumento de salinidad habría compensado el efecto que el aumento de la temperatura tiene sobre la densidad del agua, de tal manera que no se habría incrementado el contraste de densidad entre las aguas superficiales y las intermedias o profundas.

El nivel del mar aumentó desde 1948 a un ritmo que oscila entre 0,89 y 1,40 mm/año, según las localidades (Tabla 29). Estas tendencias parecen haberse acelerado notablemente, alcanzando valores que oscilan entre 1,8 y 4,7 mm/año dependiendo de la localidad y de los datos utilizados para su cálculo (mareógrafos o altímetros). El aumento del nivel del mar puede deberse a un incremento de la masa de agua o a un cambio de la densidad del agua (contribución estérica, Jordà & Gomis, 2013a; 2013b). Se ha intentado separar la contribución de estos dos factores en las series temporales analizadas. Sin embargo, aparentemente la escasez de datos históricos de temperatura y salinidad con la adecuada cobertura espacial y frecuencia temporal no permite esta separación de forma fiable en la mayoría de las zonas analizadas. En el caso de la estación mareográfica de L'Estartit, la disponibilidad de datos parece que es mayor, lo que ha permitido estimar que la subida del nivel del mar desde 1993, de 2,7 mm/año, tiene una contribución de 1,4 mm/año asociada al aumento de la masa de agua dulce, presumiblemente procedente del deshielo de las grandes capas de hielo continentales, y una contribución de 1,9 mm/año debido al aumento de la masa de sal. La contribución estérica fue negativa en este caso. Este ejemplo revela la importancia de realizar una correcta monitorización de los mares, sin la cual no es posible obtener resultados fiables.

	Tendencias de nivel del mar (mm/año)		
	Mareógrafos	Mareógrafos	Altímetros
	1948-2019	1993-2019	1993-2019
Tarifa	1,38 ± 0,21	4,7 ± 0,7	2,5 ± 0,3
Algeciras	1,00 ± 0,14	2,3 ± 0,6	2,4 ± 0,4
Ceuta	0,89 ± 0,15	1,9 ± 0,6	2,4 ± 0,4
Málaga	1,40 ± 0,19	3,7 ± 0,7	4,1 ± 0,4
Alicante	0,82 ± 0,17	2,0 ± 0,8	3,0 ± 0,3
L'Estartit		2,7 ± 0,8	2,7 ± 0,3
Palma		2,0 ± 1,1	1,8 ± 0,5

Tabla 29: Tendencias del nivel del mar expresadas en milímetros por año. Las columnas 2 y 3 muestran los resultados obtenidos a partir de medidas de mareógrafos durante los periodos 1948-2019 y 1993-2019 respectivamente. La columna 4 muestra los resultados obtenidos a partir de medidas de altímetros, operados desde satélites, desde 1993 a 2019.



6.2. Contexto regional

En este documento se recogen las actividades realizadas en las demarcaciones Estrecho y Alborán y levantino-balear durante el ciclo 2018-2024. Estas actividades pueden dividirse esencialmente en tres partes:

En primer lugar, se han continuado las campañas oceanográficas dedicadas a la monitorización de las aguas costeras, de la zona central de la plataforma y de mar abierto de las demarcaciones antes mencionadas. Las campañas oceanográficas llevadas a cabo hasta la fecha se recogen en la Tabla 30, y se corresponden al proyecto RADMED (Series de datos oceanográficos en el Mediterráneo). En esta tabla se han incluido las campañas realizadas en la demarcación Estrecho y Alborán por el Instituto Español de Oceanografía dentro del marco del proyecto de monitorización ambiental ECOMÁLAGA que puede considerarse precursor de RADMED en esta zona geográfica. De forma análoga, el Instituto Español de Oceanografía ha desarrollado proyectos similares en la zona de cabo de Palos y de las islas Baleares desde 1996 (ECOMURCIA, ECOBALEARES y CANALES/CIRBAL). En la Tabla 31 se muestran las campañas ECOMURCIA y CIRBAL realizadas con anterioridad a la puesta en marcha de RADMED. A partir de julio de 2007 las campañas y fechas en las que se muestrearon las aguas que circundan el cabo de Palos, las islas Baleares y las aguas catalanas son las mismas que aparecen en la Tabla 30.

Además, durante este ciclo se ha realizado un importante esfuerzo para incrementar los sistemas de observación del Instituto Español de Oceanografía en el Mediterráneo, poniéndose en marcha un proyecto de ciencia ciudadana encaminado a la monitorización semanal de las aguas de la plataforma continental de la provincia de Málaga (demarcación Estrecho y Alborán), y la instalación de un observatorio submarino en tiempo real en las aguas de la bahía de Málaga.

Por otra parte, durante este ciclo (2018-2024), se ha comenzado un intenso trabajo de recopilación de datos históricos que permitieran poner los datos actuales dentro de un contexto más amplio. De esta forma se pretende conocer con mayor exactitud los valores medios y los rangos de variación que definen las condiciones hidrográficas imperantes en estas regiones del Mediterráneo, así como las variaciones que dichas condiciones están experimentando.

En tercer lugar, se está desarrollando un protocolo y el software necesario para el tratamiento de los datos que se obtienen periódicamente en el marco de las campañas RADMED y en otros sistemas de observación. Estos análisis integran los datos históricos (que se mencionan anteriormente) para tener siempre un conocimiento lo más preciso posible de los cambios a largo plazo que están sufriendo las aguas españolas de las dos demarcaciones analizadas. Se presentan los resultados iniciales de este análisis que abarca desde 1900 hasta el año 2020. En los próximos ciclos se espera conseguir que este sistema de procesado de datos funcione de forma operacional, es decir, a la finalización de cada año se obtendrá una actualización automática de todos los análisis que definen las condiciones imperantes y las posibles tasas de variación de estas condiciones en las demarcaciones Estrecho y Alborán y levantino-balear.



Campaña	Mes	Año	Campaña	Mes	Año
ECOMÁLAGA1092	10	1992	ECOMÁLAGA0205	2	2005
ECOMÁLAGA0193	1	1993	ECOMÁLAGA0505	5	2005
ECOMÁLAGA0493	4	1993	ECOMÁLAGA0705	7	2005
ECOMÁLAGA0793	7	1993	ECOMÁLAGA1005	10	2005
ECOMÁLAGA0993	9	1993	ECOMÁLAGA0206	2	2006
ECOMÁLAGA0193	1	1994	ECOMÁLAGA0506	5	2006
ECOMÁLAGA0494	4	1994	ECOMÁLAGA0706	7	2006
ECOMÁLAGA0794	7	1994	ECOMÁLAGA1006	10	2006
ECOMÁLAGA1094	10	1994	ECOMÁLAGA0207	2	2007
ECOMÁLAGA0195	1	1995	RADMED0707	7	2007
ECOMÁLAGA0595	5	1995	RADMED1007	10	2007
ECOMÁLAGA0795	7	1995	RADMED0308	3	2008
ECOMÁLAGA1195	11	1995	RADMED0508	5	2008
ECOMÁLAGA0296	2	1996	RADMED0708	7	2008
ECOMÁLAGA0596	5	1996	RADMED1008	10	2008
ECOMÁLAGA0796	7	1996	RADMED0309	3	2009
ECOMÁLAGA1296	12	1996	RADMED0609	6	2009
ECOMÁLAGA0297	2	1997	RADMED0709	7	2009
ECOMÁLAGA0497	4	1997	RADMED1009	10	2009
ECOMÁLAGA0797	7	1997	RADMED0210	2	2010
ECOMÁLAGA1097	10	1997	RADMED0410	4	2010
ECOMÁLAGA0298	2	1998	RADMED0710	7	2010
ECOMÁLAGA0598	5	1998	RADMED1110	11	2010
ECOMÁLAGA0798	7	1998	RADMED0511	5	2011
ECOMÁLAGA1098	10	1998	RADMED0611	6	2011
ECOMÁLAGA0699	6	1999	RADMED1103	11	2013
ECOMÁLAGA1099	10	1999	RADMED0204	2	2014
ECOMÁLAGA0100	1	2000	RADMED1204	12	2014
ECOMÁLAGA0500	5	2000	RADMED0215	2	2015
ECOMÁLAGA0700	7	2000	RADMED0415	4	2015
ECOMÁLAGA1000	10	2000	RADMED0516	5	2016
ECOMÁLAGA0201	2	2001	RADMED0617	6	2017
ECOMÁLAGA0401	4	2001	RADMED0218	2	2018
ECOMÁLAGA0707	7	2001	RADMED0818	8	2018
ECOMÁLAGA1001	10	2001	RADMED0119	1	2019
ECOMÁLAGA0202	2	2002	RADMED1019	10	2019
ECOMÁLAGA0402	4	2002	RADMED0120	1	2020
ECOMÁLAGA0702	7	2002	RADMED0120	1	2020
ECOMÁLAGA1002	10	2002	RADMED0720	7	2020
ECOMÁLAGA0303	3	2003	RADMED0121	1	2021
ECOMÁLAGA0503	5	2003	RADMED0521	5	2021
ECOMÁLAGA0703	7	2003	RADMED0422	4	2022
ECOMÁLAGA1103	11	2003	RADMED1122	11	2022
ECOMÁLAGA0204	2	2004	RADMED0723	7	2023
ECOMÁLAGA0504	5	2004	RADMED1223	12	2023
ECOMÁLAGA0704	7	2004			
ECOMÁLAGA1004	10	2004			

Tabla 30: Campañas realizadas en el proyecto ECOMÁLAGA desde octubre de 1992 hasta febrero de 2007 y campañas realizadas dentro del proyecto RADMED desde julio de 2007. Estas últimas no solo corresponden a la zona de Málaga sino a todas las demarcaciones de las aguas mediterráneas españolas.



Campaña	Mes	Año	Campaña	Mes	Año
ECOMURCIA0696	6	1996	CIRBAL0596	5	1996
ECOMURCIA1196	11	1996	CIRBAL0597	5	1997
ECOMURCIA0397	3	1997	CIRBAL0498	4	1998
ECOMURCIA0597	5	1997	CIRBAL0698	6	1998
ECOMURCIA1197	11	1997	CIRBAL0599	5	1999
ECOMURCIA0398	3	1998	CIRBAL1100	11	2000
ECOMURCIA1198	11	1998	CIRBAL0401	4	2001
ECOMURCIA0399	3	1999	CIRBAL0501	5	2001
ECOMURCIA0699	6	1999	CIRBAL0601	6	2001
ECOMURCIA0999	9	1999	CIRBAL1101	11	2001
ECOMURCIA1299	12	1999	CIRBAL0302	3	2002
ECOMURCIA0700	7	2000	CIRBAL0502	5	2002
ECOMURCIA0900	9	2000	CIRBAL0902	9	2002
ECOMURCIA1100	11	2000	CIRBAL0503	5	2003
ECOMURCIA0301	3	2001	CIRBAL1003	10	2003
ECOMURCIA0501	5	2001	CIRBAL0304	3	2004
ECOMURCIA0901	9	2001	CIRBAL0504	5	2004
ECOMURCIA1101	11	2001	CIRBAL1004	10	2004
ECOMURCIA1102	11	2002	CIRBAL0305	3	2005
ECOMURCIA0303	3	2003	CIRBAL0605	6	2005
ECOMURCIA0503	5	2003	CIRBAL0406	4	2006
ECOMURCIA0903	9	2003	CIRBAL0606	6	2006
ECOMURCIA1103	11	2003	CIRBAL1006	10	2006
ECOMURCIA0904	9	2004			
ECOMURCIA0705	7	2005			
ECOMURCIA1005	10	2005			
ECOMURCIA0706	7	2006			
ECOMURCIA1106	11	2006			
ECOMURCIA0207	2	2007			

Tabla 31: Campañas realizadas en el entorno de cabo de Palos dentro del proyecto ECOMURCIA desde junio de 1996 hasta febrero de 2007 y campañas realizadas en los canales Baleares desde mayo de 1996 hasta octubre de 2006 dentro del marco de los proyectos CIRBAL y CANALES. A partir de julio de 2007 todos los proyectos de monitorización del Instituto Español de Oceanografía en el Mediterráneo se unificaron en el proyecto RADMED y las campañas en estas zonas pertenecientes a la demarcación levantino-balear son las mismas que aparecen en la Tabla 30.

6.2.1. Sistema de observación

En la actualidad, el Instituto Español de Oceanografía mantiene un sistema de observación en las aguas mediterráneas españolas, así como en el Cantábrico y en la fachada atlántica gallega, en el golfo de Cádiz, y en las islas Canarias (Tel *et al.*, 2016). En el caso concreto del Mediterráneo, este sistema de observación consta de una red mareográfica y una red de estaciones oceanográficas que se visitan periódicamente cada tres meses. Este sistema de observación tiene una larga historia y precedentes que se remontan muchas décadas atrás en el tiempo.

En la actualidad, a través de la red de mareógrafos del IEO y las estaciones oceanográficas que se muestrean periódicamente mediante buques oceanográficos, se obtienen medidas físicas, químicas, biológicas y geológicas de forma sistemática e indefinida al tiempo que permiten conocer cada vez mejor cuál es el estado de los ecosistemas marinos mediterráneos,



cómo es su funcionamiento, cuáles son los rangos en los que pueden variar de forma natural las variables que caracterizan el medio marino y si se están produciendo alteraciones en los mismos. Sin embargo, estos sistemas de observación no surgen de forma espontánea, sino que son el fruto de un proceso que se ha desarrollado durante décadas y que se ha ido materializando en una serie de proyectos de monitorización que se han sucedido en el tiempo. Entre estos proyectos hay que destacar por su importancia para el actual sistema de observación del Mediterráneo, los proyectos Ecomálaga, Ecomurcia y Ecobaleares, iniciados en 1992, 1996, y 1994, respectivamente. Estos programas de observación consistían en un conjunto de estaciones oceanográficas fijas, distribuidas a lo largo de transectos o radiales perpendiculares a la costa, que eran visitadas periódicamente para la realización de un muestreo multidisciplinar que incluía medidas de temperatura y salinidad desde la superficie hasta el fondo del mar, toma de muestras de agua a lo largo de la columna de agua para la determinación de las concentraciones de oxígeno disuelto, clorofila, nutrientes inorgánicos, abundancia y composición inter-específica del micro-fitoplancton, y arrastres planctónicos para el estudio de la abundancia y composición del zooplancton.

En 1996 se puso en marcha en los canales baleares (canal de Ibiza y canal de Mallorca) el proyecto Canales. Este proyecto, dedicado a analizar la circulación de las masas de agua a través de estos canales, realizó varias campañas oceanográficas entre los años 1996 y 1999 en las que se muestrearon las propiedades físicas del mar. Estas medidas se realizaron sobre una red de estaciones distribuidas sobre dos triángulos (ver Figura 106). Este proyecto inicial fue continuado por los proyectos Cirbal y EcoCirbal que incluyeron la toma de muestras para conocer la concentración de clorofila y nutrientes inorgánicos.

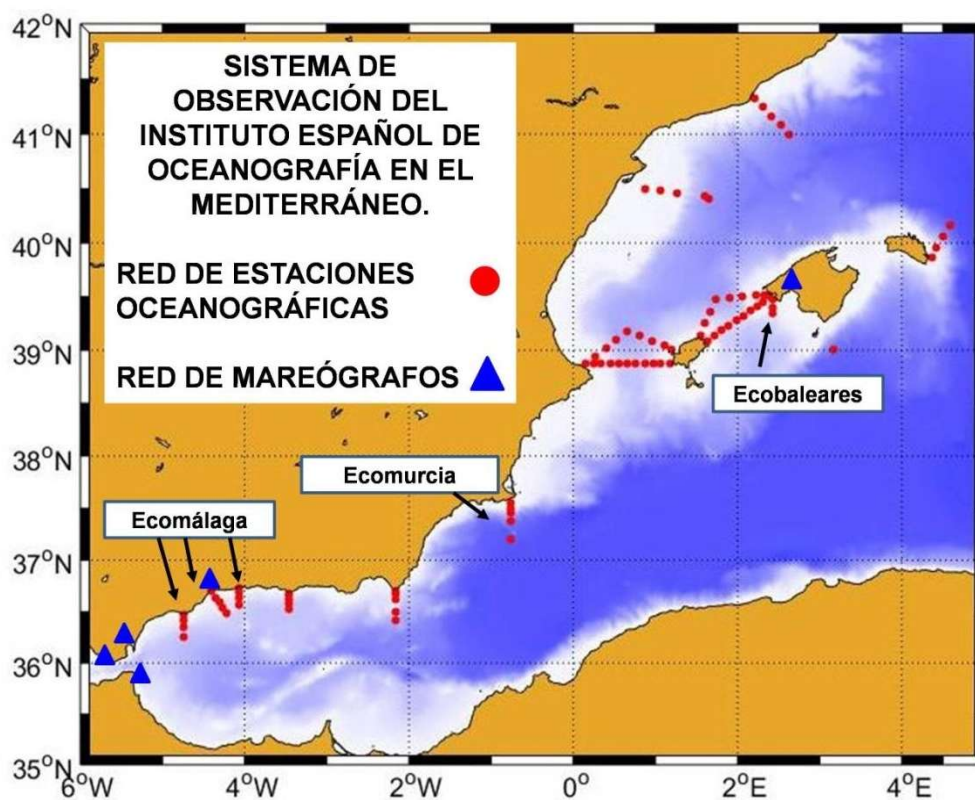


Figura 106: Sistema de observación del Mediterráneo del Instituto Español de Oceanografía. Los puntos rojos muestran la posición de las actuales estaciones oceanográficas muestreadas trimestralmente dentro del marco del proyecto RADMED. Los triángulos azules muestran la posición de los mareógrafos de la red mareográfica del IEO. Se han indicado aquellas estaciones oceanográficas que se incluían en los anteriores proyectos Ecomálaga, Ecomurcia, y Ecobaleares. Las estaciones distribuidas sobre los dos triángulos situados en las islas Baleares corresponden a las estaciones del anterior proyecto Cirbal.



En 2007 todos estos proyectos fueron unificados en el proyecto RADMED (Series temporales de datos oceanográficos en el Mediterráneo). Todas las estaciones de Ecomálaga, Ecobaleares, y Cirbal fueron integradas en el nuevo programa de monitorización (Figura 106), así como aquellas estaciones de Ecomurcia situadas al sur de cabo de Palos. Además, se añadieron estaciones más profundas a los transectos anteriores, y se establecieron nuevos transectos o radiales frente al cabo Sacratif (Granada), cabo de Gata (Almería), Tarragona, Barcelona, y Maó (Menorca). También se añadió una estación profunda al sur de la isla de Cabrera (Figura 106). El muestreo es estacional (cuatro campañas por año) y mantiene todas las variables muestreadas en los proyectos anteriores, añadiendo el muestreo del nano y picroplancton autótrofo, y medidas de pH y alcalinidad (ver López-Jurado *et al.*, 2015 para una descripción más exhaustiva del proyecto RADMED).

6.2.2. Consideraciones generales y descripción del Mediterráneo

6.2.2.1. Propiedades del océano y la atmósfera

Tal vez el aspecto más llamativo del cambio climático, o al menos el que nosotros los seres humanos percibimos de forma más clara, sea el aumento de la temperatura del aire. La razón es bien sencilla: somos seres terrestres y el aire de la atmósfera nos envuelve, es el medio en el que se desarrollan nuestras vidas. El progresivo aumento de la temperatura del aire sobre la superficie de la Tierra, o los fenómenos extremos que suceden de forma ocasional, aunque cada vez de forma más frecuente, tales como olas de calor o de frío, nos afectan directamente. No se trata solamente de algo que miden los científicos, es algo que podemos sentir. Si comparamos la temperatura de la superficie terrestre correspondiente al periodo 1850-1900 con la reciente década 2011-2020, se observa que ésta ha aumentado en torno a $1,09^{\circ}\text{C}$ (Gulev *et al.*, 2021). El agua que forma los océanos de la Tierra también ha aumentado su temperatura durante este mismo periodo, aunque ello no nos resulte tan evidente, ya que los seres humanos tenemos un contacto muy limitado con el mar. Sin embargo, si queremos entender el clima de nuestro planeta, y más concretamente los cambios que éste está experimentando en la actualidad, debemos volver nuestra mirada hacia los océanos.

La temperatura de la superficie del mar ha aumentado desde 1850 unos $0,88^{\circ}\text{C}$ (Gulev *et al.*, 2021), un incremento algo inferior, pero del mismo orden de magnitud que el que ha experimentado la temperatura del aire sobre la Tierra. Este resultado no resulta muy sorprendente pues, al fin y al cabo, la superficie del mar intercambia calor con el aire que está en contacto con ella. Sin embargo, sí puede resultar más sorprendente comprobar que casi un 90 % de la energía absorbida por la Tierra se ha acumulado en los océanos (von Schuckmann *et al.*, 2020). Es por esto, entre otras razones, que suele decirse que los mares han “amortiguado” en cierta manera el impacto del cambio climático sobre la temperatura del planeta. Pero en realidad, si analizamos las propiedades del océano y de la atmósfera, este hecho no es en absoluto sorprendente. La explicación está en la diferente capacidad calorífica de estos dos componentes del sistema climático terrestre.

La capacidad calorífica de un cuerpo cualquiera es la cantidad de calor que debe absorber ese cuerpo para que aumente su temperatura un grado centígrado; o si se prefiere, la cantidad de calor que debe perder un cuerpo para que su temperatura descienda un grado centígrado. ¿De qué depende esta propiedad? En primer lugar, de la masa del cuerpo. Parece lógico pensar que un cuerpo con más masa resulta más difícil de calentar que otro con menos masa. No emplearemos la misma cantidad de calor en calentar una piscina que en calentar una bañera. Por otra parte, dependerá de las características específicas del cuerpo en cuestión.



En este caso, como analizamos las diferencias específicas que hacen referencia al tipo de sustancia que estamos considerando, debemos comparar masas iguales. Cuesta más aumentar en un grado la temperatura de un kilogramo de agua que la de un kilogramo de aire. Esa cantidad de calor que necesitamos para elevar en un grado centígrado la temperatura de un kilogramo de una sustancia cualquiera se denomina calor específico. Cada sustancia tiene un calor específico distinto. Finalmente, la cantidad de calor que hay que añadir a un cuerpo para que aumente su temperatura un grado (su capacidad calorífica) será el producto de los dos factores que acabamos de explicar: la cantidad de calor que se necesita para elevar un grado la temperatura de un kilogramo de esa sustancia multiplicada por los kilogramos que tenemos de ella.

Volvamos a los océanos y a la atmósfera terrestre. La atmósfera ocupa un volumen mucho mayor que los océanos. Pensemos que la profundidad media de los océanos es de 3730 m, mientras que la atmósfera se extiende hasta más de 1000 km sobre la superficie de la Tierra (considerando su última capa, la exosfera). Sin embargo, esta comparación no sería muy rigurosa, ya que en realidad, las capas más exteriores de la atmósfera contienen muy poca masa. El 75 % de la masa de la atmósfera se encuentra en la troposfera, que en promedio se extiende hasta los 12 km de altitud, y el 95 % de la masa de la atmósfera se encuentra en sus primeros 30 km (dentro de la estratosfera). Para hacernos una idea de cuán diferentes son las escalas de las que estamos hablando, en la Figura 107A hemos representado la altura media del océano y de la capa de la atmósfera que alberga el 95 % de su masa de forma proporcional a la que tienen en la realidad. En la Figura 107B hemos repetido esta comparación considerando la profundidad de los océanos y la de la troposfera.

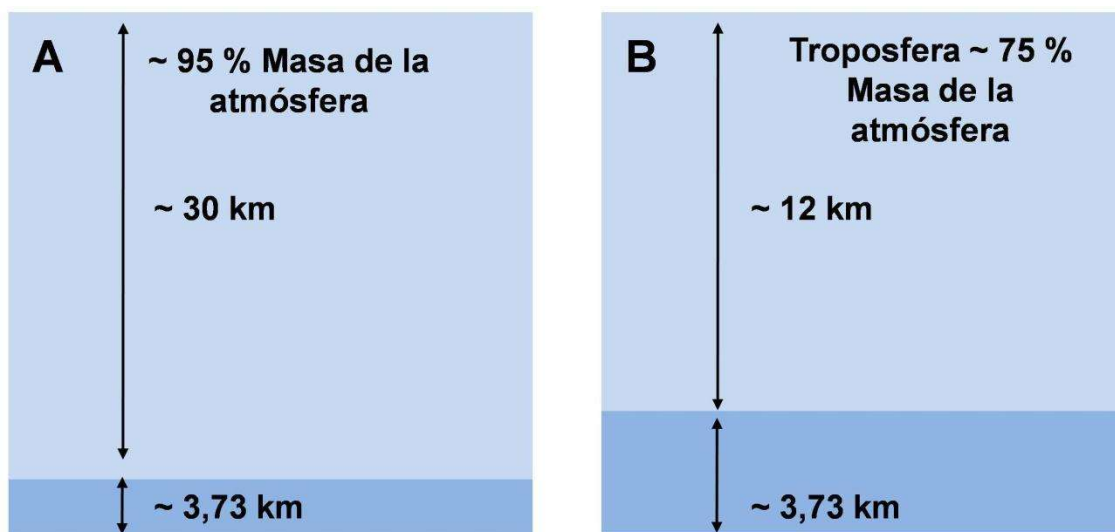


Figura 107: Comparación a escala de las diferentes alturas alcanzadas por el océano y por la capa en la que se concentra el 95 % de la masa de la atmósfera. B. Comparación a escala de la altura alcanzada por los océanos y por la troposfera terrestre, en la cual se acumula el 75 % de la masa de la atmósfera.

En ambos casos se observa claramente la gran diferencia entre los volúmenes ocupados por el agua y por el aire. Sin embargo, el aire es mucho menos denso que el agua. Por ello, a pesar de esta diferencia de volumen, la masa total de la atmósfera es de unos $5,1 \times 10^{18}$ kg, mientras que la masa de los océanos es de $1,37 \times 10^{21}$ kg, es decir, los océanos contienen casi 270 veces más masa que la atmósfera. De hecho, si tratásemos de repetir la Figura 107, pero dibujando las alturas del océano y la atmósfera de forma proporcional a su masa, todo lo que dibujaríamos sería agua.



Ya sabemos que la capacidad calorífica de un cuerpo depende de su masa, así que los cálculos anteriores ya nos dan una pista. Pero es que, además, el agua tiene un calor específico más alto que el aire. Si nos olvidamos de la diferencia de masa, y nos fijamos en un kilogramo de agua de mar y un kilogramo de aire, observamos que elevar un grado la temperatura del primero requiere de unos 3990 Julios (J), mientras que en el caso del aire solo necesitamos 1012 J. El calor específico del agua de mar es casi cuatro veces mayor que el del aire. Si ahora combinamos los dos factores de los que hablábamos antes: la diferencia de masa y la diferencia de calor específico, encontramos que la capacidad calorífica de los océanos es ¡más de 1000 veces la de la troposfera!

Estos cálculos son muy ilustrativos, pero no son precisos por varios motivos. En primer lugar, porque la energía que nuestro planeta está absorbiendo no sólo calienta el aire y el agua de los mares. También calienta la tierra y derrite el agua congelada del planeta (la criosfera). Pero aún más importante es que hemos hecho los cálculos como si la atmósfera y los océanos absorbieran el calor de forma homogénea en toda su extensión, lo que no es cierto. La mayor parte del calor que han absorbido los océanos se ha concentrado en los 700 metros más superficiales, y la cantidad de calor absorbida por las aguas profundas, situadas a más de 2000 metros, ha sido relativamente pequeña (von Schuckmann *et al.*, 2020). Por ello hubiera sido más correcto calcular la capacidad calorífica tan solo de aquellas partes de los océanos y de la atmósfera que realmente están absorbiendo el exceso de energía que almacena el planeta, aunque esto complicaría los cálculos.

En cualquier caso, los cálculos sencillos que acabamos de hacer explican la gran diferencia entre las capacidades caloríficas de los mares y la atmósfera, y el porqué de la desigual distribución del calor absorbido por la Tierra. Pero, además, hace evidente que, si queremos entender y cuantificar los efectos del cambio climático, es fundamental saber qué ocurre en nuestros mares ya que ha quedado bien claro que es un actor principal en el escenario del clima terrestre. En nuestro caso nos ocuparemos del papel de las aguas del Mediterráneo Occidental que rodean las costas españolas para analizar las condiciones imperantes durante los últimos 30 años y las variaciones que estas están sufriendo desde principios del siglo XX.

6.2.2.2. Sobre el funcionamiento del Mediterráneo Occidental

Como hemos afirmado en el epígrafe anterior, el calor absorbido no se reparte de forma homogénea a lo largo y ancho (y profundo) de los mares. Cada mar tiene sus propias peculiaridades y en ellos podemos apreciar comportamientos y propiedades diferenciadas según nos centremos en un rango de profundidad u otro. Esto es lo que nos permite hablar de diferentes “masas de agua”. Las propiedades a las que hacemos alusión son esencialmente la temperatura, la salinidad, y la densidad del agua (aunque las concentraciones de oxígeno y nutrientes también pueden ayudarnos a caracterizar las distintas masas de agua). La densidad determina la profundidad a la que se sitúa cada masa de agua, de tal forma que si hacemos referencia a los distintos rangos de profundidad podemos hablar de distintas “capas” dentro del mar. Para aclarar un poco estas ideas, y aunque nos adelantemos un poco en nuestra exposición, podemos decir que en el Mediterráneo Occidental encontramos en la superficie aguas poco saladas y cálidas que denominamos “Agua Atlántica”. Decimos que esta agua tiene una salinidad de 36,2 en el estrecho de Gibraltar, aumentando hasta 37,25 en el canal de Sicilia y 37,9 en el golfo de León. En este punto es conveniente aclarar que la salinidad, expresada en la escala internacional de salinidad, es un número adimensional que no tiene unidades. No obstante, y para su mejor comprensión, baste decir que cada unidad equivale casi a un gramo de sal por cada kilogramo de agua de mar. La temperatura de esta



Agua Atlántica es de 16°C en invierno en el estrecho de Gibraltar, disminuyendo hasta los 13°C en el golfo de León, para luego aumentar a valores de entre 22 y 28°C en verano, dependiendo nuevamente de la zona del Mediterráneo Occidental que consideremos. Al definir la temperatura y la salinidad de estas aguas estamos definiendo una masa de agua, concretamente la que denominamos Agua Atlántica. Su nombre se escribe en mayúsculas, como haríamos con cualquier accidente geográfico, y hace alusión a su origen, pues es el agua que entra a través del estrecho de Gibraltar procedente del Atlántico, extendiéndose luego por todo el Mediterráneo. Como es el agua menos densa que la que encontramos en el Mediterráneo, ocupa la parte más superficial de este mar, situándose entre la superficie y los 150 o 200 metros de profundidad. Así, decimos que en el Mediterráneo hay una “capa” superficial (rango de profundidad) ocupada por Agua Atlántica (nombre de la masa de agua).

Por debajo de esta capa superficial encontramos en el Mediterráneo una capa intermedia que se extiende desde los 150 o 200 m de profundidad hasta los 600 u 800 m, aproximadamente. Esta capa está ocupada principalmente por una masa de agua que se denomina Agua Levantina Intermedia. Como su propio nombre indica, se origina en la parte más oriental del Mediterráneo, al sur de la isla de Rodas (Grecia), y ocupa profundidades intermedias, como ya hemos explicado. En esta capa intermedia también podemos encontrar, aunque no siempre ni en todas las regiones del Mediterráneo Occidental, el Agua Occidental Intermedia. Esta masa de agua se sitúa también en capas intermedias, pero en este caso entre 150 y 300 m de profundidad, es decir, en la parte superior de la capa intermedia, y tiene su origen en el Mediterráneo Occidental. Finalmente, por debajo de la capa intermedia encontramos el Agua Profunda del Mediterráneo Occidental, y el Agua Profunda del Tirreno, que también tienen su origen en el Mediterráneo Occidental y que se sitúan por debajo de la capa intermedia, entre los 600 u 800 m de profundidad y el fondo del mar (una descripción detallada de las masas de agua del Mediterráneo puede consultarse en Schroeder *et al.*, 2022).

En este punto hay que llamar la atención sobre un término que estamos utilizando. Hablamos de que unas masas de agua se originan en la parte occidental del Mediterráneo y otras en la parte oriental, pero no hemos aclarado cómo se origina una masa de agua. El término correcto sería cómo se “forma” una masa de agua. Este es un concepto fundamental para entender las propiedades de los océanos, su circulación, y los efectos del cambio climático sobre ellos, por lo que nos detendremos un poco en él.

6.2.2.3. Formación de aguas profundas e intermedias

Como ya hemos comentado, no es lo mismo hablar del origen o de la formación de una masa de agua. Por ejemplo, en el caso del Agua Atlántica decimos que su origen es el vecino océano Atlántico. Las aguas que ocupan la superficie de este océano en el golfo de Cádiz, al oeste del estrecho de Gibraltar, tienen unos determinados valores de temperatura y salinidad (~ 16°C en invierno y 36,2 g/kg). ¿Cómo y dónde adquirió esas propiedades? Desde el punto de vista del estudio del Mediterráneo esta información no es relevante. En este caso el nombre de Agua Atlántica solo nos remite a su procedencia. Sin embargo, una vez en el interior del Mediterráneo se van a producir fenómenos de “formación” de aguas intermedias y profundas que sí son fundamentales para la comprensión y el estudio de este mar.

A lo largo del verano las aguas que proceden del Atlántico se extienden por el Mediterráneo, y su temperatura se eleva debido a la energía recibida del Sol y de la atmósfera. Al mismo tiempo, elevan su salinidad debido a la intensa evaporación que caracteriza al Mediterráneo. Este aumento de salinidad hace que el agua se vuelva más densa (pesada), pero el aumento



de temperatura disminuye su densidad, de tal manera que ambos efectos se compensan. Con la llegada del otoño y el invierno esas aguas de origen atlántico que se encuentran en la superficie del Mediterráneo, y que ahora son más cálidas y saladas que las que entraron a través de Gibraltar, empiezan a ceder calor a la atmósfera y, por tanto, a enfriarse. Además, sigue aumentando su salinidad debido a la evaporación. Este es un hecho que a veces resulta sorprendente a aquellos que no están familiarizados con la física de los océanos. De forma habitual se asocia el fenómeno de la evaporación al verano y a las altas temperaturas. En invierno en el Mediterráneo soplan con frecuencia vientos procedentes del norte, tales como la tramontana y el mistral en la zona del golfo de León, el Bora en el norte del mar Adriático, o los vientos Etesios en el Egeo y al sur de Turquía. La procedencia del norte de estos vientos hace que vengan del interior del continente, lo que les confiere un carácter muy seco. Esa característica favorece una fuerte evaporación de las aguas del mar. Cuando el agua se evapora absorbe energía del medio, en este caso de la superficie del mar, por lo que estos vientos invernales de origen continental producen un considerable aumento de salinidad y un enfriamiento de las aguas superficiales.

Los oceanógrafos hablan de "la columna de agua" cuando miran al mar atendiendo preferentemente a la coordenada vertical, ignorando, hasta cierto punto, las coordenadas horizontales; es decir, cuando se fijan en cómo varían las propiedades del agua desde la superficie hasta el fondo del mar. La estabilidad de la columna de agua requiere que la densidad aumente con la profundidad, es decir, que las aguas más ligeras se encuentren en la superficie y las más pesadas estén en el fondo. Hemos descrito anteriormente cómo las aguas se calientan durante una época del año para luego volver a enfriarse, y cómo aumentan su salinidad debido a la evaporación, de igual manera que la ven reducida con las lluvias y con los aportes de los ríos. Las aguas superficiales alcanzan su máxima densidad al final del invierno, cuando su temperatura es más baja y cuando en algunas regiones del Mediterráneo su salinidad es más elevada. Si esta densidad sigue siendo menor que la de las aguas que se encuentran por debajo de la superficie, no sucede nada. Sin embargo, en determinadas zonas del Mediterráneo, como es el caso de las aguas que se encuentran en torno a los 5° este y 42° norte, frente al golfo de León (MEDOC Group, 1970; Escudier *et al.*, 2021; Schroeder *et al.*, 2022), las aguas superficiales alcanzan una densidad igual a la de las aguas que se encuentran, primero en profundidades intermedias, y posteriormente a la de las que se extienden por el fondo del Mediterráneo Occidental. Esta situación es inestable y produce una mezcla violenta de toda la columna de agua, desde la superficie del mar hasta el fondo. Es lo que se conoce como un proceso de convección profunda, y durante dicho proceso las propiedades de toda la columna de agua se homogenizan, es decir, todo se mezcla y encontramos la misma temperatura, salinidad, concentración de oxígeno, nutrientes, etc. en todo el rango de profundidad. Una característica muy importante de este proceso es que se produce en una región relativamente reducida que está rodeada de otras zonas donde no se produce este aumento de la densidad del agua. La consecuencia es que esa columna de agua homogénea que se ha formado se hunde y se extiende por el fondo del mar mientras las aguas más cálidas y ligeras de alrededor vienen a reemplazar las aguas superficiales que se han hundido. Este proceso no ocurre todos los años, pero cuando sucede, se produce una "inyección" de agua superficial a esas capas del fondo del mar que, de otra forma, permanecerían siempre aisladas de la superficie. Decimos que se ha formado agua profunda, y como ha sucedido en el Mediterráneo Occidental la llamamos Agua Profunda del Mediterráneo Occidental. Este proceso supone también una inyección de oxígeno hacia las capas profundas del mar (ya que las aguas superficiales están bien oxigenadas debido al



intercambio con la atmósfera y a la actividad fotosintética del fitoplancton), por lo que se dice que se “ventilan” las aguas profundas.

También en la plataforma continental del golfo de León, Cataluña, y las islas Baleares se produce este fenómeno, pero en este caso las aguas superficiales solo alcanzan la densidad de aquellas aguas que se encuentran a profundidades de entre 150 y 300 m. Por esta razón la columna de agua se homogeniza hasta esta profundidad extendiéndose luego también a lo largo de la misma.

Aunque en este documento, en general, y en este epígrafe en particular, estamos describiendo las propiedades y el funcionamiento del Mediterráneo Occidental, no podría entenderse este sin hacer referencia al Agua Levantina Intermedia. La formación de aguas intermedias, es decir, la mezcla de toda la columna de agua hasta profundidades de entre 100 y 300 metros también ocurre en el Mediterráneo Oriental, más concretamente en los alrededores de la isla de Rodas. En esta zona del Mediterráneo, la salinidad llega a elevarse por encima de 39 a finales del verano, debido a la intensa evaporación que las aguas procedentes del Atlántico sufren a lo largo de su largo camino desde el estrecho de Gibraltar hasta el extremo opuesto del Mediterráneo. Cuando en invierno los fríos vientos continentales enfrían estas aguas de tan alta salinidad, se produce un aumento de su densidad que origina su hundimiento hasta los 150 o 300 metros de profundidad, con una salinidad en torno a 39 y una temperatura de unos 15°C. Esta agua fluye hacia el oeste y atraviesa el canal de Sicilia para extenderse por el Mediterráneo Occidental donde ocupa una profundidad de entre 200 y 600 u 800 metros, por debajo del Agua Occidental Intermedia, y por encima del Agua Profunda del Mediterráneo Occidental.

De todo lo explicado hasta ahora, se desprende que las aguas que encontramos a diferentes profundidades, incluso las más profundas, adquirieron sus propiedades de temperatura, salinidad y densidad a través de la interacción con la atmósfera durante su proceso de formación, cuando el mar y la atmósfera intercambiaron calor y agua (evaporación o lluvia) hasta que finalmente la columna de agua se mezcló y luego se hundió hasta la profundidad en la que alcanzó el equilibrio. En consecuencia, si se produce cualquier alteración en la atmósfera, como un aumento de la temperatura del aire, una alteración en el intercambio de calor entre la superficie del mar y la atmósfera, o un cambio en el régimen de precipitaciones, o de la intensidad de la evaporación, estos cambios se transmitirán no solo a la superficie del mar, sino también a las aguas que circulan a diferentes profundidades.

6.2.2.4. La circulación del Mediterráneo occidental y el sistema de observación del Mediterráneo del Instituto Español de Oceanografía

Hemos visto que se puede considerar que las aguas del Mediterráneo se dividen en tres capas: superficial, intermedia y profunda. La capa superficial está ocupada por Agua Atlántica, la capa intermedia por Agua Levantina Intermedia y Agua Occidental Intermedia, y la capa profunda por Agua Profunda del Mediterráneo Occidental y Agua Profunda del Tirreno. Incluso podríamos acotar estas capas superficial, intermedia y profunda entre los 0 y 150 m, 150 y 600 m, y 600 m y fondo del mar, respectivamente. Estas divisiones son muy convenientes para poder realizar distintos cálculos y organizar un poco los resultados, pero, como es fácil de imaginar, el mar no es algo compartimentado. Entre unas masas de agua y otras, o entre unas capas y otras, las fronteras son difusas, las aguas se mezclan y a veces no es fácil discernir dónde acaba una y dónde empieza otra. Debemos tener siempre en mente que los modelos científicos del funcionamiento de la naturaleza son idealizaciones de la realidad, no la realidad misma. Sin embargo, estas idealizaciones, es decir, estos modelos, son



necesarios para el estudio y la comprensión de la naturaleza, y así nosotros nos ceñiremos a esta división.

¿Cómo se mueven las diferentes masas de agua del Mediterráneo Occidental? Las Figura 108A, B, y C muestran la circulación de las capas superficial, intermedia y profunda respectivamente (una detallada descripción de la circulación del Mediterráneo puede consultarse en Schroeder *et al.*, 2012; Millot, 1999). Un breve análisis de este esquema de circulación nos mostrará que, además de las diferencias que existen a lo largo de la columna de agua, es decir, en la dirección vertical, también hay importantes diferencias cuando nos movemos en las dos direcciones horizontales (longitud y latitud). Además, analizaremos estas diferencias teniendo en cuenta la ubicación de los puntos en los que el sistema de observación del Mediterráneo del Instituto Español de Oceanografía realiza su labor.

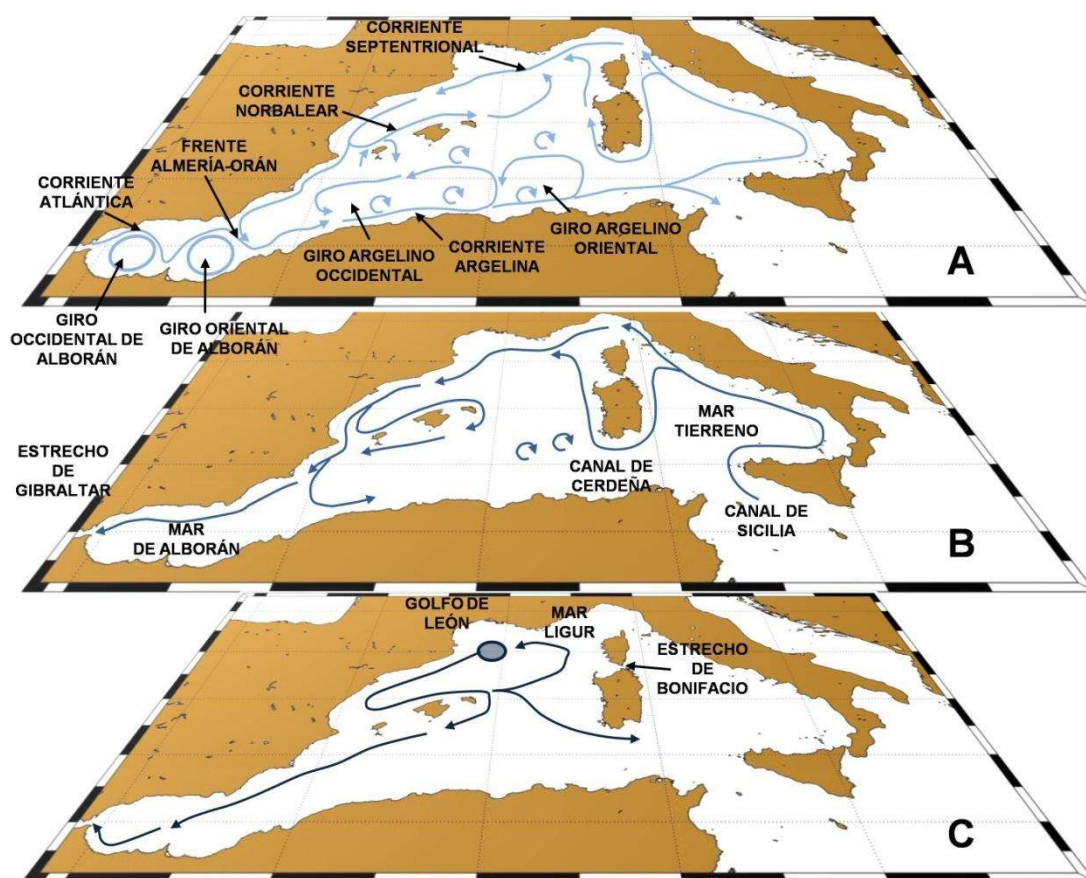


Figura 108: Esquema de circulación de la capa superficial del Mediterráneo (A), intermedia (B) y profunda (C). Se han indicado los principales accidentes geográficos y las principales estructuras de la circulación marina que se mencionan a lo largo del texto. En la figura C el círculo azul muestra la posición de la zona de formación de aguas profundas del Mediterráneo Occidental.

La capa superficial está ocupada por el Agua Atlántica que entra en el Mediterráneo a través del estrecho de Gibraltar formando una rápida corriente (más de 1 m/s de velocidad) que se denomina Corriente Atlántica (Bryden & Stommel, 1984; Bryden & Kinder, 1991; García-Lafuente *et al.*, 2000; 2007). La primera cuenca del Mediterráneo que recibe estas aguas poco saladas (36.2) y relativamente cálidas (16°-24° de invierno a verano) es el mar de Alborán. Podríamos decir que el mar de Alborán es una extensión del Atlántico, pues las propiedades de sus aguas superficiales son muy parecidas a las que encontramos en el vecino golfo de Cádiz. Esta corriente describe con frecuencia dos giros anticiclónicos, es decir, en el sentido de las agujas del reloj, que reciben el nombre de Giro Occidental y Giro Oriental de Alborán. No obstante, hay que aclarar que esta situación no es permanente, y en ocasiones



la Corriente Atlántica fluye pegada a la costa norteafricana sin que se formen los citados giros, o coexisten tres giros que ocupan toda la cuenca (Bolado-Penagos *et al.*, 2021; Sánchez-Garrido *et al.*, 2013; Renault *et al.*, 2012; Vargas-Yáñez *et al.*, 2002). Los sistemas de observación del IEO-CSIC (proyecto RADMED) monitorizan la parte septentrional del mar de Alborán.

El Agua Atlántica continúa su camino a lo largo del talud de Argelia, recibiendo en esta zona el nombre de Corriente Argelina. Parte de esta corriente se separa de la costa al llegar a los 4° de longitud este, volviendo hacia el oeste, y nuevamente lo hace al llegar al canal de Cerdeña, de tal forma que se forman dos grandes giros ciclónicos (esta vez contra el sentido de las agujas del reloj) que reciben el nombre de Giro Occidental y Giro Oriental de Argelia (Escudier *et al.*, 2016; Testor *et al.*, 2005). A pesar de estos dos grandes giros, una parte de la corriente continúa su camino hacia el este, hasta llegar al canal de Cerdeña primero, y al canal de Sicilia después, para entrar en el Mediterráneo Oriental. A lo largo de este periplo el Agua Atlántica aumenta su salinidad hasta alcanzar el valor de 37,25 a la altura de Cerdeña. Las temperaturas nuevamente sufren importantes oscilaciones entre el invierno y el verano. En cualquier caso, estas aguas quedan fuera del alcance de las observaciones del IEO-CSIC.

No toda la capa superficial fluye hacia el interior del Mediterráneo Oriental. Hay una parte que entra en el mar Tirreno donde circula saliendo en parte al norte de Córcega, y en parte al sur de Cerdeña. Ambas ramas confluyen finalmente en el mar Ligur formando la que se denomina Corriente Septentrional. Esta Corriente bordea las costas francesas para girar hacia el sur al llegar a Cataluña. De nuevo los puntos de muestreo más septentrionales del proyecto RADMED monitorizan estas aguas que en verano pueden tener una salinidad de 37,9 y una temperatura en torno a los 24°C, y en invierno tienen una salinidad que puede llegar a 38,1 y una temperatura de 13°C.

La Corriente Septentrional se extiende hacia el sur hasta llegar al canal de Ibiza, que separa la isla del mismo nombre de la península. Nos movemos ahora en aguas monitorizadas por las estaciones oceanográficas del proyecto RADMED que cubren las islas Baleares. Parte de la corriente atraviesa el canal hacia el sur, mientras que otra parte gira hacia el noreste a lo largo de las costas septentrionales de Ibiza, Mallorca, y Menorca, recibiendo el nombre de Corriente Balear. Las aguas que bañan el archipiélago balear muestran una cierta discontinuidad entre las aguas que se encuentran más al sur, con una mayor influencia del Agua Atlántica que forma la Corriente Argelina (menos saladas y más cálidas), y el Agua Atlántica que ha circulado por todo el Mediterráneo Occidental y que forma la Corriente Balear (más saladas y frías). Tanto es así que esta zona de transición o de fuerte contraste que se produce en un espacio relativamente pequeño recibe el nombre de Frente Balear, cuya posición coincide con la de la corriente del mismo nombre (Vargas-Yáñez *et al.*, 2021a; 2020; Barceló-Llull *et al.*, 2019; Pinot *et al.*, 2002; Juza *et al.*, 2019; 2013; Heslop *et al.*, 2012; Ruiz *et al.*, 2009).

Más al sur la corriente continúa hasta cabo de Palos, y finalmente hasta cabo de Gata (otras dos zonas de muestreo del proyecto RADMED). Es aquí donde el Agua Atlántica que ha recorrido todo el Mediterráneo Occidental se encuentra con las aguas de la Corriente Atlántica que recientemente han entrado a través de Gibraltar. Nuevamente se produce un fuerte contraste entre aguas de diferente salinidad que se denomina Frente Almería-Orán, ya que esta zona de transición se extiende aproximadamente entre estas dos localidades de España y Argelia respectivamente (Troupin *et al.*, 2019; Tintoré *et al.*, 1988).



Si obviamos los detalles y nos fijamos solo en el patrón general, observamos que el Agua Atlántica, o la capa superficial, si se prefiere, va recorriendo todo el Mediterráneo Occidental en contra del sentido de las agujas del reloj, es decir, siguiendo un circuito o giro ciclónico: Cuenca Argelina, mar Tirreno, mar Ligur, golfo de León, Cataluña, Baleares, y finalmente vuelta a la Cuenca Argelina. La capa intermedia, ocupada en su mayor parte por el Agua Levantina Intermedia, realiza un recorrido muy similar al de la capa superficial. El punto de inicio es distinto, ya que son aguas que entran en el Mediterráneo Occidental a través del canal de Sicilia. Posteriormente sigue aproximadamente el mismo circuito ciclónico de las aguas superficiales. El final de esta circulación también es distinto, pues todas las aguas que se forman en el Mediterráneo (intermedias y profundas) deben finalmente salir a través del estrecho de Gibraltar y volver al océano Atlántico. Este recorrido de las aguas intermedias se muestra en la Figura 108B.

En el caso de las aguas profundas también tenemos un punto de partida distinto. Estas aguas se forman al sur del golfo de León, y desde ese lugar se extienden por el fondo del mar. En este caso la circulación está condicionada por la topografía del fondo. Por ejemplo, estas aguas apenas pueden superar los canales situados entre la península e Ibiza (canal de Ibiza), y entre Ibiza y Mallorca (canal de Mallorca), ya que su profundidad máxima es de 900 y 600 metros respectivamente, por lo que constituyen un obstáculo casi insalvable para el Agua Profunda del Mediterráneo Occidental que se encuentra a mayores profundidades. Algo parecido ocurre cuando el agua profunda llega al mar de Alborán para dirigirse hacia su salida a través de Gibraltar. La capa de agua intermedia no encuentra ningún obstáculo para moverse hacia el oeste, y lo hace pegada preferentemente a las costas españolas. Por el contrario, las aguas profundas buscan aquellos lugares donde la profundidad del mar es mayor, y por ello fluyen hacia el sudoeste, hasta el talud marroquí, para finalmente salir por el estrecho de Gibraltar (Parrilla *et al.*, 1986).

Finalmente, no quisiéramos terminar esta breve descripción del funcionamiento del Mediterráneo sin señalar que todas las masas de agua que se forman en el Mediterráneo deben salir de este mar para volver (severamente modificadas) al Atlántico. Por ello el estudio de las alteraciones que pueda sufrir el Mediterráneo tiene gran importancia, no solo para el propio Mediterráneo, sino para el intercambio de agua, calor y sal entre el Mediterráneo y el Atlántico (García-Lafuente *et al.*, 2021; 2013; Naranjo *et al.*, 2017; Sammartino *et al.*, 2015) y para el propio Océano Atlántico.



6.3. Condiciones hidrográficas

A partir de los datos recogidos en el proyecto RADMED, así como en los proyectos anteriores ECOMÁLAGA, ECOMURCIA, ECOBALEARES y CANALES/CIRBAL, se calculan los valores medios de la temperatura y salinidad en cada una de las estaciones del año y para cada uno de los puntos de muestreo del proyecto RADMED. Estos valores medios determinan las masas de agua que se encuentran en cada una de las zonas de estudio. Las Figura 109 a Figura 120 muestran dichas propiedades medias para cada una de las cuatro estaciones del año en las zonas de cabo Pino, Málaga, Caleta de Vélez cabo Sacratif y cabo de Gata. En todos los casos se muestran los diagramas TS tanto para la zona central de la plataforma continental, representada por la estación 2 de cada radial, como para la zona del talud continental, representada por la estación 4.

Además de los valores medios, las series temporales se usan para calcular la desviación estándar de estas variables para conocer la variabilidad natural que pueden experimentar en torno a los valores medios. Estos estadísticos se calculan para cada punto de muestreo, cada estación del año, y para cada profundidad desde la superficie hasta el fondo, y nos permiten definir las condiciones imperantes, por estación del año, en cada una de las regiones estudiadas. Todos estos valores son tabulados para que puedan servir de referencia en cualquier momento cuando sean necesarios. La presentación de las tablas de temperatura y salinidad para las 80 estaciones oceanográficas que conforman el sistema de observación del Instituto Español de Oceanografía en el Mediterráneo ocuparía un espacio excesivo, por lo que mostramos un ejemplo para cada una de las cuatro regiones en las que hemos dividido este documento, una correspondiente al mar de Alborán, y otras tres a la demarcación levantino-balear (Tabla 32 a Tabla 35).

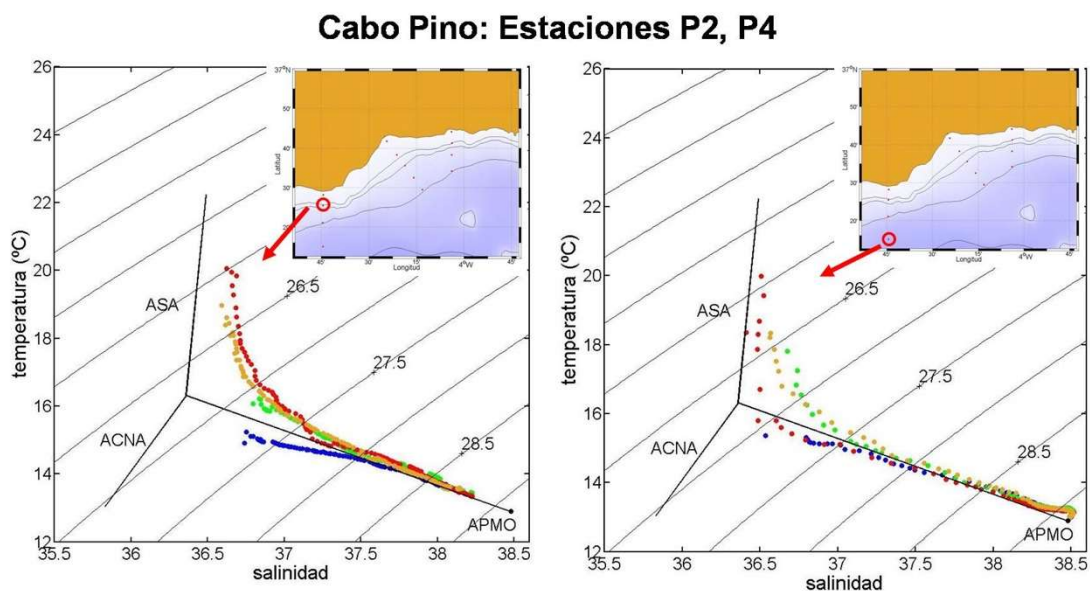


Figura 109: Diagramas TS medios para el invierno (azul), primavera (verde), verano (rojo) y otoño (marrón claro) obtenidos mediante el uso de todos los perfiles de temperatura potencial y salinidad obtenidos en las campañas RADMED en las estaciones P2 y P4 de la radial de cabo Pino.



Málaga: Estaciones M2, M4

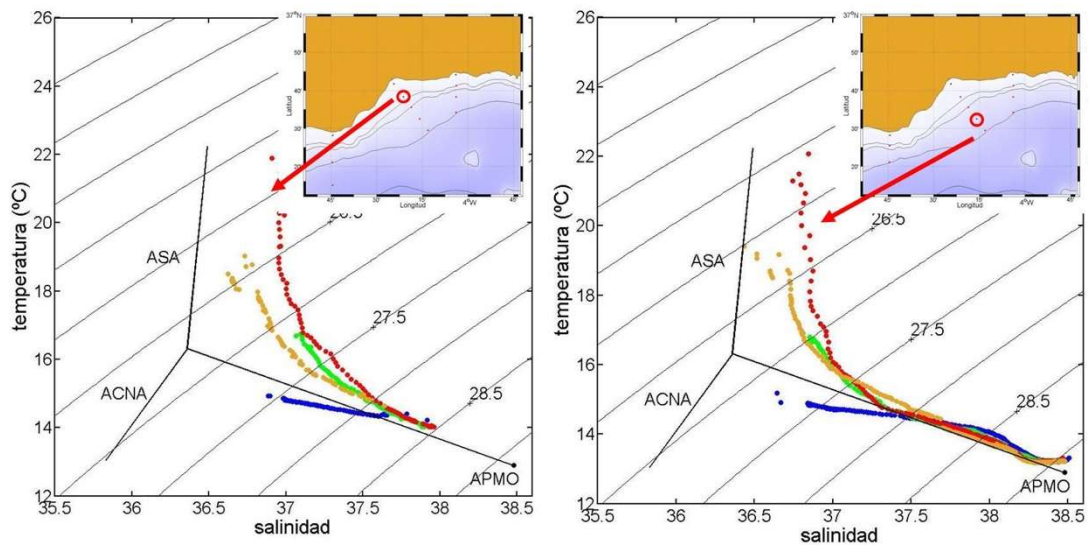


Figura 110: Igual que la Figura 109, pero para la radial de Málaga.

Caleta de Vélez: Estaciones V2, V4

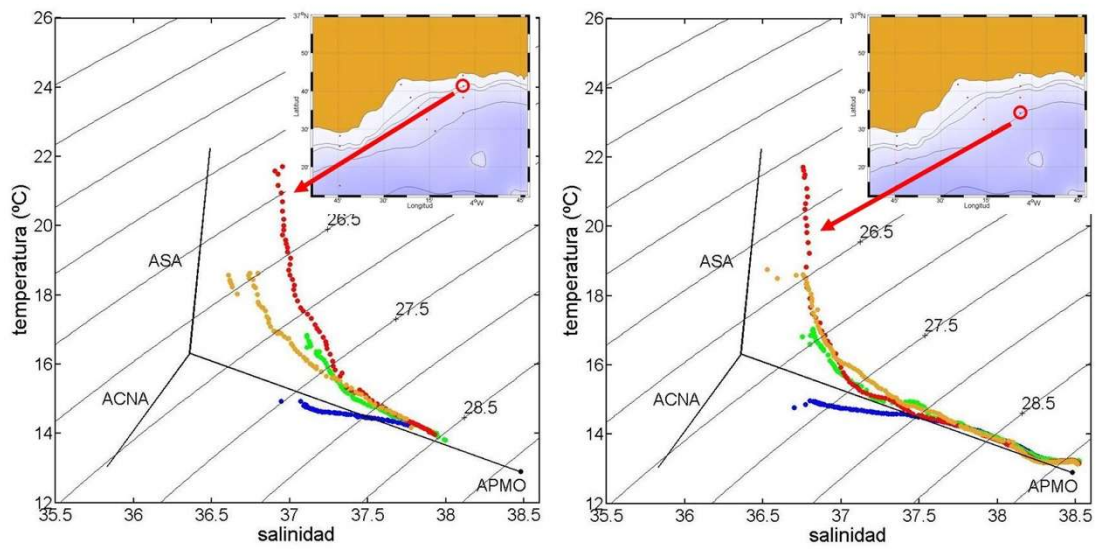


Figura 111: Igual que la Figura 109, pero para la radial de Vélez.

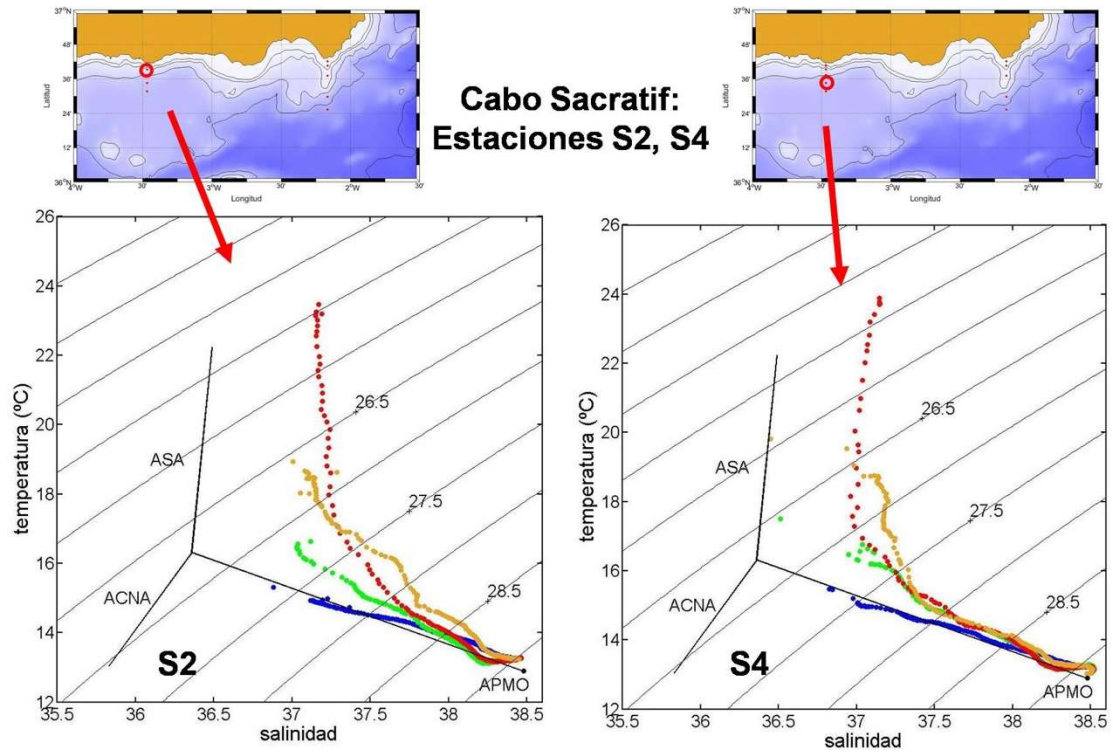


Figura 112: Igual que la Figura 109, pero para la radial de cabo Sacratif.

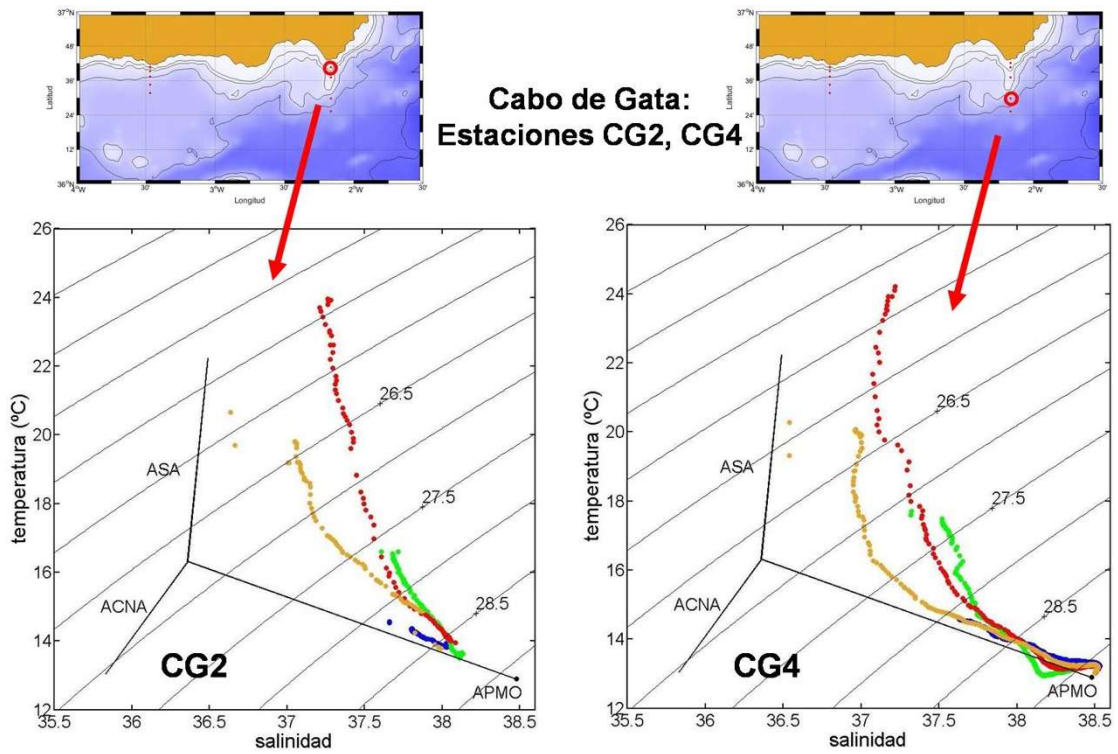


Figura 113: Igual que la Figura 109, pero para la radial de cabo de Gata.

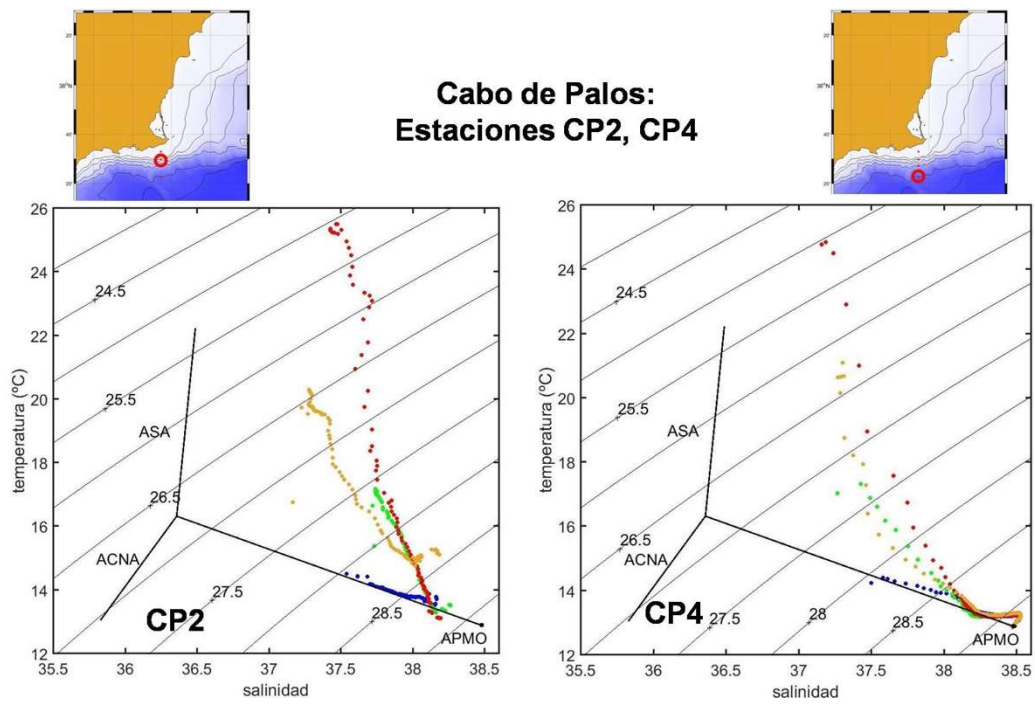


Figura 114: Igual que la Figura 109, pero para cabo de Palos.

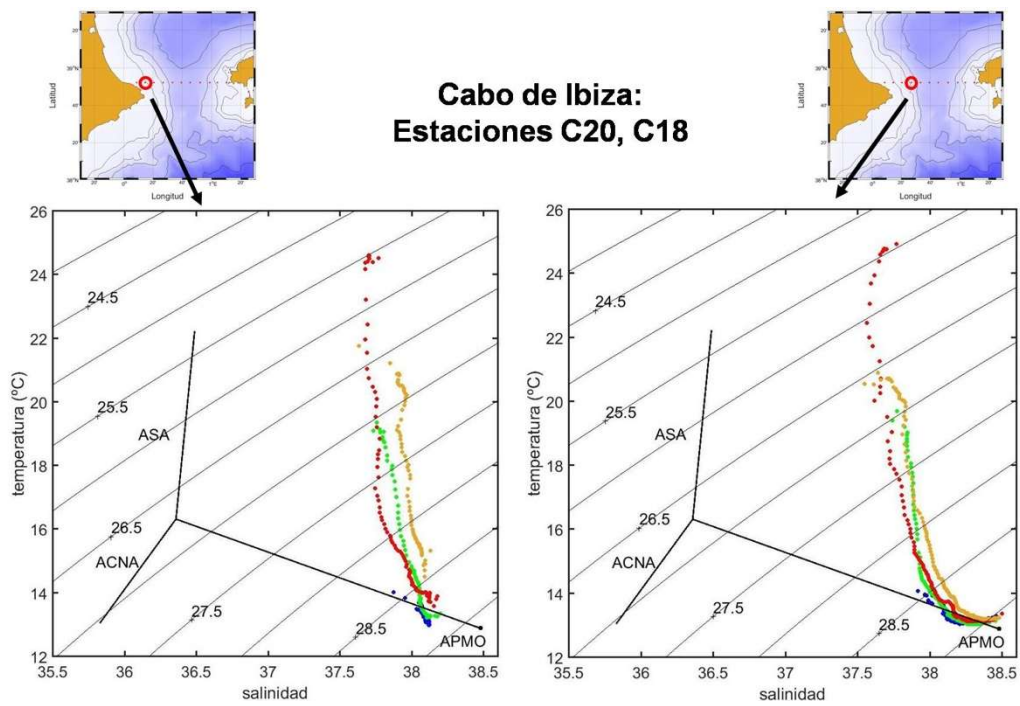


Figura 115: Igual que la Figura 109, pero para la costa peninsular del canal de Ibiza (Denia).



Radial de Palma: Estaciones B1, B2, B3.

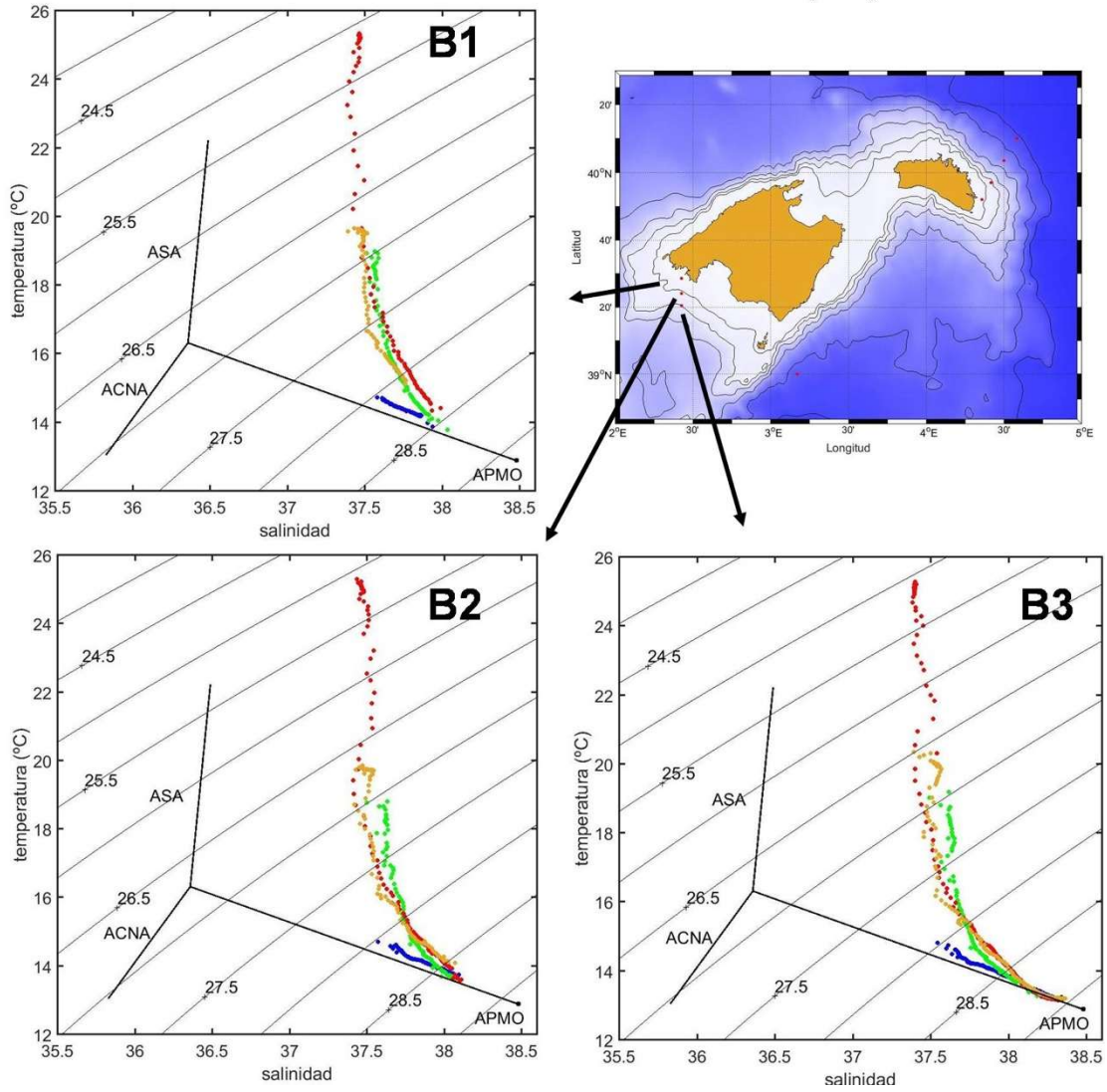


Figura 116: Igual que la Figura 109, pero para la radial de Baleares, al sur de la isla de Mallorca.



Mahón: Estaciones MH2, MH4

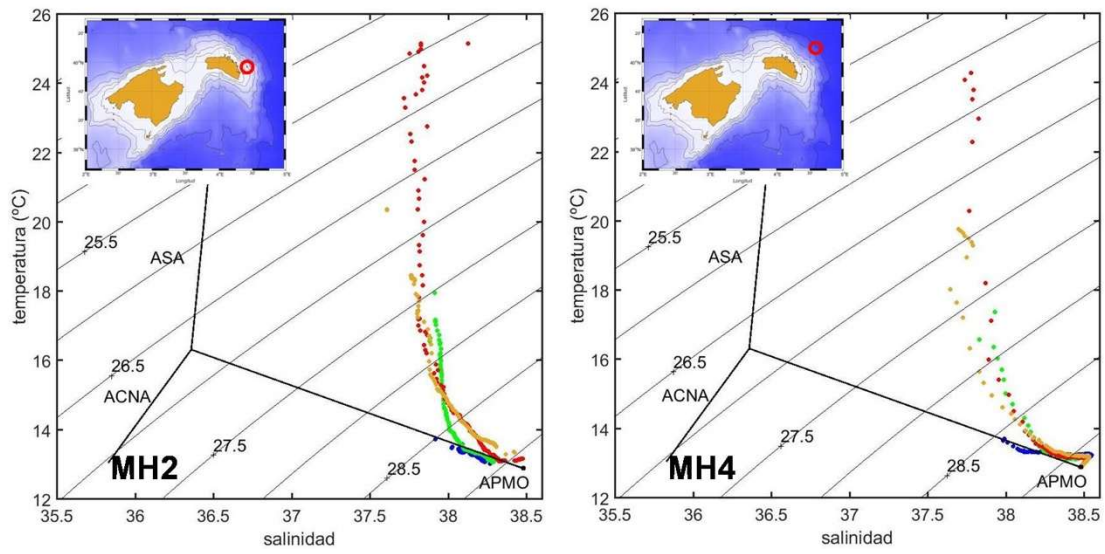


Figura 117: Igual que la Figura 109, pero para la radial de Mahón.

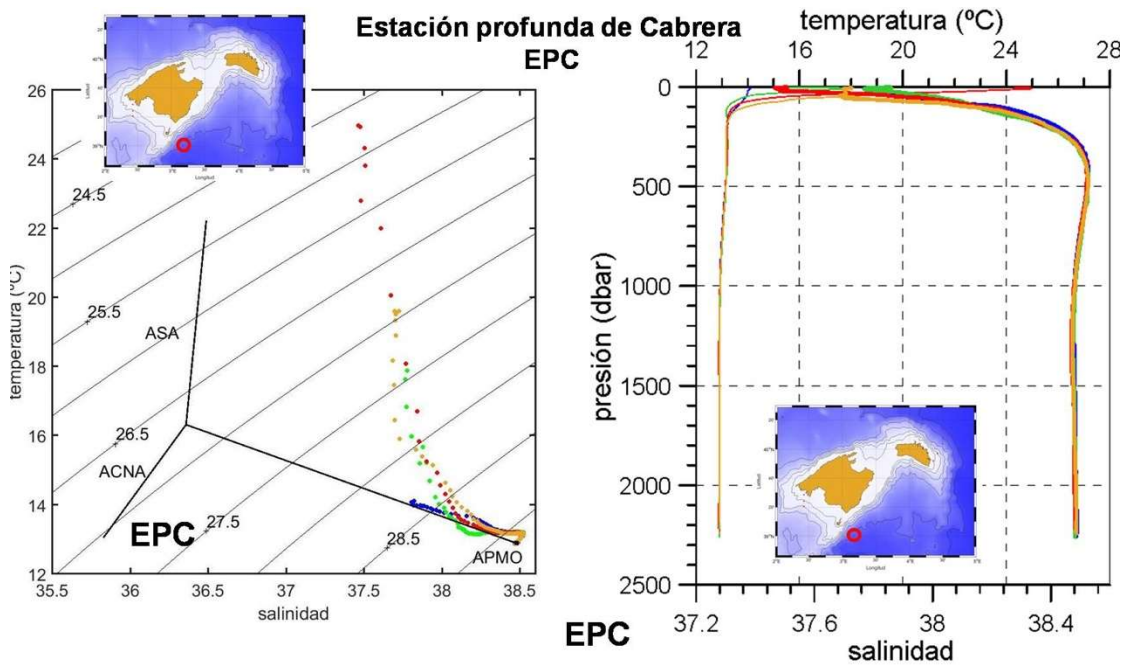


Figura 118: Estación profunda situada al sur de la isla de Cabrera. En este caso, además del diagrama TS se muestran los perfiles verticales de temperatura y salinidad.

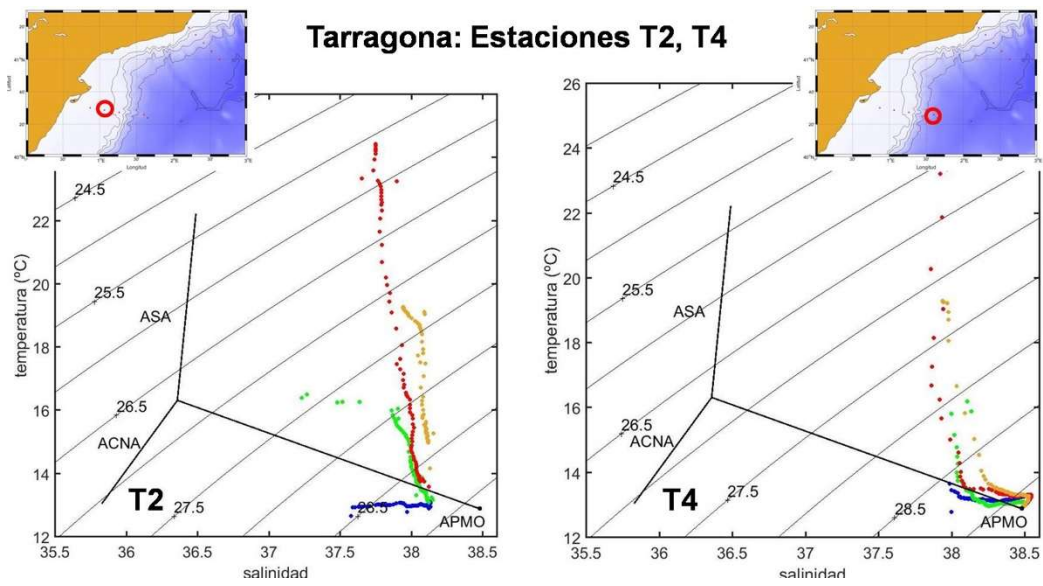


Figura 119: Igual que la Figura 109, pero para Tarragona.

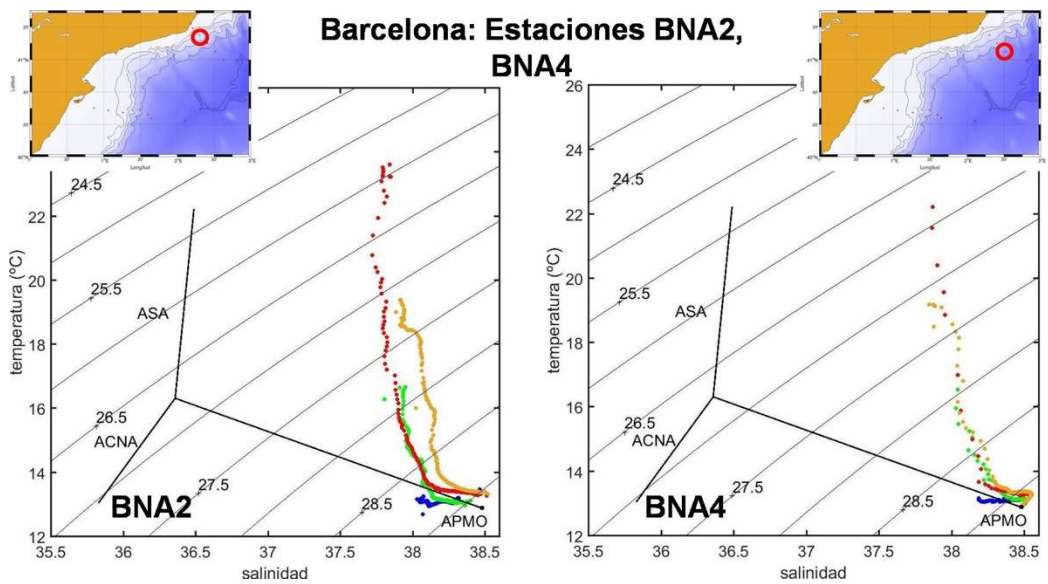


Figura 120: Igual que la Figura 109, pero para Barcelona.



Tabla 32: Valores medios, desviación estándar y número de valores promediados para la temperatura y salinidad a lo largo de la columna de agua en la estación P2 de la radial de cabo Pino.

Estación P2, Temperatura potencial desviación estándar n° de datos												
Prof,	Invierno			Primavera			Verano			Otoño		
5	15,04	0,49	19	15,93	0,60	16	19,27	2,06	17	18,17	1,83	21
10	14,97	0,48	20	15,90	0,95	18	17,94	1,77	17	17,70	1,66	21
15	14,93	0,48	20	15,61	0,85	18	17,35	1,42	18	17,17	1,49	21
20	14,85	0,48	20	15,30	0,61	18	16,64	1,15	18	16,86	1,37	21
25	14,81	0,50	20	15,12	0,52	18	16,28	1,01	18	16,59	1,34	20
30	14,75	0,52	20	14,93	0,59	18	16,00	0,92	18	16,19	1,31	21
35	14,69	0,53	19	14,71	0,61	18	15,70	0,95	18	15,90	1,26	21
40	14,66	0,55	18	14,57	0,55	18	15,24	0,77	18	15,72	1,27	20
45	14,61	0,54	20	14,39	0,56	18	14,85	0,51	17	15,46	1,21	21
50	14,55	0,54	20	14,29	0,58	18	14,81	0,60	18	15,27	1,12	20
75	14,18	0,49	20	13,90	0,50	18	14,01	0,40	18	14,30	0,58	20
100	13,83	0,48	15	13,62	0,30	15	13,59	0,22	17	13,80	0,45	20
Estación P2, Salinidad, desviación estándar y n° de datos												
Prof,	Invierno			Primavera			Verano			Otoño		
5	36,82	0,23	18	36,87	0,21	17	36,67	0,24	17	36,66	0,23	21
10	36,85	0,23	19	36,95	0,20	18	36,71	0,26	17	36,69	0,24	21
15	36,93	0,34	20	37,06	0,20	18	36,76	0,27	18	36,72	0,25	21
20	36,98	0,37	20	37,18	0,22	18	36,84	0,26	18	36,75	0,26	21
25	37,03	0,41	20	37,25	0,24	18	36,95	0,27	18	36,80	0,28	20
30	37,10	0,45	20	37,34	0,22	18	36,98	0,26	18	36,90	0,31	21
35	37,19	0,46	19	37,42	0,24	18	37,11	0,24	18	36,97	0,32	21
40	37,26	0,48	18	37,49	0,24	18	37,17	0,28	18	37,03	0,35	20
45	37,29	0,47	20	37,63	0,28	18	37,29	0,30	18	37,15	0,35	21
50	37,35	0,47	20	37,77	0,19	17	37,40	0,28	18	37,22	0,35	20
75	37,69	0,39	20	38,00	0,18	17	37,89	0,19	18	37,69	0,27	20
100	37,92	0,29	15	38,08	0,15	15	38,09	0,09	17	37,97	0,19	20



Tabla 33: Valores medios, desviación estándar y número de valores promediados para la temperatura y salinidad a lo largo de la columna de agua en la estación CP2 de la radial de cabo de Palos.

Estación CP2 (Temperatura potencial desviación estándar nº de datos)												
Prof,	Invierno			Primavera			Verano			Otoño		
5	14,18	0,73	6	17,09	1,58	6	25,34	0,61	6	20,30	2,29	7
10	14,09	0,67	6	16,92	1,54	6	25,19	0,72	6	20,23	2,41	7
15	14,00	0,63	6	16,48	1,51	6	23,89	1,46	6	20,20	2,44	7
20	13,90	0,61	6	16,11	1,53	6	22,89	1,55	6	19,84	2,69	7
25	13,82	0,62	6	15,79	1,45	6	20,26	1,74	6	19,75	2,78	7
30	13,80	0,63	6	15,25	1,47	6	18,07	2,20	6	19,62	2,90	7
35	13,78	0,63	6	14,89	1,36	6	16,81	1,57	6	19,33	3,01	7
40	13,78	0,66	6	14,64	1,31	6	16,25	1,18	6	18,59	2,85	7
45	13,73	0,59	6	14,31	1,05	6	15,64	0,74	6	17,70	2,26	7
50	13,69	0,56	6	14,07	0,90	6	15,11	0,55	6	16,98	1,95	7
75	13,49	0,46	5	13,30	0,13	5	13,69	0,28	4	14,77	1,31	6
Estación CP2 (Salinidad desviación estándar nº de datos)												
Prof,	Invierno			Primavera			Verano			Otoño		
5	37,70	0,33	6	37,74	0,24	6	37,43	0,20	6	37,28	0,50	7
10	37,76	0,31	6	37,77	0,21	6	37,48	0,20	6	37,29	0,49	7
15	37,82	0,28	6	37,82	0,18	6	37,57	0,37	6	37,29	0,49	7
20	37,89	0,25	6	37,87	0,17	6	37,70	0,25	6	37,28	0,51	7
25	37,96	0,23	6	37,92	0,15	6	37,69	0,27	6	37,31	0,50	7
30	37,99	0,22	6	37,96	0,14	6	37,75	0,27	6	37,33	0,49	7
35	38,01	0,20	6	38,00	0,13	6	37,86	0,15	6	37,43	0,44	7
40	38,05	0,14	6	38,04	0,13	6	37,89	0,13	6	37,43	0,44	7
45	38,08	0,11	6	38,05	0,12	6	37,92	0,11	6	37,49	0,42	7
50	38,09	0,09	6	38,08	0,11	6	37,99	0,08	6	37,60	0,37	7
75	38,15	0,06	5	38,16	0,08	5	38,11	0,04	4	38,02	0,11	6



Tabla 34: Valores medios, desviación estándar y número de valores promediados para la temperatura y salinidad a lo largo de la columna de agua en la estación B1 de la radial de cabo de Balears (Mallorca).

Estación B1 (Temperatura potencial desviación estándar nº de datos)												
Prof,	Invierno			Primavera			Verano			Otoño		
5	14,66	0,63	49	18,81	2,73	52	25,28	1,24	49	19,65	2,35	47
10	14,62	0,63	44	18,47	2,66	47	25,19	1,25	46	19,60	2,40	45
15	14,61	0,66	49	18,11	2,56	53	25,05	1,32	50	19,62	2,38	47
20	14,55	0,64	44	17,39	2,22	47	24,39	1,86	46	19,57	2,42	45
25	14,52	0,63	49	16,82	1,88	53	22,91	2,30	50	19,51	2,34	47
30	14,48	0,65	44	16,19	1,51	47	20,66	2,23	46	19,27	2,36	45
35	14,45	0,66	44	15,71	1,18	47	18,81	1,62	46	18,84	2,16	45
40	14,42	0,67	44	15,38	0,99	47	17,52	1,21	46	18,07	1,77	45
45	14,38	0,65	44	15,12	0,91	47	16,79	1,05	46	17,40	1,42	45
50	14,33	0,61	49	14,92	0,80	53	16,08	0,90	50	16,67	0,94	46
75	13,88	0,31	12	14,05	0,52	13	14,35	0,41	15	15,12	0,70	13
Estación B1 (Salinidad desviación estándar nº de datos)												
Prof,	Invierno			Primavera			Verano			Otoño		
5	37,62	0,25	49	37,55	0,27	52	37,46	0,18	50	37,46	0,18	47
10	37,63	0,26	44	37,57	0,26	47	37,47	0,19	46	37,47	0,18	45
15	37,64	0,23	49	37,54	0,28	53	37,45	0,20	50	37,48	0,17	47
20	37,67	0,24	44	37,59	0,25	46	37,44	0,18	46	37,50	0,18	45
25	37,67	0,23	49	37,60	0,25	53	37,41	0,29	50	37,50	0,19	46
30	37,70	0,23	44	37,65	0,24	47	37,44	0,30	46	37,49	0,20	44
35	37,71	0,22	44	37,69	0,23	47	37,48	0,32	46	37,48	0,23	45
40	37,73	0,21	44	37,73	0,21	47	37,56	0,26	46	37,50	0,23	44
45	37,75	0,21	44	37,76	0,21	47	37,65	0,21	45	37,52	0,24	45
50	37,77	0,18	49	37,76	0,22	53	37,69	0,17	50	37,51	0,27	47
75	37,94	0,17	12	37,92	0,21	13	37,94	0,21	15	37,76	0,19	13



Tabla 35: Valores medios, desviación estándar y número de valores promediados para la temperatura y salinidad a lo largo de la columna de agua en la estación T2 de la radial de Tarragona.

Estación T2 (Temperatura potencial desviación estándar nº de datos)												
Prof,	Invierno			Primavera			Verano			Otoño		
5	12,95	0,86	6	16,26	2,21	5	24,29	1,48	4	19,28	1,28	3
10	12,96	0,84	6	15,86	2,10	5	23,95	1,15	4	19,22	1,23	3
15	13,02	0,79	6	15,51	1,77	5	22,99	0,74	4	19,21	1,22	3
20	13,00	0,76	6	15,29	1,64	5	22,50	1,01	4	19,13	1,29	3
25	13,07	0,64	6	14,90	1,37	5	20,69	1,44	4	19,07	1,36	3
30	13,00	0,62	6	14,30	1,10	5	19,10	1,49	4	18,91	1,36	3
35	12,97	0,61	6	13,95	0,95	5	17,30	0,74	4	18,70	1,32	3
40	12,98	0,60	6	13,71	0,85	5	16,57	0,74	4	18,64	1,35	3
45	12,99	0,59	6	13,60	0,76	5	16,06	0,74	4	18,18	1,47	3
50	13,03	0,58	6	13,47	0,63	5	15,45	0,53	4	17,09	0,98	3
75	12,94	0,52	5	13,25	0,30	4	13,77	0,13	3	15,02	0,99	3
Estación T2 (Salinidad desviación estándar nº de datos)												
Prof,	Invierno			Primavera			Verano			Otoño		
5	37,63	0,38	6	37,48	0,76	5	37,75	0,20	4	37,94	0,21	3
10	37,69	0,33	6	37,87	0,23	5	37,74	0,19	4	37,95	0,21	3
15	37,78	0,24	6	37,90	0,19	5	37,79	0,14	4	37,95	0,21	3
20	37,86	0,18	6	37,95	0,16	5	37,79	0,13	4	37,96	0,22	3
25	37,94	0,09	6	37,99	0,15	5	37,79	0,10	4	37,97	0,23	3
30	37,96	0,07	6	38,00	0,14	5	37,86	0,03	4	38,01	0,20	3
35	38,00	0,05	6	38,02	0,13	5	37,92	0,06	4	38,06	0,13	3
40	38,02	0,04	6	38,04	0,13	5	37,96	0,03	4	38,06	0,13	3
45	38,04	0,03	6	38,06	0,12	5	37,99	0,05	4	38,08	0,11	3
50	38,07	0,04	6	38,07	0,12	5	38,02	0,05	4	38,09	0,07	3
75	38,13	0,04	5	38,14	0,15	4	38,06	0,03	3	38,12	0,06	3



6.4. Cambios en las condiciones hidrográficas

6.4.1. Evolución de la temperatura, salinidad y calor absorbido

La descripción que acabamos de hacer de las distintas masas de agua y la circulación del Mediterráneo Occidental muestra la existencia de capas o rangos de profundidad con propiedades distintas, e igualmente, de regiones o zonas con características diferenciadas. Por este motivo hemos dividido el estudio de la evolución de la temperatura, la salinidad y el calor absorbido por las aguas mediterráneas españolas en cuatro zonas diferentes a las que en adelante nos referiremos como: Alborán, cabo de Palos, Baleares, y Zona Norte (Vargas-Yáñez *et al.*, 2017; 2005). La primera de estas regiones se encuentra en la demarcación Estrecho y Alborán, y las otras tres en la demarcación levantino-balear. Cuando estudiemos cada una de estas regiones diferenciaremos a su vez tres capas: superficial (0 a 150 m), intermedia (150 m a 600 m) y profunda (600 m hasta el fondo del mar).

Los rectángulos rojos de la Figura 121 muestran la extensión de cada una de estas zonas, y los puntos rojos corresponden a las estaciones oceanográficas o puntos de muestreo del proyecto RADMED, las cuales se enmarcan en alguna de las regiones que hemos definido.

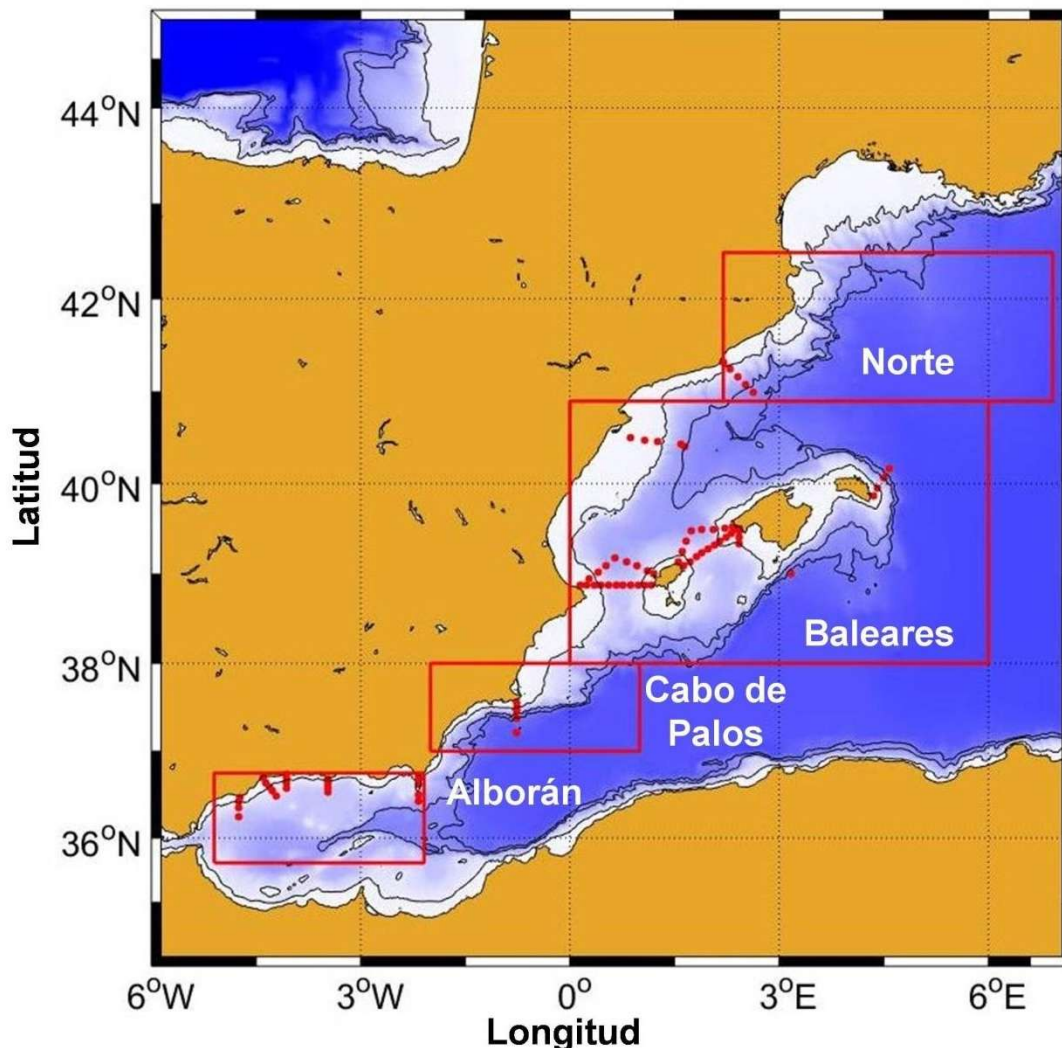


Figura 121: Posición de las estaciones oceanográficas visitadas estacionalmente en el marco del proyecto de monitorización RADMED (puntos rojos). Los rectángulos rojos muestran las cuatro zonas en las que se ha dividido este estudio y que nombramos (de sur a norte) como Alborán, cabo de Palos, Baleares, y Zona Norte.



Como ya se explicó en el epígrafe dedicado a la descripción del sistema de observación del Mediterráneo del IEO-CSIC, el proyecto RADMED, al que corresponden los puntos de la Figura 121, comenzó en el año 2007 (López-Jurado *et al.*, 2015). Sin embargo, el Instituto Español de Oceanografía lleva muestreando las aguas Mediterráneas de forma periódica a través de otros proyectos de monitorización desde los años 1992, 1996 y 1994 en Alborán, cabo de Palos, y Baleares respectivamente. Es por tanto desde estas fechas cuando podríamos reconstruir la temperatura y la salinidad de nuestras aguas.

Si queremos remontarnos más atrás en el tiempo debemos utilizar otras fuentes de datos. Los oceanógrafos, tanto del Instituto Español de Oceanografía como de otras instituciones, llevan realizando campañas oceanográficas en el Mediterráneo desde principios del siglo XX. Aunque estas campañas no se realizasen de forma periódica y sistemática, suponen una fuente de información de enorme valor que nos permite reconstruir, al menos de forma aproximada, cuál ha sido la evolución de las propiedades de las masas de agua del Mediterráneo desde hace más de cien años. La recopilación de toda esta información se ha realizado a través de proyectos internacionales y está disponible en diferentes bases de datos tales como MEDAR/MEDATLAS (MEDAR Group, 2002), o la del Met Office Hadley Centre observations datasets (version EN.4.2.1; Good *et al.*, 2013), o la de NCAR/UCAR Research Data Archive (Ishii *et al.*, 2006; 2021).

En este informe hemos seguido una metodología simple, pero muy laboriosa. Hemos considerado cada una de las cuatro grandes zonas que hemos descrito anteriormente y que están definidas por los rectángulos rojos de la Figura 121. Para cada año, desde el año 1900, hemos tomado todos los datos de temperatura, salinidad y densidad del mar existentes en la base de datos MEDAR/MEDATLAS para cada una de esas regiones. A partir del año 1992 hemos tomado también aquellos datos procedentes de los sistemas de observación del IEO-CSIC. A partir de esta información, para cada año, desde 1900 a 2021, hemos obtenido un valor de temperatura, salinidad y densidad para cada nivel de profundidad, desde la superficie del mar hasta el fondo, para cada una de las cuatro zonas estudiadas. El análisis de estas series temporales de datos nos permitirá conocer qué cambios han experimentado las aguas españolas del Mediterráneo Occidental desde principios del pasado siglo.

6.4.2. Temperatura

Las Figura 122, Figura 123, Figura 124 y Figura 125 muestran la evolución de la temperatura de la capa superficial en el mar de Alborán, cabo de Palos, Baleares, y Zona Norte desde principios del siglo XX. Estas figuras, similares a las que se mostrarán a continuación para las capas intermedias y profundas, necesitan cierta explicación.

En el caso de las estaciones oceanográficas que son visitadas periódicamente, como sucede en el caso del proyecto RADMED, disponemos de medidas tomadas siempre en las mismas posiciones geográficas que pueden ser comparadas. La sucesión a lo largo del tiempo de estas medidas constituye una serie temporal cuyo comportamiento nos muestra claramente los cambios que pudiera experimentar el mar. Como ya hemos explicado, para reconstruir la evolución de la temperatura o la salinidad desde principios del siglo XX tenemos que recurrir a la recopilación de medidas que están distribuidas de forma irregular en el espacio y en el tiempo. Es decir, estas medidas no se han tomado siempre en las mismas posiciones ni se han realizado a intervalos regulares de tiempo. La principal consecuencia de esta irregularidad es que, si elegimos una región del mar relativamente pequeña, y buscamos todas las medidas existentes en dicha región correspondientes a un cierto año, es muy



probable que no encontremos ninguna medida durante algunos (o muchos) años. Esto nos obliga a escoger zonas relativamente amplias como las que se muestran en la Figura 121. Los datos que se encuentren dentro de la zona seleccionada deberán ser promediados para finalmente obtener un valor representativo de dicha zona. Aun así, es muy posible que algunos años no tengamos datos, y para completar la serie temporal tendremos que recurrir a la interpolación, tanto espacial como temporal.

Los trabajos realizados por el Grupo mediterráneo de Cambio Climático del IEO-CSIC (Vargas-Yáñez *et al.*, 2009; 2010b; 2010c; 2017), así como por otros autores (Llases *et al.*, 2015), muestran que cuando los datos disponibles son escasos, los resultados son sensibles a la forma en la que se promedian o interpolan esos datos. Además, existen diferentes instrumentos para la medida de la temperatura y la salinidad de las aguas del mar. Entre estos instrumentos se encuentran los XBT, del inglés "expendable bathythermograph". Los trabajos de Gouretski & Koltermann (2007), Domingues *et al.* (2008), Wijffels *et al.* (2008), Levitus *et al.* (2009), e Ishii & Kimoto (2009), mostraron que estos instrumentos podían introducir un sesgo en las medidas de temperatura (pueden consultarse los citados trabajos para ver los detalles sobre el funcionamiento y sesgo de estos instrumentos). La posibilidad de que los resultados pudieran variar según se procesaran los datos de una forma u otra, o de que estuvieran afectados por el posible sesgo de los datos de XBTs, llevaron al siguiente planteamiento. Las series temporales fueron procesadas por varios métodos diferentes, considerándose la incertidumbre que procede de la elección del método elegido. Además, todos los cálculos se repitieron incluyendo entre los datos utilizados los datos procedentes de XBTs, y excluyendo dichos datos. En las Figura 122 a Figura 133 se muestra en la parte de arriba (etiquetas A, B) las series temporales obtenidas incluyendo los datos de XBTs. La figura etiquetada como A, a la izquierda, muestra con distintos colores las series temporales correspondientes a diferentes métodos de interpolación y procesado de los datos. La figura etiquetada con la letra B, a la derecha, muestra la serie temporal promedio de todas las anteriores, y la zona sombreada en gris la incertidumbre correspondiente a los distintos posibles métodos. Las figuras de abajo (etiquetas C, D) corresponden a la repetición de este análisis excluyendo los datos de XBT. Los detalles de esta metodología pueden consultarse en Vargas-Yáñez *et al.* (2010b; 2010c). Baste aquí decir que de esta forma se buscan aquellos resultados que son robustos, es decir, aquellos resultados que no se ven alterados por la forma en la que se han procesado los datos. En aquellos casos en que existan discrepancias, deben buscarse fuentes alternativas de información, o simplemente tomar estos resultados con las debidas cautelas.

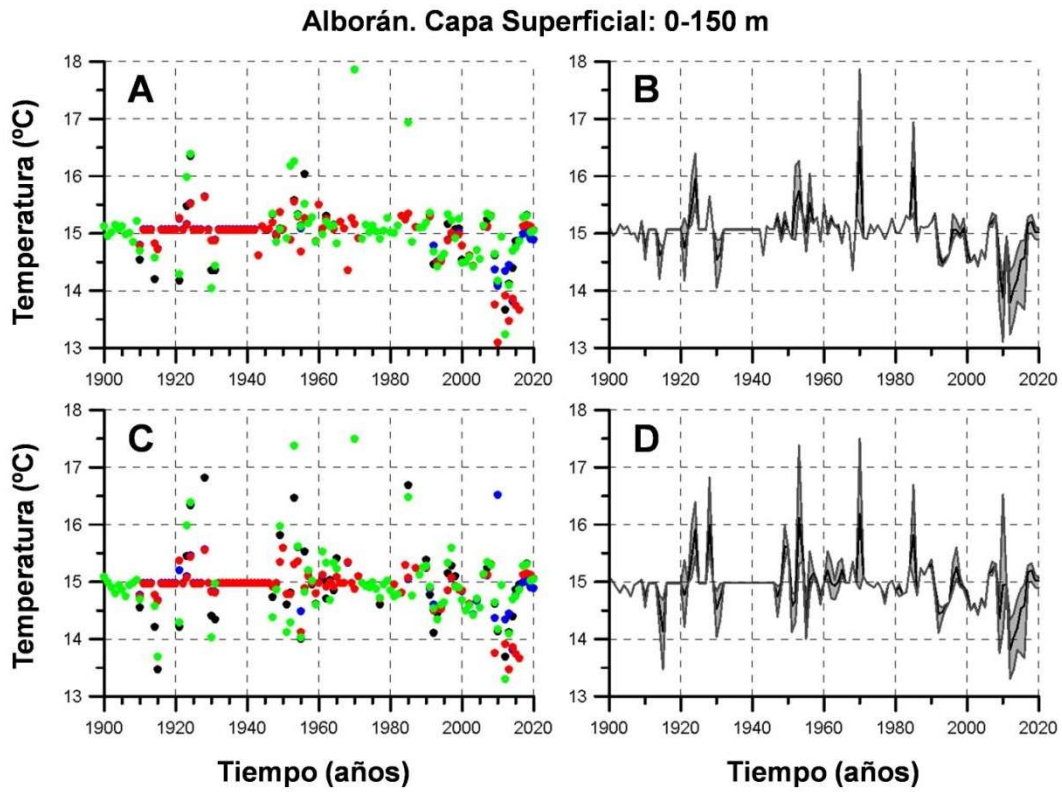


Figura 122: A. Series temporales de temperatura para la capa superficial desde 0 a 150 m en el mar de Alborán. Cada uno de los colores corresponde a una metodología diferente empleada para la interpolación y el promediado de los datos. En estas series se han incluido los datos procedentes de XBTs. B. La línea negra muestra la serie temporal obtenida promediando todas las series temporales de la figura A. La zona sombreada muestra la incertidumbre asociada a la elección de la metodología, ya que representa los valores más bajos y altos obtenidos cada año usando estas diferentes metodologías. Las figuras C y D son iguales a las A y B, pero excluyendo los datos de XBTs.

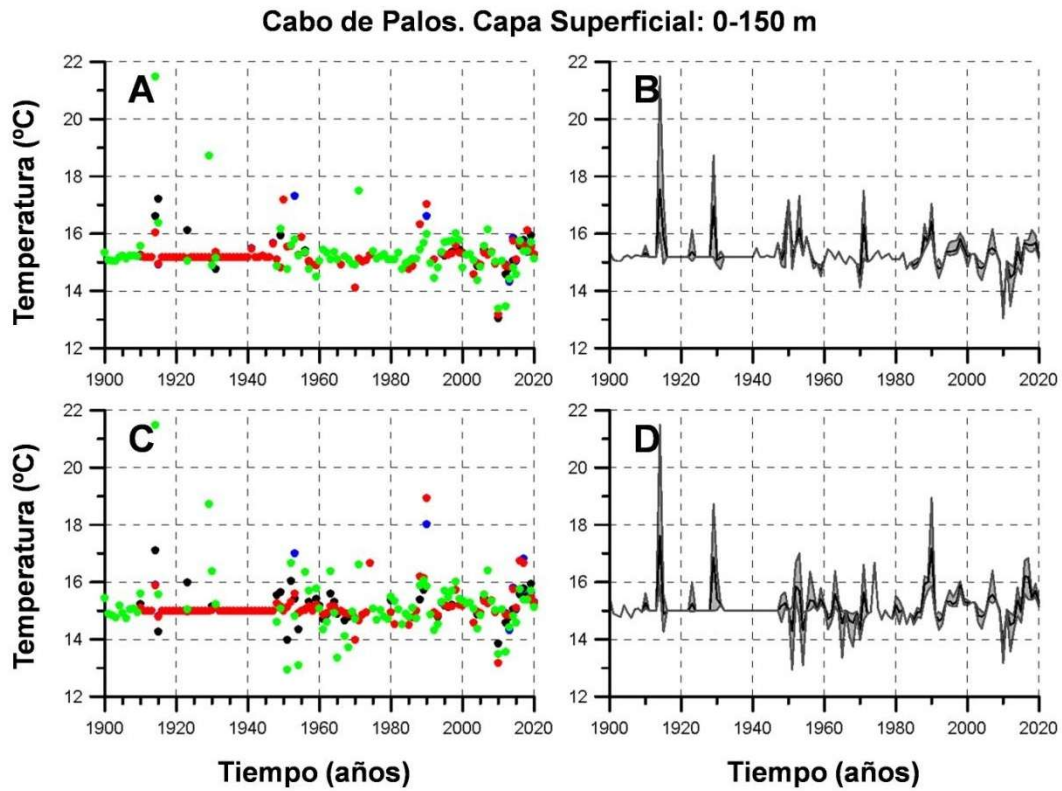


Figura 123: A. Series temporales de temperatura para la capa superficial desde 0 a 150 m para la zona de cabo de Palos. Cada uno de los colores corresponde a una metodología diferente empleada para la interpolación y el promediado de los datos. En estas series se han incluido los datos procedentes de XBTs. B. La línea negra muestra la serie temporal obtenida promediando todas las series temporales de la figura A. La zona sombreada muestra la incertidumbre asociada a la elección de la metodología, ya que representa los valores más bajos y altos obtenidos cada año usando estas diferentes metodologías. Las figuras C y D son iguales a las A y B, pero excluyendo los datos de XBTs.

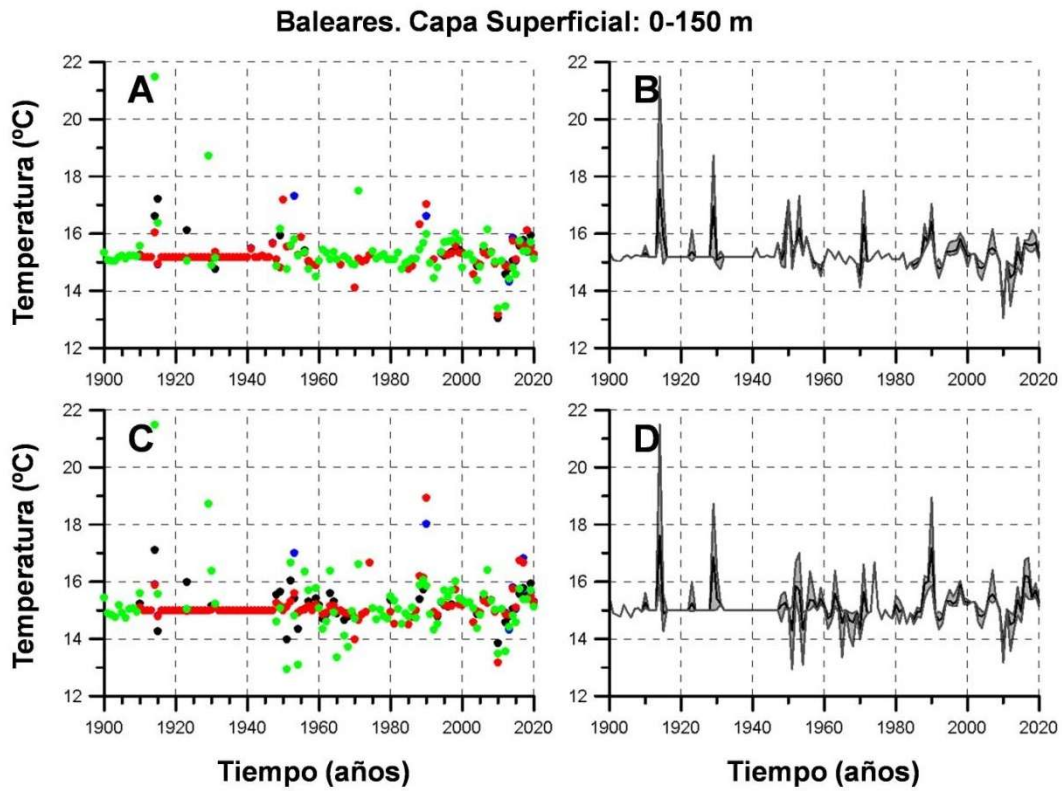


Figura 124: A. Series temporales de temperatura para la capa superficial desde 0 a 150 m para la zona de las islas Baleares. Cada uno de los colores corresponde a una metodología diferente empleada para la interpolación y el promediado de los datos. En estas series se han incluido los datos procedentes de XBTs. B. La línea negra muestra la serie temporal obtenida promediando todas las series temporales de la figura A. La zona sombreada muestra la incertidumbre asociada a la elección de la metodología, ya que representa los valores más bajos y altos obtenidos cada año usando estas diferentes metodologías. Las figuras C y D son iguales a las A y B, pero excluyendo los datos de XBTs.

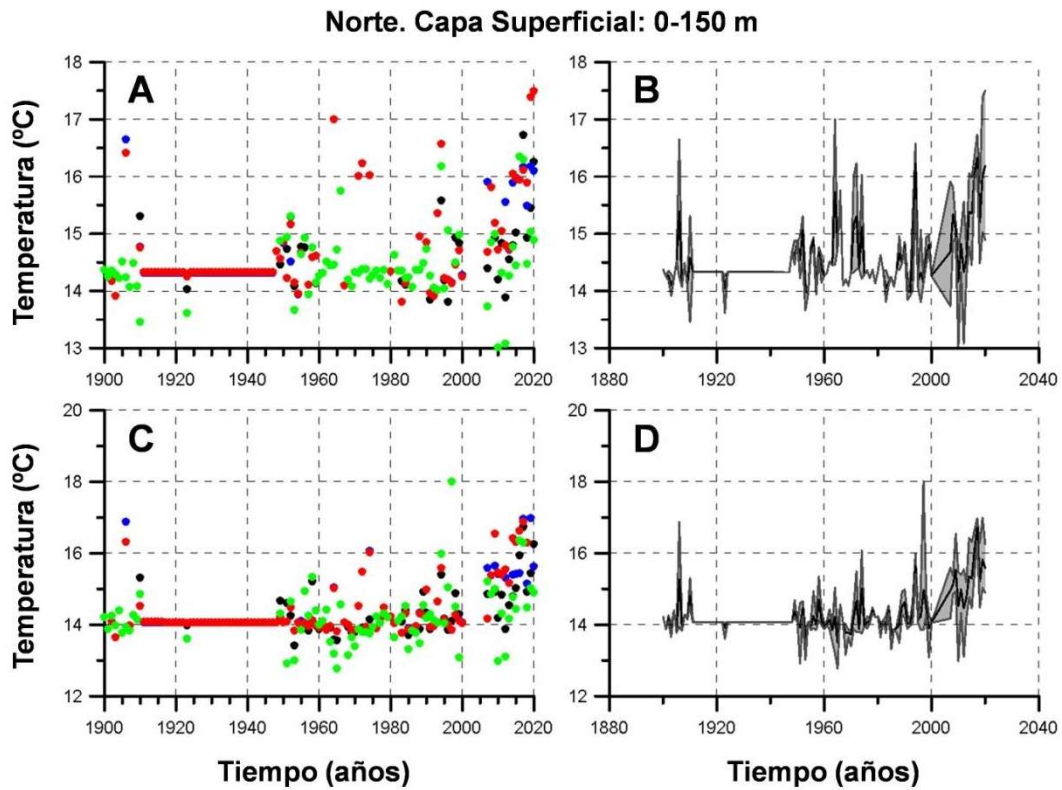


Figura 125: A. Series temporales de temperatura para la capa superficial desde 0 a 150 m para la Zona Norte. Cada uno de los colores corresponde a una metodología diferente empleada para la interpolación y el promediado de los datos. En estas series se han incluido los datos procedentes de XBTs. B. La línea negra muestra la serie temporal obtenida promediando todas las series temporales de la figura A. La zona sombreada muestra la incertidumbre asociada a la elección de la metodología, ya que representa los valores más bajos y altos obtenidos cada año usando estas diferentes metodologías. Las figuras C y D son iguales a las A y B, pero excluyendo los datos de XBTs.

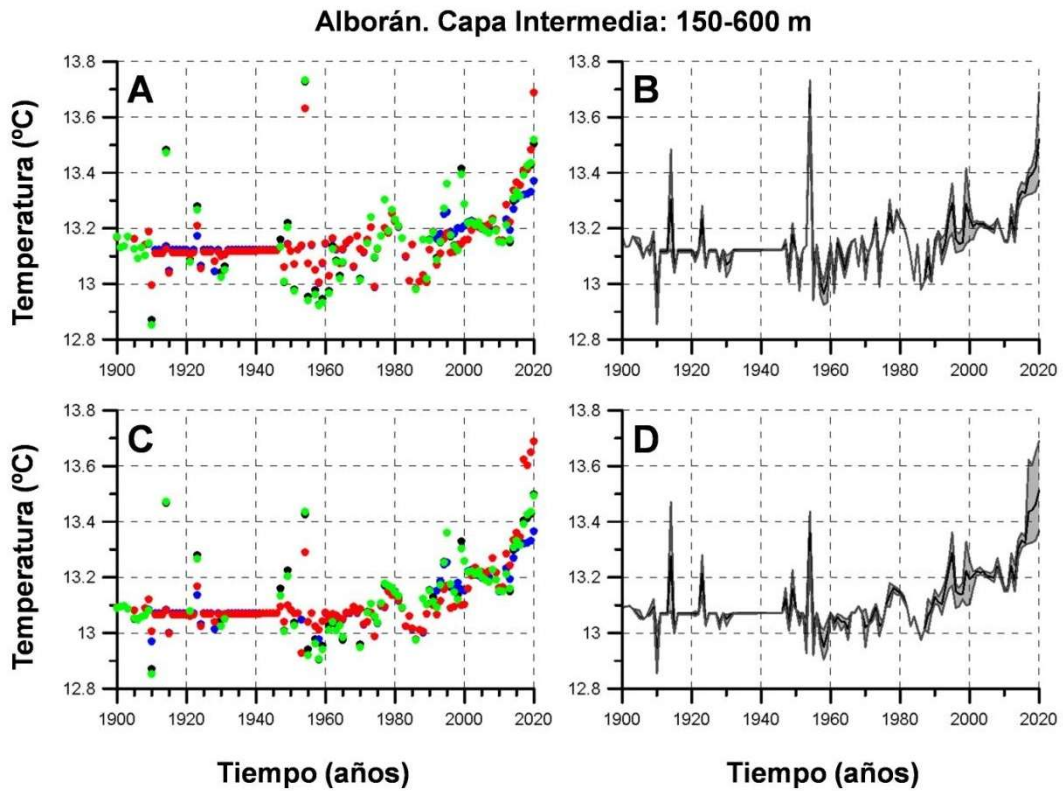


Figura 126: A. Series temporales de temperatura para la capa intermedia desde 150 a 600 m para el mar de Alborán. Cada uno de los colores corresponde a una metodología diferente empleada para la interpolación y el promediado de los datos. En estas series se han incluido los datos procedentes de XBTs. B. La línea negra muestra la serie temporal obtenida promediando todas las series temporales de la figura A. La zona sombreada muestra la incertidumbre asociada a la elección de la metodología, ya que representa los valores más bajos y altos obtenidos cada año usando estas diferentes metodologías. Las figuras C y D son iguales a las A y B, pero excluyendo los datos de XBTs.

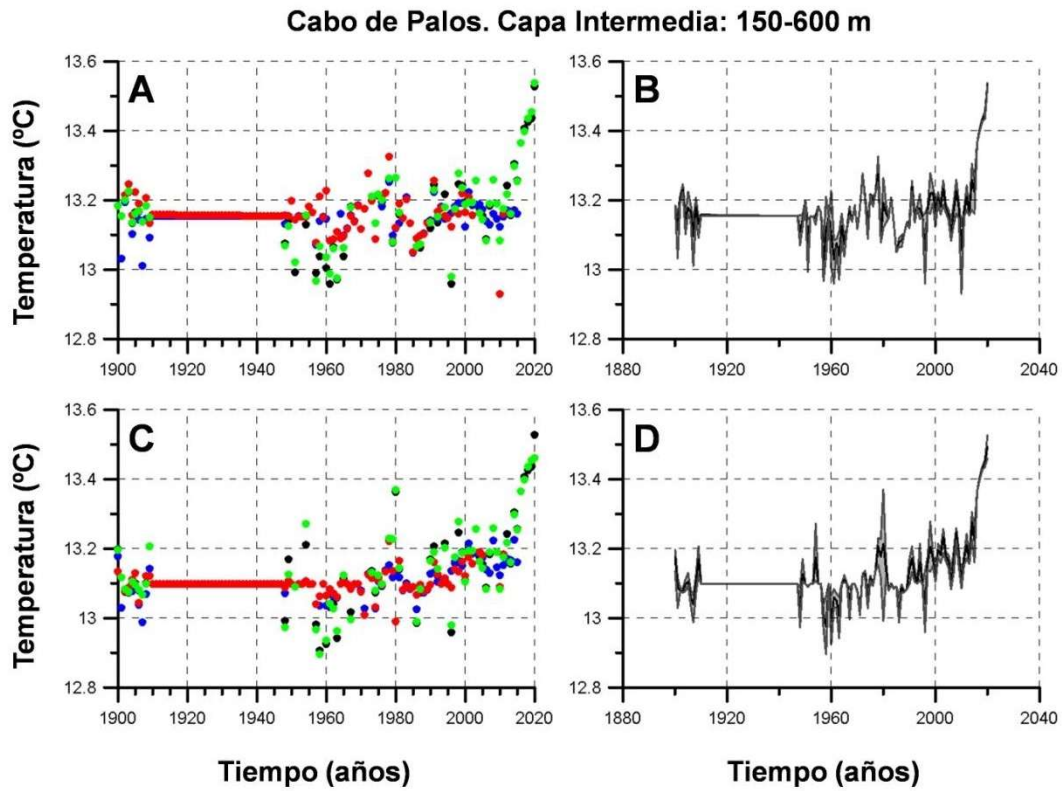


Figura 127: A. Series temporales de temperatura para la capa intermedia desde 150 a 600 m para la zona de cabo de Palos. Cada uno de los colores corresponde a una metodología diferente empleada para la interpolación y el promediado de los datos. En estas series se han incluido los datos procedentes de XBTs. B. La línea negra muestra la serie temporal obtenida promediando todas las series temporales de la figura A. La zona sombreada muestra la incertidumbre asociada a la elección de la metodología, ya que representa los valores más bajos y altos obtenidos cada año usando estas diferentes metodologías. Las figuras C y D son iguales a las A y B, pero excluyendo los datos de XBTs.

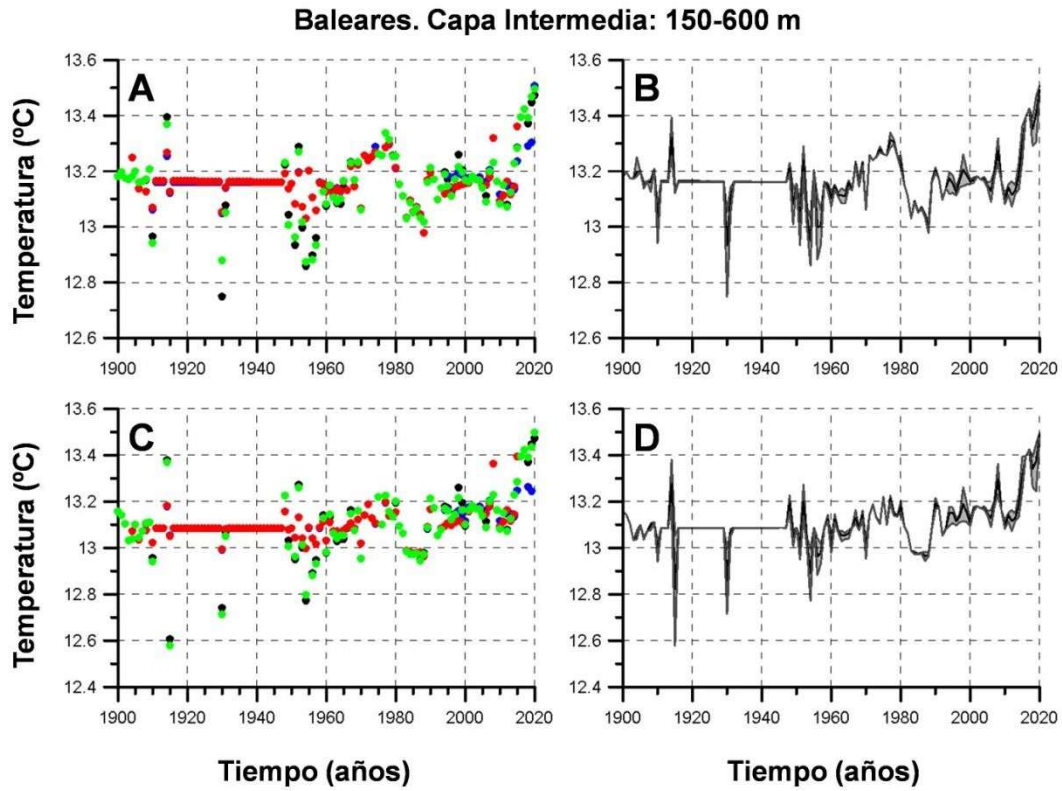


Figura 128: A. Series temporales de temperatura para la capa intermedia desde 150 a 600 m para la zona de las islas Baleares. Cada uno de los colores corresponde a una metodología diferente empleada para la interpolación y el promediado de los datos. En estas series se han incluido los datos procedentes de XBTs. B. La línea negra muestra la serie temporal obtenida promediando todas las series temporales de la figura A. La zona sombreada muestra la incertidumbre asociada a la elección de la metodología, ya que representa los valores más bajos y altos obtenidos cada año usando estas diferentes metodologías. Las figuras C y D son iguales a las A y B, pero excluyendo los datos de XBTs.

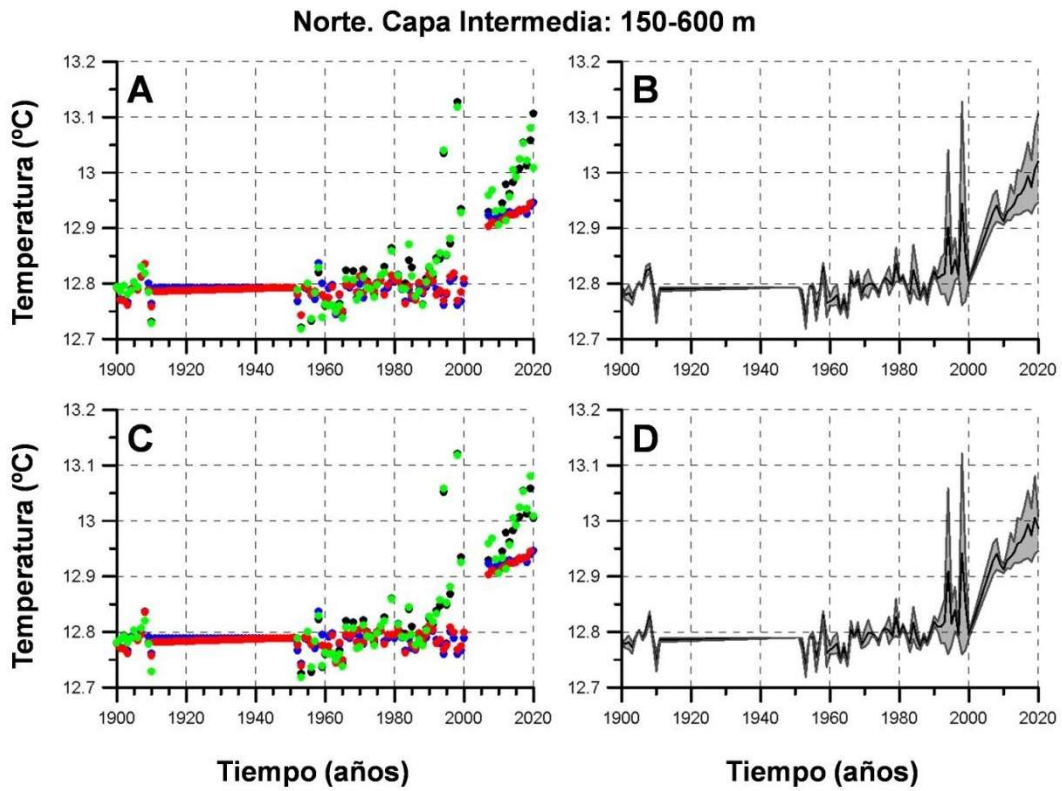


Figura 129: A. Series temporales de temperatura para la capa intermedia desde 150 a 600 m para la Zona Norte. Cada uno de los colores corresponde a una metodología diferente empleada para la interpolación y el promediado de los datos. En estas series se han incluido los datos procedentes de XBTs. B. La línea negra muestra la serie temporal obtenida promediando todas las series temporales de la figura A. La zona sombreada muestra la incertidumbre asociada a la elección de la metodología, ya que representa los valores más bajos y altos obtenidos cada año usando estas diferentes metodologías. Las figuras C y D son iguales a las A y B, pero excluyendo los datos de XBTs.

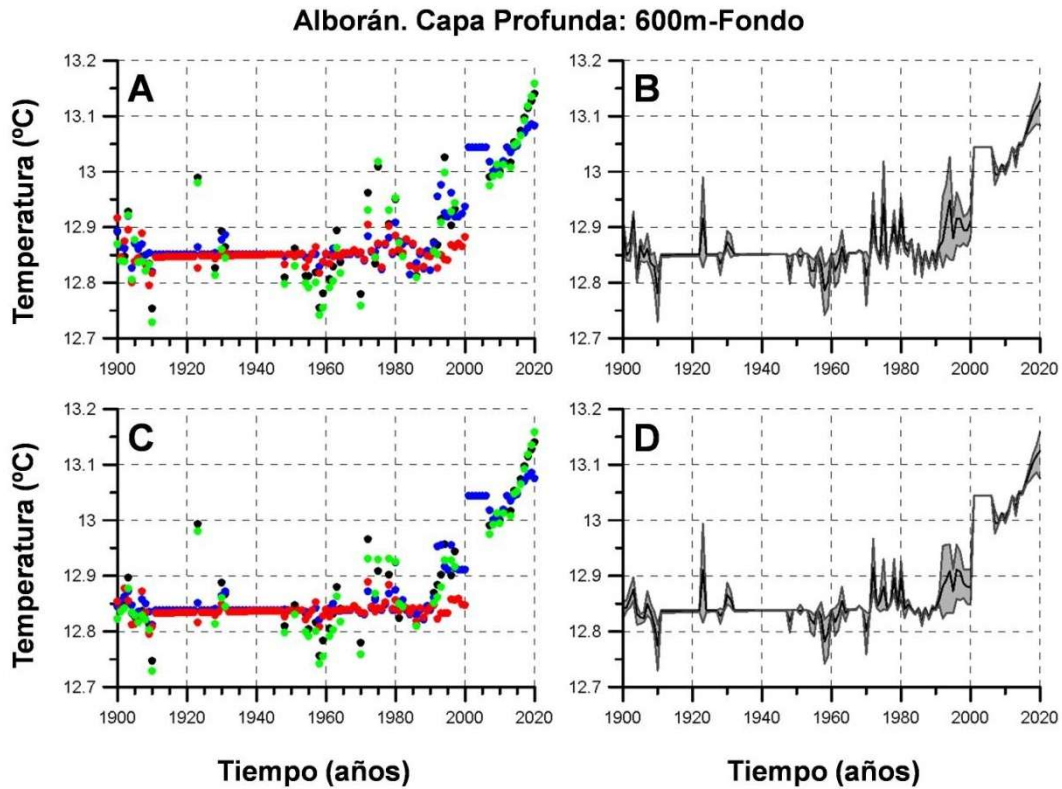


Figura 130: A. Series temporales de temperatura para la capa profunda desde 600 m hasta el fondo del mar para el mar de Alborán. Cada uno de los colores corresponde a una metodología diferente empleada para la interpolación y el promediado de los datos. En estas series se han incluido los datos procedentes de XBTs. B. La línea negra muestra la serie temporal obtenida promediando todas las series temporales de la figura A. La zona sombreada muestra la incertidumbre asociada a la elección de la metodología, ya que representa los valores más bajos y altos obtenidos cada año usando estas diferentes metodologías. Las figuras C y D son iguales a las A y B, pero excluyendo los datos de XBTs.

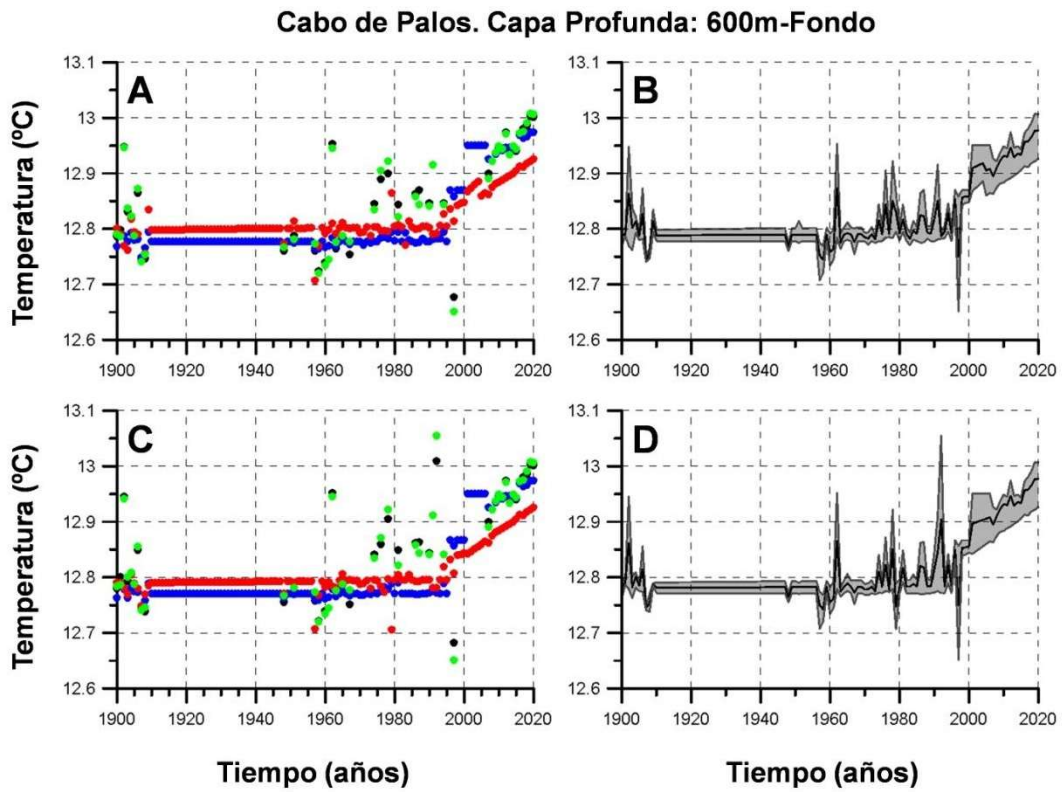


Figura 131: A. Series temporales de temperatura para la capa profunda desde 600 m hasta el fondo del mar para la zona de cabo de Palos. Cada uno de los colores corresponde a una metodología diferente empleada para la interpolación y el promediado de los datos. En estas series se han incluido los datos procedentes de XBTs. B. La línea negra muestra la serie temporal obtenida promediando todas las series temporales de la figura A. La zona sombreada muestra la incertidumbre asociada a la elección de la metodología, ya que representa los valores más bajos y altos obtenidos cada año usando estas diferentes metodologías. Las figuras C y D son iguales a las A y B, pero excluyendo los datos de XBTs.

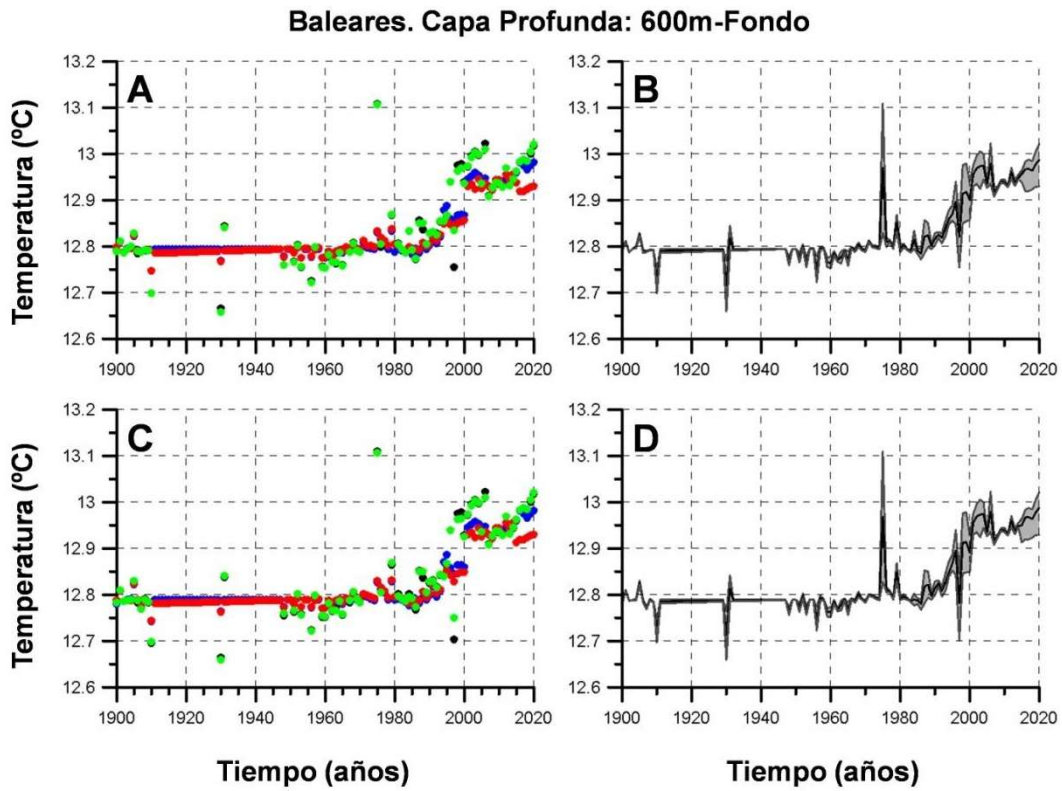


Figura 132: A. Series temporales de temperatura para la capa profunda desde 600 m hasta el fondo del mar para la zona de las islas Baleares. Cada uno de los colores corresponde a una metodología diferente empleada para la interpolación y el promediado de los datos. En estas series se han incluido los datos procedentes de XBTs. B. La línea negra muestra la serie temporal obtenida promediando todas las series temporales de la figura A. La zona sombreada muestra la incertidumbre asociada a la elección de la metodología, ya que representa los valores más bajos y altos obtenidos cada año usando estas diferentes metodologías. Las figuras C y D son iguales a las A y B, pero excluyendo los datos de XBTs.

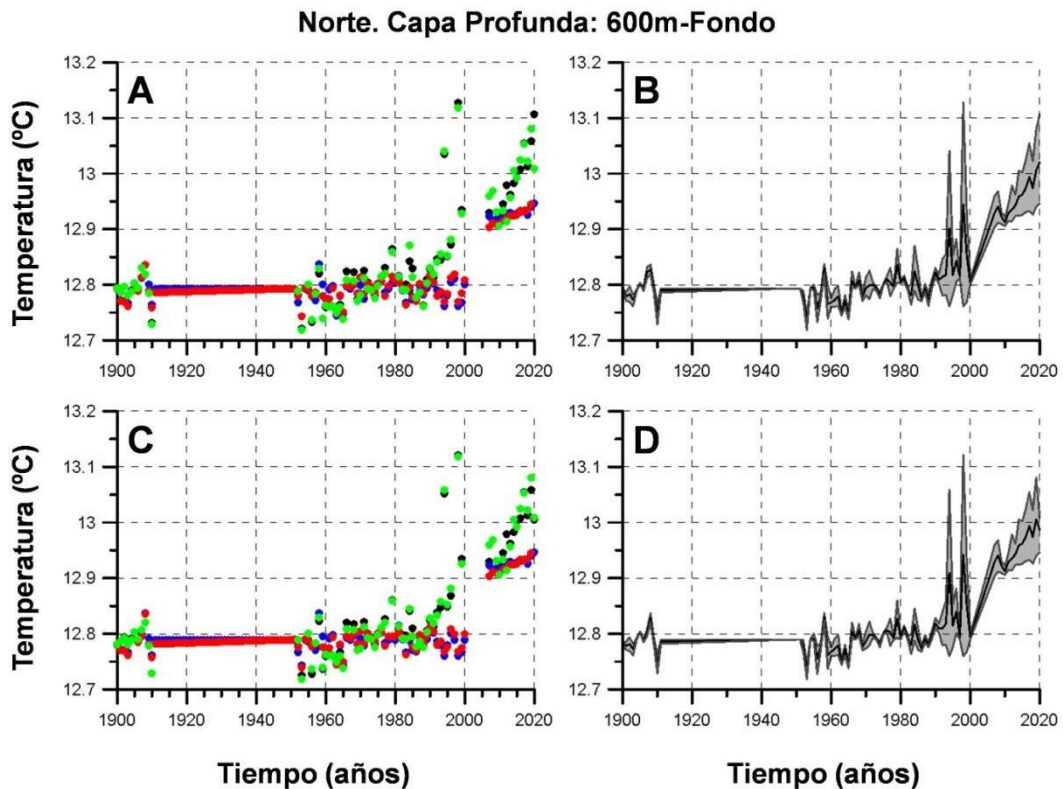


Figura 133: A. Series temporales de temperatura para la capa profunda desde 600 m hasta el fondo del mar para la Zona Norte. Cada uno de los colores corresponde a una metodología diferente empleada para la interpolación y el promediado de los datos. En estas series se han incluido los datos procedentes de XBTs. B. La línea negra muestra la serie temporal obtenida promediando todas las series temporales de la figura A. La zona sombreada muestra la incertidumbre asociada a la elección de la metodología, ya que representa los valores más bajos y más altos obtenidos cada año usando estas diferentes metodologías. Las figuras C y D son iguales a las A y B, pero excluyendo los datos de XBTs.

La Tabla 36 muestra las tendencias de temperatura para cada una de las capas que ya hemos comentado: superficial, intermedia y profunda, y para la temperatura media de toda la columna de agua. Estas tendencias se estiman ajustando los datos a una recta por mínimos cuadrados y representan la variación media que experimenta la temperatura por unidad de tiempo (por cada año). Esto no significa en absoluto que cada año la temperatura aumente la misma cantidad. Por el contrario, hay años en los que esta sube mucho más que este valor, y otros en los que incluso disminuye. La tendencia debe entenderse como un valor medio. En este caso se expresan en grados centígrados por siglo y deben interpretarse como la variación media que experimentaría la temperatura a lo largo de un siglo si la temperatura siguiese aumentando siempre al ritmo promedio que se ha calculado.

Las tendencias de la Tabla 36 corresponden a las temperaturas promediadas para las cuatro zonas de estudio, es decir, muestran el comportamiento de las aguas mediterráneas españolas en su conjunto. Para cada una de las series temporales que se han obtenido usando diferentes metodologías (diferentes colores en las Figura 122 a Figura 133), podemos calcular una tendencia que tendrá una incertidumbre que procede de la propia variabilidad de la serie. Esta incertidumbre se refleja en un intervalo de confianza de tal manera que se considera que la verdadera tendencia se encuentra dentro del rango definido por este intervalo de confianza. Al disponer de varias metodologías, tenemos distintos valores de estas tendencias e intervalos de confianza. La aproximación que se ha seguido para la confección de estas tablas y obtener un único valor de la tendencia para cada capa de agua es la siguiente: se ha tomado la tendencia más baja menos su intervalo de confianza para el límite inferior de esta tendencia, y la tendencia más alta más su intervalo de confianza como límite superior. De



esta forma las tendencias que aparecen en la Tabla 36 y las siguientes, recogen tanto la incertidumbre procedente de la variabilidad temporal de cada serie, como la incertidumbre procedente de las diferentes metodologías posibles. Esta aproximación es conservadora, pues las tendencias obtenidas tienen una incertidumbre muy grande que en ocasiones dificulta la determinación de valores significativos. Por el contrario, mediante este procedimiento se garantiza que cuando una tendencia es significativa y distinta de cero, este resultado es robusto. Las columnas tercera y quinta de estas tablas muestran el intervalo en el que se encuentra la tendencia de la variable analizada, y las columnas segunda y cuarta muestran el punto medio de estos intervalos.

Tabla 36: Tendencias de temperatura del mar para toda la zona del mediterráneo español considerada en el presente estudio. Las tendencias se expresan en grados por cada 100 años para las capas superficial, intermedia, profunda, y para todo el rango de profundidad. La segunda y cuarta columnas corresponden a las tendencias calculadas para los periodos 1900-1945 y 1945-2020 respectivamente. Las columnas tercera y quinta muestran los correspondientes intervalos de confianza.

Tendencias, Temperatura (°C/100 años)				
	1900-2020		1945-2020	
0-150	0,34	[-0,09, 0,76]	0,50	[-0,22, 1,22]
150-600	0,08	[0,00, 0,15]	0,23	[0,10, 0,36]
600-fondo	0,13	[0,06, 0,19]	0,25	[0,16, 0,35]
Total	0,33	[0,08, 0,58]	0,12	[-0,14, 0,39]

Estas tendencias muestran un calentamiento de las aguas de las capas intermedia y profunda, así como un aumento de la temperatura media de la columna de agua tanto en el periodo 1900-2020, como en el más reciente 1945-2020. Este calentamiento parece haber aumentado en las capas intermedia y profunda desde 1945. En el caso de la capa superficial las tendencias son positivas, pero la incertidumbre no permite afirmar que las tendencias sean significativas.

Las Tabla 37 a Tabla 40 muestran los resultados de los cambios de temperatura para cada región concreta.

Tabla 37: Tendencias de temperatura para el mar de Alborán. Las tendencias se expresan en grados por cada 100 años para las capas superficial, intermedia, profunda, y para todo el rango de profundidad. La segunda y cuarta columnas corresponden a las tendencias calculadas para los periodos 1900-1945 y 1945-2020 respectivamente. Las columnas tercera y quinta muestran los correspondientes intervalos de confianza.

Alborán, Tendencias, Temperatura (°C/100 años)				
	1900-2020		1945-2020	
0-150	-0,20	[-0,51, 0,12]	-0,67	[-1,49, 0,14]
150-600	0,13	[0,05, 0,20]	0,37	[0,19, 0,55]
600-fondo	0,15	[0,11, 0,20]	0,34	[0,27, 0,42]
Total	0,31	[0,01, 0,62]	0,42	[0,00, 0,85]



Tabla 38: Tendencias de temperatura promediadas para la zona de cabo de Palos. Las tendencias se expresan en grados por cada 100 años para las capas superficial, intermedia, profunda, y para todo el rango de profundidad. La segunda y cuarta columnas corresponden a las tendencias calculadas para los periodos 1900-1945 y 1945-2020 respectivamente. Las columnas tercera y quinta muestran los correspondientes intervalos de confianza.

Cabo de Palos. Tendencias. Temperatura (°C/100 años)				
	1900-2020		1945-2020	
0-150	0,34	[-0,28, 0,95]	0,86	[-0,26, 1,97]
150-600	0,05	[-0,02, 0,13]	0,22	[0,06, 0,37]
600-fondo	0,12	[0,07, 0,16]	0,25	[0,18, 0,33]
Total	0,41	[0,06, 0,76]	0,72	[0,18, 1,27]

Tabla 39: Tendencias de temperatura promediadas para la zona de las islas Baleares. Las tendencias se expresan en grados por cada 100 años para las capas superficial, intermedia, profunda, y para todo el rango de profundidad. La segunda y cuarta columnas corresponden a las tendencias calculadas para los periodos 1900-1945 y 1945-2020 respectivamente. Las columnas tercera y quinta muestran los correspondientes intervalos de confianza.

Baleares. Tendencias. Temperatura (°C/100 años)				
	1900-2020		1945-2020	
0-150	0,17	[-0,26, 0,59]	0,22	[-0,69, 1,13]
150-600	0,07	[-0,02, 0,17]	0,23	[0,08, 0,39]
600-fondo	0,14	[0,09, 0,18]	0,29	[0,21, 0,37]
Total	0,18	[0,05, 0,32]	0,28	[0,04, 0,52]

Tabla 40: Tendencias de temperatura promediadas para la Zona Norte. Las tendencias se expresan en grados por cada 100 años para las capas superficial, intermedia, profunda, y para todo el rango de profundidad. La segunda y cuarta columnas corresponden a las tendencias calculadas para los periodos 1900-1945 y 1945-2020 respectivamente. Las columnas tercera y quinta muestran los correspondientes intervalos de confianza.

Norte. Tendencias. Temperatura (°C/100 años)				
	1900-2020		1945-2020	
0-150	0,85	[-0,02, 1,71]	1,53	[-0,30, 3,37]
150-600	0,13	[0,04, 0,22]	0,35	[0,18, 0,51]
600-fondo	0,11	[0,05, 0,17]	0,27	[0,16, 0,39]
Total	0,43	[0,08, 0,78]	1,01	[0,27, 1,75]

El comportamiento mostrado por todas las regiones es similar, con un claro aumento de la temperatura en las capas intermedia y profunda, en tanto que no podemos afirmar nada acerca de la capa superficial, excepto en el caso de las aguas situadas frente a Cataluña y al sur del golfo de León (Zona Norte) donde el calentamiento de las aguas superficiales es claro. La tendencia para el periodo 1900-2020 fue de 0,85°C/100 años, incrementándose esta tendencia hasta los 1,53°C/100 años para el periodo 1945-2020.

6.4.3. Salinidad

Siguiendo el mismo procedimiento descrito para la temperatura, se obtuvieron series temporales de salinidad para cada una de las capas superficial, intermedia, y profunda de las cuatro zonas en las que hemos dividido este estudio: Alborán, cabo de Palos, Baleares, y Zona Norte. Las Figura 134 a Figura 145 muestran estas series temporales.

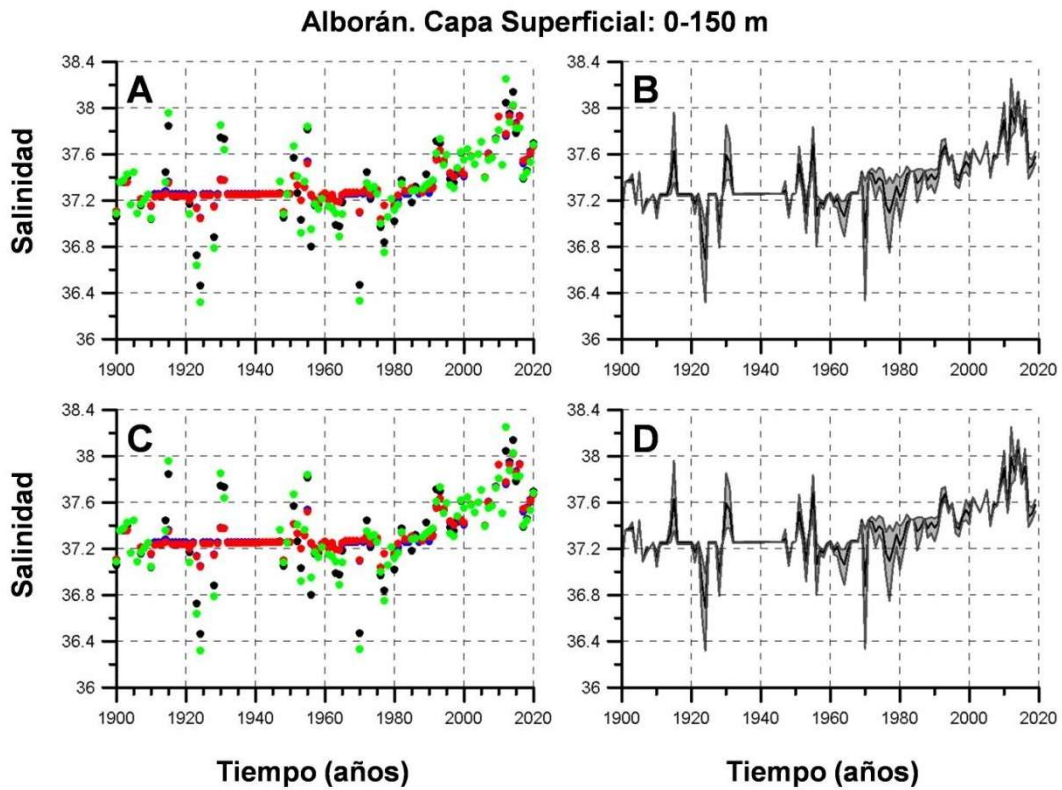


Figura 134: A. Series temporales de salinidad para la capa superficial desde 0 a 150 m para el mar de Alborán. Cada uno de los colores corresponde a una metodología diferente empleada para la interpolación y el promediado de los datos. En estas series se han incluido los datos procedentes de XBTs. B. La línea negra muestra la serie temporal obtenida promediando todas las series temporales de la figura A. La zona sombreada muestra la incertidumbre asociada a la elección de la metodología, ya que representa los valores más bajos y altos obtenidos cada año usando estas diferentes metodologías. Las figuras C y D son iguales a las A y B, pero excluyendo los datos de XBTs.

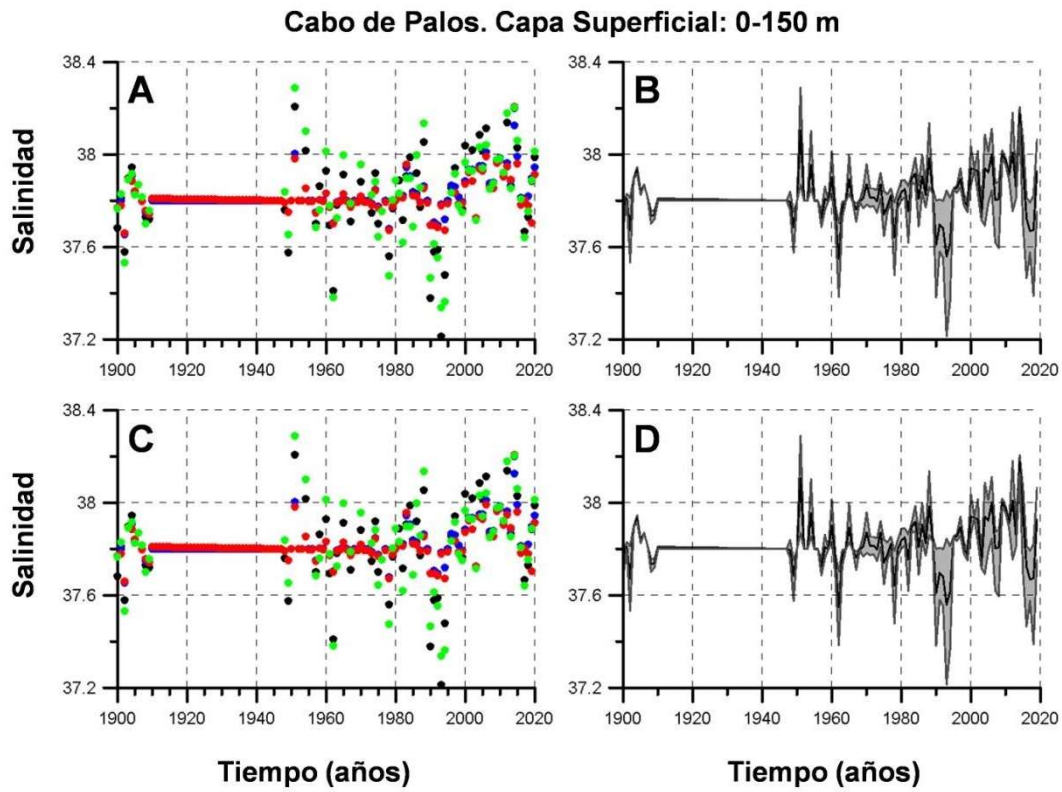


Figura 135: A. Series temporales de salinidad para la capa superficial desde 0 a 150 m para la zona de cabo de Palos. Cada uno de los colores corresponde a una metodología diferente empleada para la interpolación y el promediado de los datos. En estas series se han incluido los datos procedentes de XBTs. B. La línea negra muestra la serie temporal obtenida promediando todas las series temporales de la figura A. La zona sombreada muestra la incertidumbre asociada a la elección de la metodología, ya que representa los valores más bajos y altos obtenidos cada año usando estas diferentes metodologías. Las figuras C y D son iguales a las A y B, pero excluyendo los datos de XBTs.

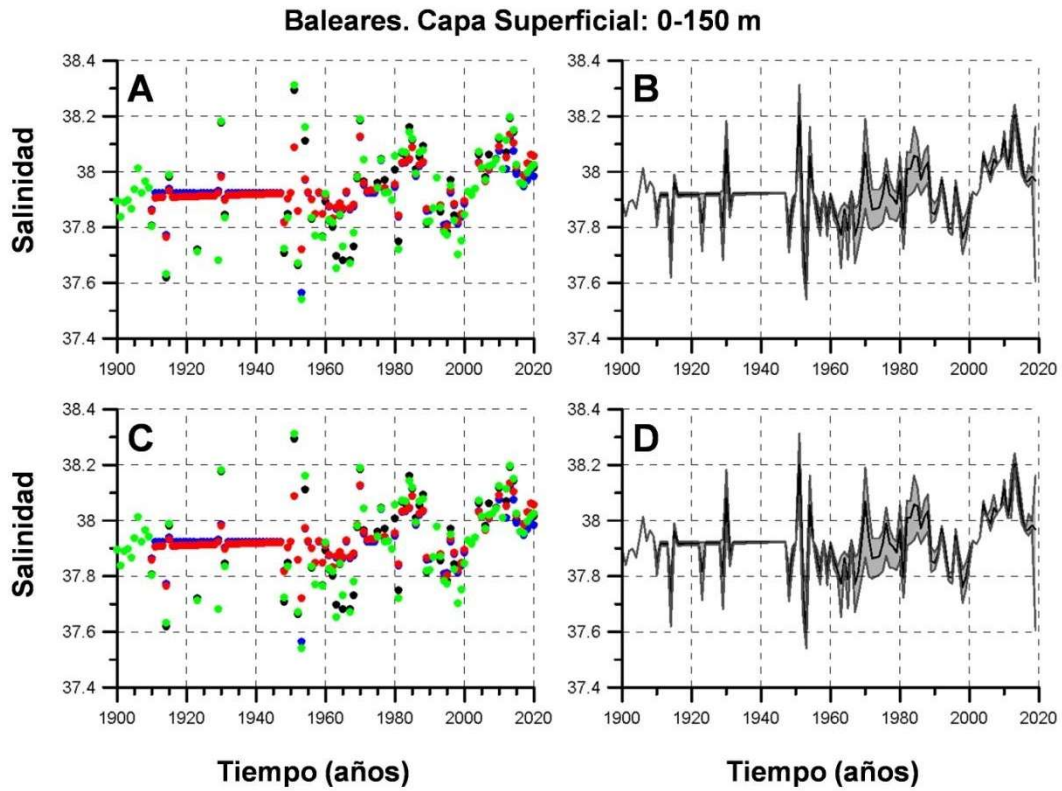


Figura 136: A. Series temporales de salinidad para la capa superficial desde 0 a 150 m para la zona de las islas Baleares. Cada uno de los colores corresponde a una metodología diferente empleada para la interpolación y el promediado de los datos. En estas series se han incluido los datos procedentes de XBTs. B. La línea negra muestra la serie temporal obtenida promediando todas las series temporales de la figura A. La zona sombreada muestra la incertidumbre asociada a la elección de la metodología, ya que representa los valores más bajos y altos obtenidos cada año usando estas diferentes metodologías. Las figuras C y D son iguales a las A y B, pero excluyendo los datos de XBTs.

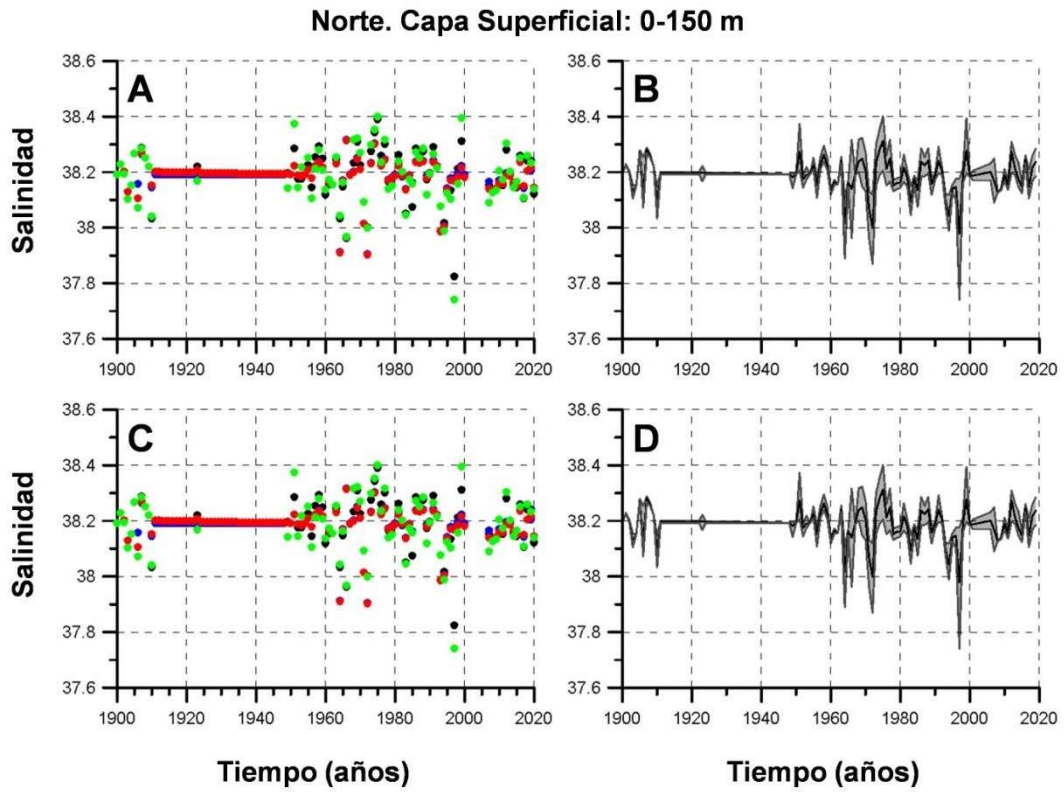


Figura 137: A. Series temporales de salinidad para la capa superficial desde 0 a 150 m para la Zona Norte. Cada uno de los colores corresponde a una metodología diferente empleada para la interpolación y el promediado de los datos. En estas series se han incluido los datos procedentes de XBTs. B. La línea negra muestra la serie temporal obtenida promediando todas las series temporales de la figura A. La zona sombreada muestra la incertidumbre asociada a la elección de la metodología, ya que representa los valores más bajos y altos obtenidos cada año usando estas diferentes metodologías. Las figuras C y D son iguales a las A y B, pero excluyendo los datos de XBTs.

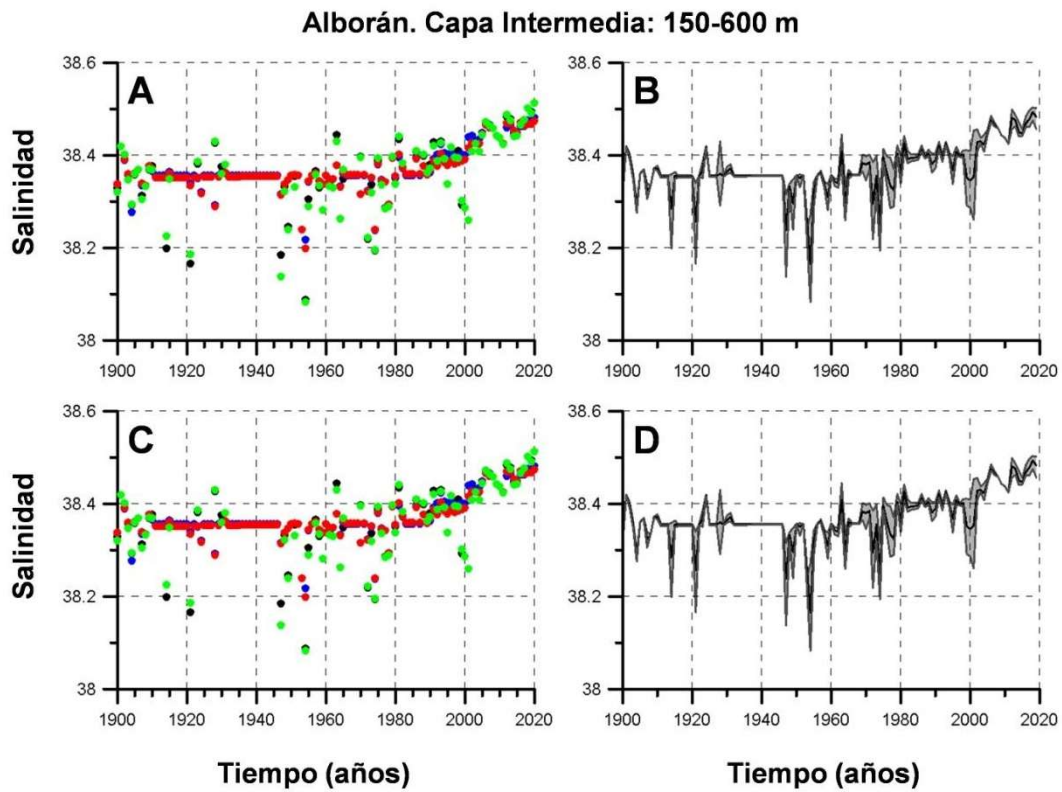


Figura 138: A. Series temporales de salinidad para la capa intermedia desde 150 a 600 m para el mar de Alborán. Cada uno de los colores corresponde a una metodología diferente empleada para la interpolación y el promediado de los datos. En estas series se han incluido los datos procedentes de XBTs. B. La línea negra muestra la serie temporal obtenida promediando todas las series temporales de la figura A. La zona sombreada muestra la incertidumbre asociada a la elección de la metodología, ya que representa los valores más bajos y más altos obtenidos cada año usando estas diferentes metodologías. Las figuras C y D son iguales a las A y B, pero excluyendo los datos de XBTs.

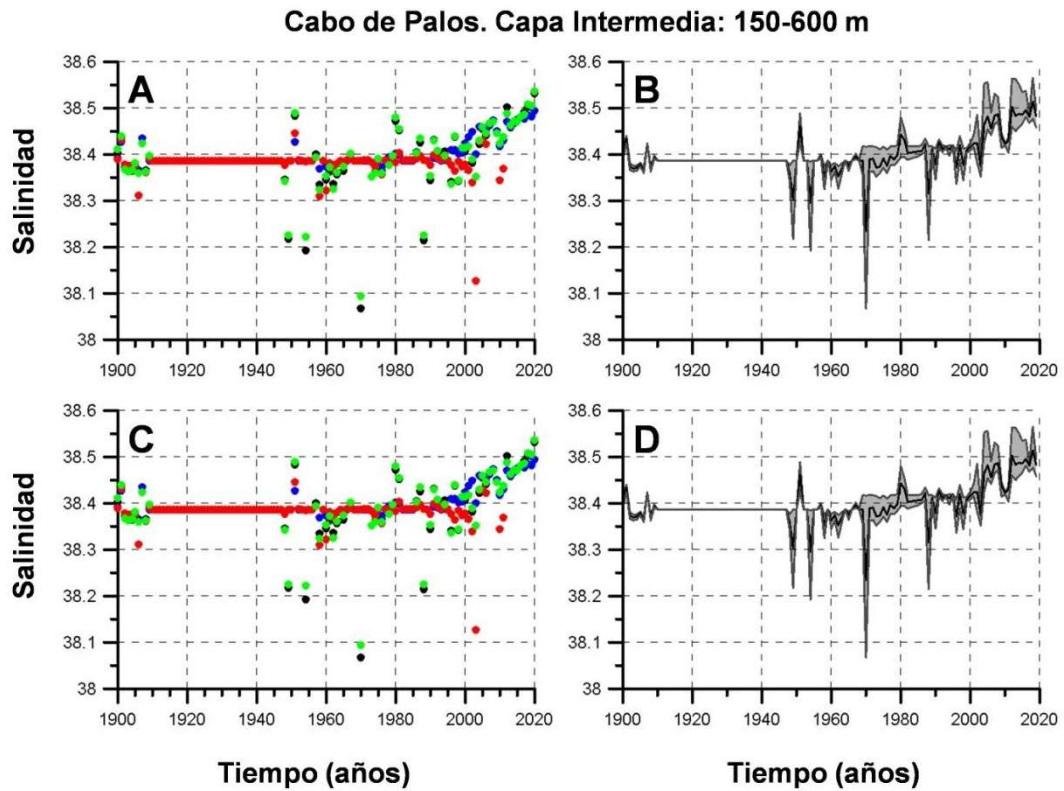


Figura 139: A. Series temporales de salinidad para la capa intermedia desde 150 a 600 m para la zona de cabo de Palos. Cada uno de los colores corresponde a una metodología diferente empleada para la interpolación y el promediado de los datos. En estas series se han incluido los datos procedentes de XBTs. B. La línea negra muestra la serie temporal obtenida promediando todas las series temporales de la figura A. La zona sombreada muestra la incertidumbre asociada a la elección de la metodología, ya que representa los valores más bajos y más altos obtenidos cada año usando estas diferentes metodologías. Las figuras C y D son iguales a las A y B, pero excluyendo los datos de XBTs.

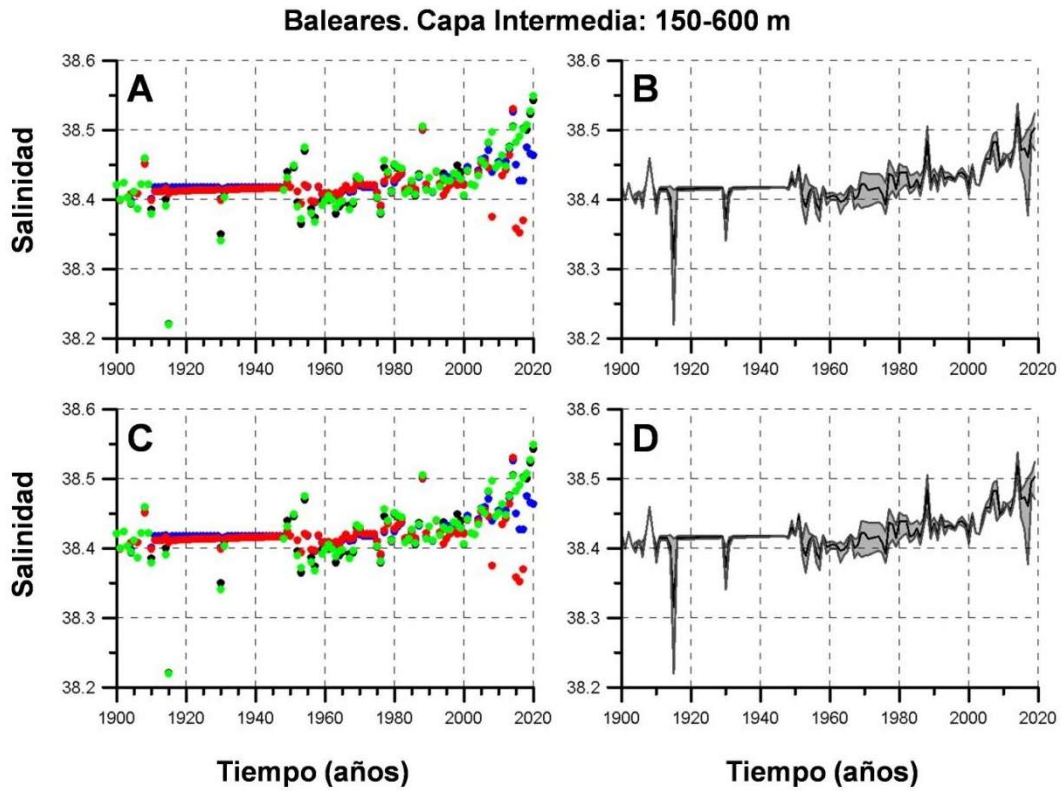


Figura 140: A. Series temporales de salinidad para la capa intermedia desde 150 a 600 m para la zona de las islas Baleares. Cada uno de los colores corresponde a una metodología diferente empleada para la interpolación y el promediado de los datos. En estas series se han incluido los datos procedentes de XBTs. B. La línea negra muestra la serie temporal obtenida promediando todas las series temporales de la figura A. La zona sombreada muestra la incertidumbre asociada a la elección de la metodología, ya que representa los valores más bajos y altos obtenidos cada año usando estas diferentes metodologías. Las figuras C y D son iguales a las A y B, pero excluyendo los datos de XBTs.

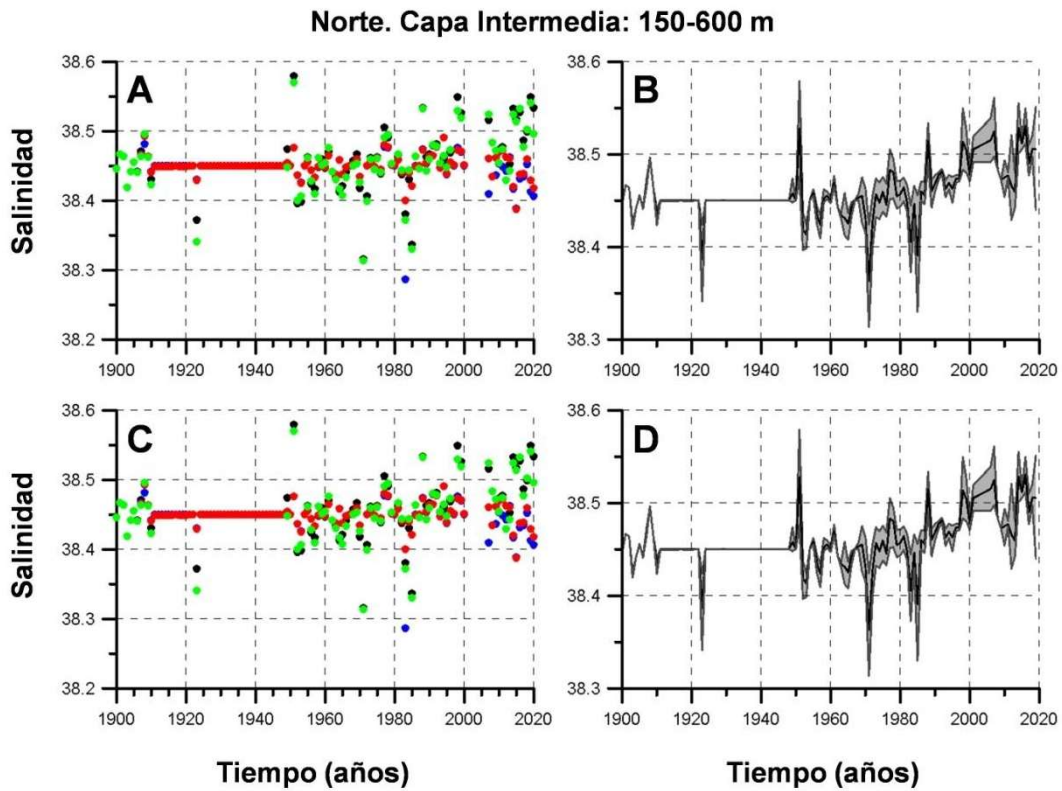


Figura 141: A. Series temporales de salinidad para la capa intermedia desde 150 a 600 m para la Zona Norte. Cada uno de los colores corresponde a una metodología diferente empleada para la interpolación y el promediado de los datos. En estas series se han incluido los datos procedentes de XBTs. B. La línea negra muestra la serie temporal obtenida promediando todas las series temporales de la figura A. La zona sombreada muestra la incertidumbre asociada a la elección de la metodología, ya que representa los valores más bajos y altos obtenidos cada año usando estas diferentes metodologías. Las figuras C y D son iguales a las A y B, pero excluyendo los datos de XBTs.

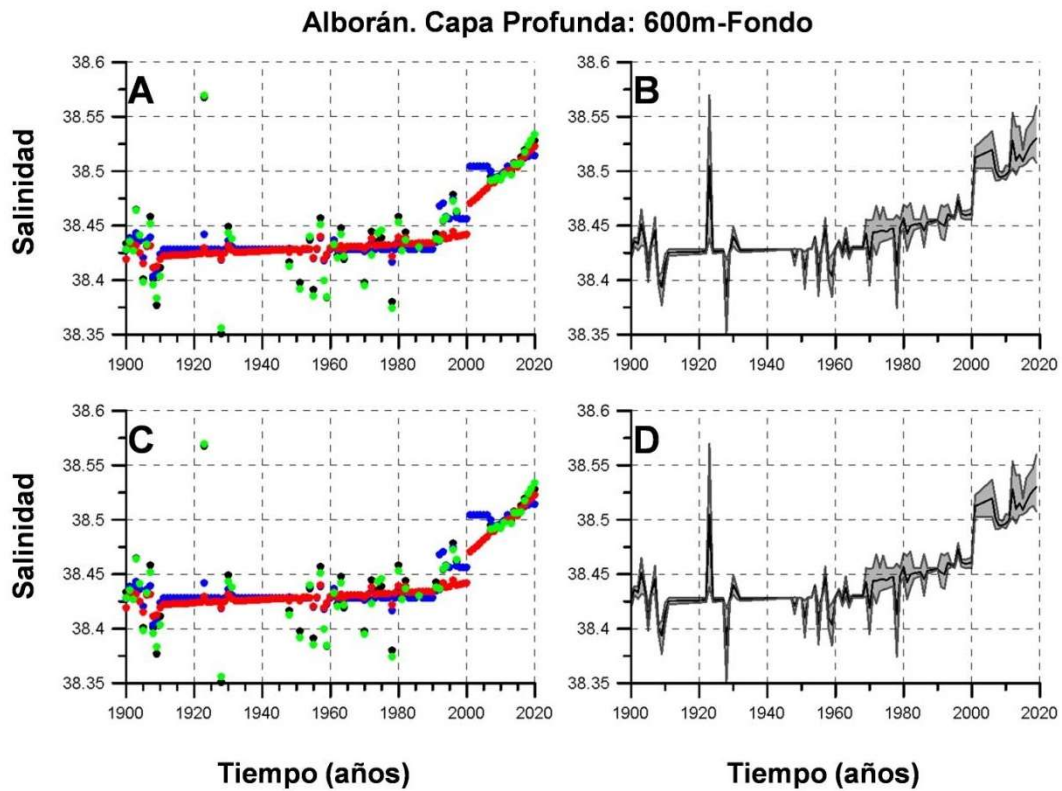


Figura 142: A. Series temporales de salinidad para la capa profunda, desde 600 m hasta el fondo del mar, para el mar de Alborán. Cada uno de los colores corresponde a una metodología diferente empleada para la interpolación y el promediado de los datos. En estas series se han incluido los datos procedentes de XBTs. B. La línea negra muestra la serie temporal obtenida promediando todas las series temporales de la figura A. La zona sombreada muestra la incertidumbre asociada a la elección de la metodología, ya que representa los valores más bajos y más altos obtenidos cada año usando estas diferentes metodologías. Las figuras C y D son iguales a las A y B, pero excluyendo los datos de XBTs.

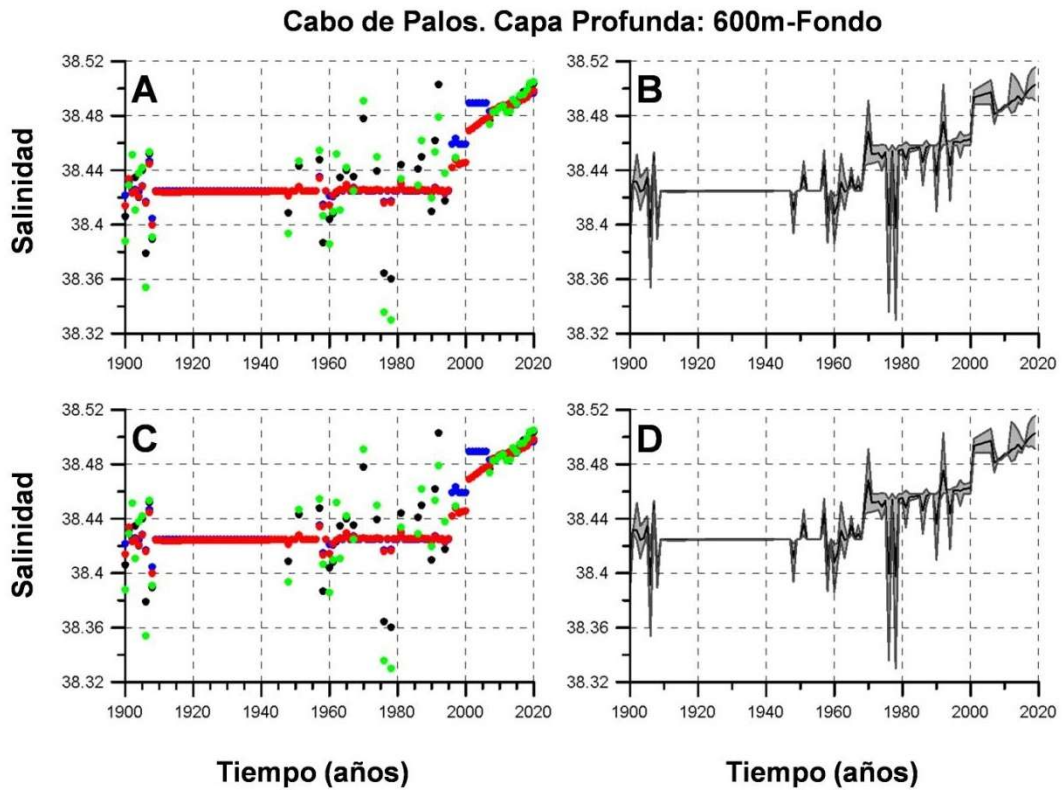


Figura 143: A. Series temporales de salinidad para la capa profunda, desde 600 m hasta el fondo del mar, para la zona de cabo de Palos. Cada uno de los colores corresponde a una metodología diferente empleada para la interpolación y el promediado de los datos. En estas series se han incluido los datos procedentes de XBTs. B. La línea negra muestra la serie temporal obtenida promediando todas las series temporales de la figura A. La zona sombreada muestra la incertidumbre asociada a la elección de la metodología, ya que representa los valores más bajos y altos obtenidos cada año usando estas diferentes metodologías. Las figuras C y D son iguales a las A y B, pero excluyendo los datos de XBTs.

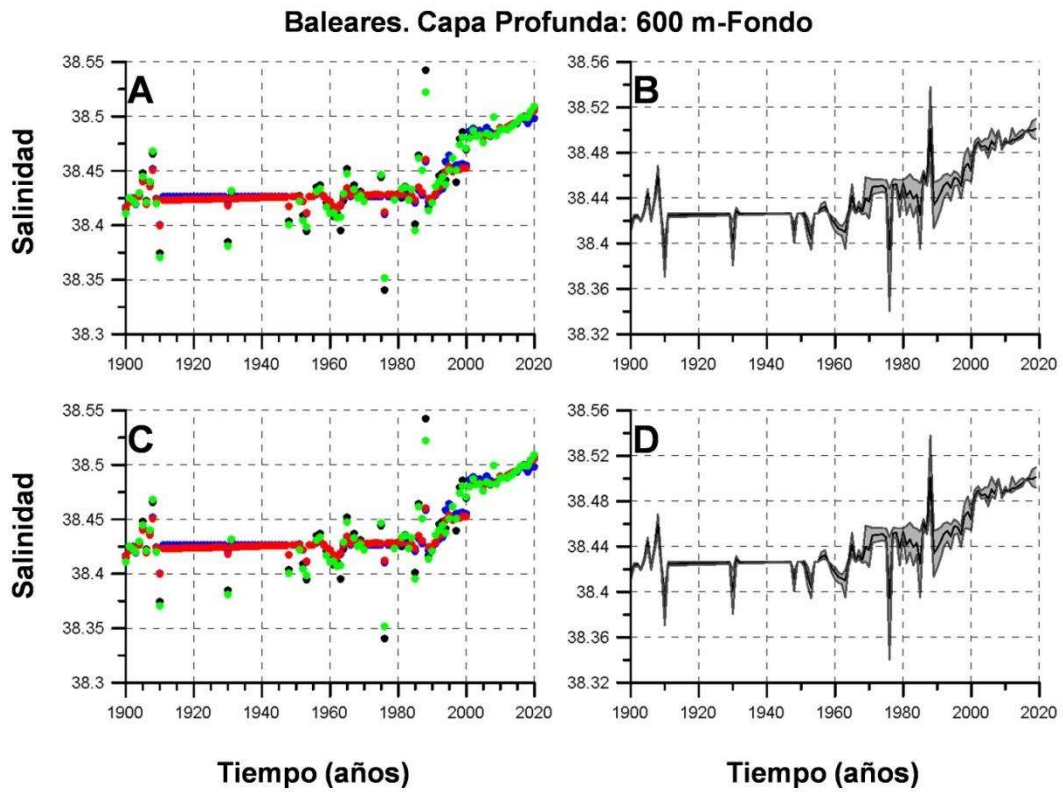


Figura 144: A. Series temporales de salinidad para la capa profunda, desde 600 m hasta el fondo del mar, para la zona de las islas Baleares. Cada uno de los colores corresponde a una metodología diferente empleada para la interpolación y el promediado de los datos. En estas series se han incluido los datos procedentes de XBTs. B. La línea negra muestra la serie temporal obtenida promediando todas las series temporales de la figura A. La zona sombreada muestra la incertidumbre asociada a la elección de la metodología, ya que representa los valores más bajos y más altos obtenidos cada año usando estas diferentes metodologías. Las figuras C y D son iguales a las A y B, pero excluyendo los datos de XBTs.

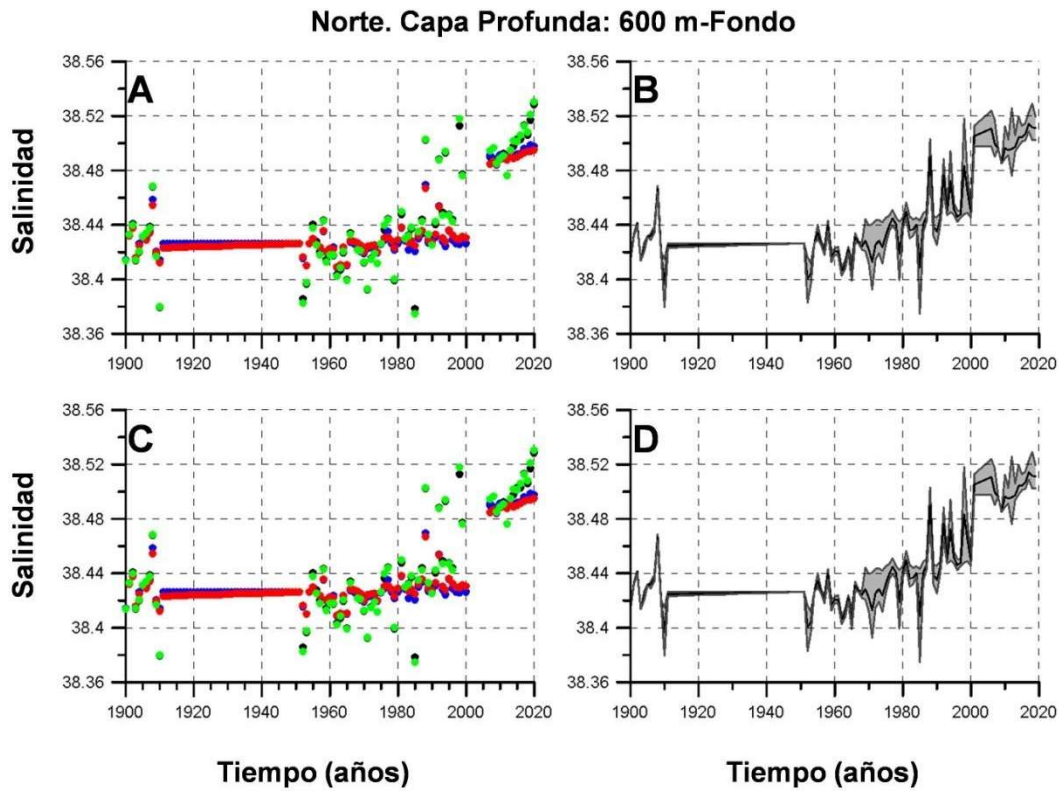


Figura 145: A. Series temporales de salinidad para la capa profunda, desde 600 m hasta el fondo del mar, para la Zona Norte. Cada uno de los colores corresponde a una metodología diferente empleada para la interpolación y el promediado de los datos. En estas series se han incluido los datos procedentes de XBTs. B. La línea negra muestra la serie temporal obtenida promediando todas las series temporales de la figura A. La zona sombreada muestra la incertidumbre asociada a la elección de la metodología, ya que representa los valores más bajos y más altos obtenidos cada año usando estas diferentes metodologías. Las figuras C y D son iguales a las A y B, pero excluyendo los datos de XBTs.

En el caso de la salinidad todas las capas muestran una tendencia positiva que se inicia a mediados del siglo XX. Si consideramos el comportamiento promedio para todas las aguas mediterráneas españolas, es decir, el promedio de las cuatro zonas analizadas se observa que la salinidad aumentó durante el periodo 1945-2020 a un ritmo de 0.23 /100 años en la capa superficial, 0.09 /100 años en la capa intermedia, y 0.11/100 años en la capa profunda. Este ritmo de crecimiento es superior al que se obtiene para el periodo completo 1900-2020, lo que muestra una aceleración de la salinización del Mediterráneo a partir de la segunda mitad del siglo XX (Tabla 41).

Tabla 41: Tendencias de salinidad para toda la zona del mediterráneo español considerada en el presente estudio. Las tendencias están expresadas en unidades por 100 años para la capa superficial (0-150 m), intermedia (150-600 m), profunda (600 m-fondo), y para todo el rango de profundidad. Las columnas 2 y 3 muestran estas tendencias para el periodo 1900-2020, y las columnas 4 y 5 para el periodo 1945-2020. Las columnas 2 y 4 corresponden a las tendencias, y las 3 y 5 muestran el intervalo de confianza dentro del nivel del 95 %.

	Tendencias. Salinidad (100 años) ⁻¹			
	1900-2020		1945-2020	
0-150	0,11	[0,06, 0,16]	0,23	[0,08, 0,39]
150-600	0,03	[0,01, 0,05]	0,09	[0,04, 0,14]
600-fondo	0,05	[0,04, 0,07]	0,11	[0,09, 0,13]
Total	0,08	[0,04, 0,12]	0,19	[0,10, 0,29]



Como ya se ha comentado, las tendencias de la salinidad son similares en las cuatro zonas estudiadas, con la única excepción de las capas superficial e intermedia de la zona Norte, como puede apreciarse en los resultados presentados en las Tabla 42 a Tabla 45.

Tabla 42: Tendencias de salinidad para Mar de Alborán expresadas en unidades por 100 años para la capa superficial (0-150 m), intermedia (150-600 m), profunda (600 m-fondo), y para todo el rango de profundidad. Las columnas 2 y 3 muestran estas tendencias para el periodo 1900-2020, y las columnas 4 y 5 para el periodo 1945-2020. Las columnas 2 y 4 corresponden a las tendencias, y las 3 y 5 muestran el intervalo de confianza dentro del nivel del 95 %.

Alborán. Tendencias. Salinidad (100 años) ⁻¹				
	1900-2020		1945-2020	
0-150	0,35	[0,24, 0,46]	0,79	[0,59, 0,99]
150-600	0,08	[0,04, 0,11]	0,23	[0,17, 0,29]
600-fondo	0,06	[0,05, 0,07]	0,13	[0,10, 0,15]
Total	0,06	[-0,02, 0,14]	0,33	[0,22, 0,44]

Tabla 43: Tendencias de salinidad para la zona de cabo de Palos expresadas en unidades por 100 años para la capa superficial (0-150 m), intermedia (150-600 m), profunda (600 m-fondo), y para todo el rango de profundidad. Las columnas 2 y 3 muestran estas tendencias para el periodo 1900-2020, y las columnas 4 y 5 para el periodo 1945-2020. Las columnas 2 y 4 corresponden a las tendencias, y las 3 y 5 muestran el intervalo de confianza dentro del nivel del 95 %.

Cabo de Palos. Tendencias. Salinidad (100 años) ⁻¹				
	1900-2020		1945-2020	
0-150	0,09	[0,00, 0,17]	0,17	[0,00, 0,34]
150-600	0,05	[0,02, 0,07]	0,13	[0,08, 0,17]
600-fondo	0,05	[0,04, 0,06]	0,11	[0,09, 0,13]
Total	-0,01	[-0,08, 0,07]	0,04	[-0,06, 0,15]

Tabla 44: Tendencias de salinidad para la zona de islas Baleares expresadas en unidades por 100 años para la capa superficial (0-150 m), intermedia (150-600 m), profunda (600 m-fondo), y para todo el rango de profundidad. Las columnas 2 y 3 muestran estas tendencias para el periodo 1900-2020, y las columnas 4 y 5 para el periodo 1945-2020. Las columnas 2 y 4 corresponden a las tendencias, y las 3 y 5 muestran el intervalo de confianza dentro del nivel del 95 %.

Baleares. Tendencias. Salinidad (100 años) ⁻¹				
	1900-2020		1945-2020	
0-150	0,08	[0,02, 0,14]	0,22	[0,09, 0,35]
150-600	0,03	[0,01, 0,05]	0,08	[0,03, 0,13]
600-fondo	0,05	[0,04, 0,07]	0,12	[0,10, 0,13]
Total	0,05	[0,03, 0,07]	0,12	[0,10, 0,15]

Tabla 45: Tendencias de salinidad para la Zona Norte expresadas en unidades por 100 años para la capa superficial (0-150 m), intermedia (150-600 m), profunda (600 m-fondo), y para todo el rango de profundidad. Las columnas 2 y 3 muestran estas tendencias para el periodo 1900-2020, y las columnas 4 y 5 para el periodo 1945-2020. Las columnas 2 y 4 corresponden a las tendencias, y las 3 y 5 muestran el intervalo de confianza dentro del nivel del 95 %.

Norte. Tendencias. Salinidad (100 años) ⁻¹				
	1900-2020		1945-2020	
0-150	-0,01	[-0,06, 0,03]	-0,03	[-0,13, 0,06]
150-600	0,02	[-0,02, 0,05]	0,04	[-0,03, 0,11]
600-fondo	0,05	[0,03, 0,07]	0,12	[0,08, 0,15]
Total	0,03	[0,00, 0,05]	0,07	[0,02, 0,11]



6.4.4. Calor absorbido

Al producirse una variación de temperatura a lo largo de la columna de agua, es decir, para las distintas profundidades comprendidas entre la superficie y el fondo del mar, el mar absorbe o cede calor dependiendo de que la temperatura aumente o disminuya. Puede ocurrir que en algunos niveles de profundidad el mar absorba calor y en otros lo ceda. Para conocer el balance total en una determinada región tendremos que sumar el calor absorbido y el cedido a lo largo de toda la columna de agua. Podría pensarse que el análisis del calor absorbido es redundante, al haberse analizado ya las variaciones de la temperatura. Sin embargo, en el caso de esta nueva variable intervienen otros factores como la densidad y el calor específico del agua, pero, sobre todo, el volumen que ocupa cada capa de agua.

En la Figura 146 se muestra esquemáticamente este cálculo. La curva azul muestra un cierto perfil de temperatura que tomamos como referencia, mientras que la curva roja es el perfil de temperatura en un momento concreto que queremos analizar. Deseamos saber cuánto calor ha absorbido o cedido la columna de agua al pasar desde la situación de referencia representada por la curva azul hasta la nueva situación representada por la curva roja. Consideramos que los dos perfiles de temperatura son representativos de una amplia zona del mar cuya superficie viene indicada por la línea amarilla.

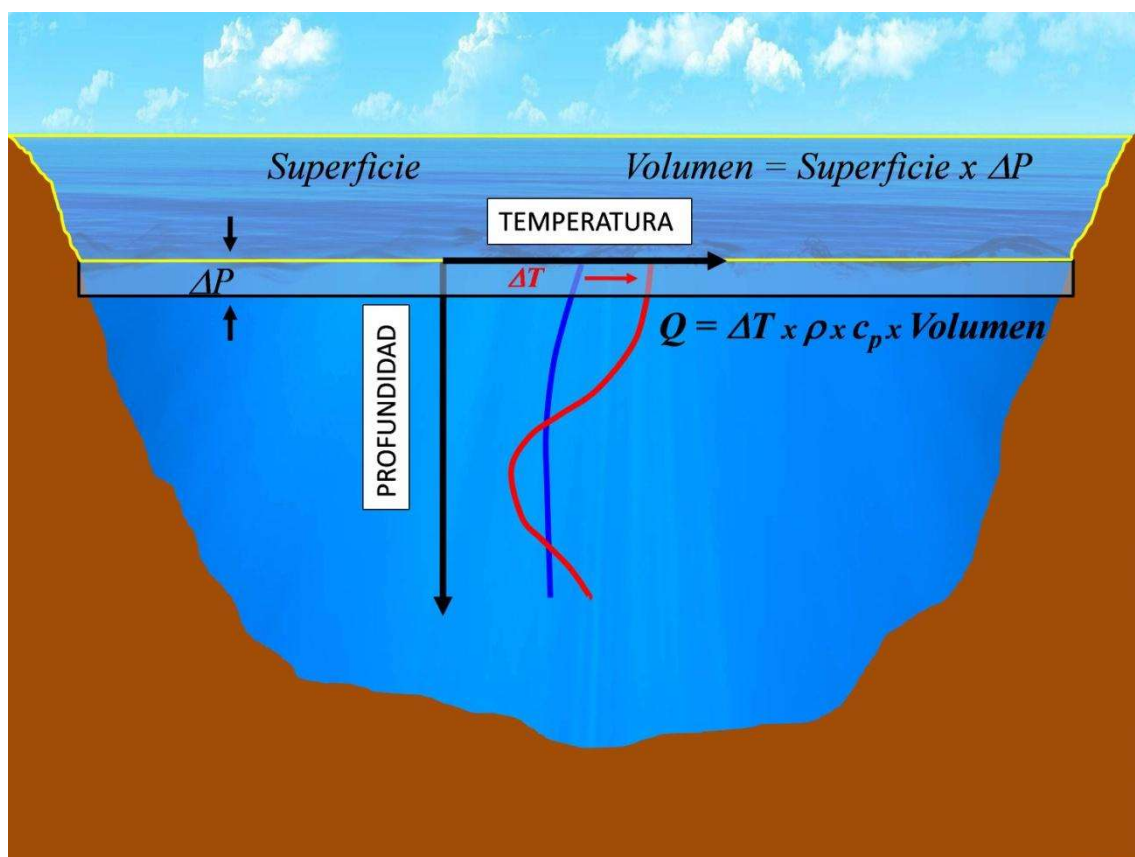


Figura 146: Representación esquemática del cálculo del calor absorbido por la columna de agua. La curva azul muestra un perfil de temperatura de referencia, y la curva roja muestra la temperatura en un momento concreto para el que queremos calcular el calor absorbido. Ambos perfiles de temperatura se consideran representativos de las condiciones de temperatura en una zona cuya superficie queda encerrada por la línea amarilla.

La variación de temperatura es diferente en cada profundidad, por lo que tenemos que dividir la columna de agua en pequeñas capas o rangos de profundidad y calcular separadamente el calor absorbido o cedido por cada una de ellas. Consideremos ahora una



capa de espesor ΔP situada en la superficie del mar. El volumen de agua contenido en esta capa es el producto de la superficie por ΔP . En este caso esta capa de agua habrá absorbido calor de acuerdo con la expresión: $Q = \Delta T \times \rho \times c_p \times \text{Volumen}$, donde ΔT es la variación de temperatura experimentada en este nivel concreto de profundidad, y ρ y c_p son la densidad y calor específico del agua en este nivel de profundidad. Este cálculo tendríamos que repetirlo para todas las capas que van desde la superficie hasta el fondo del mar. Como se ve en este ejemplo, en algunas profundidades la temperatura ha aumentado, y por tanto el mar ha absorbido calor, mientras que en otras la temperatura ha disminuido, y el mar ha cedido calor. Además, hay que considerar que la superficie de cada capa no es la misma, y a medida que aumenta la profundidad la superficie disminuye. También debe tenerse en cuenta que las variaciones de temperatura suelen ser más acusadas en las aguas más superficiales que en las profundas. Sin embargo, estas aguas se limitan a los primeros 150 o 200 m de la columna de agua, mientras que la profundidad de los océanos es en promedio de más de 3700 m, y en el caso del Mediterráneo es de casi 1400 m. Por ello, el volumen total que ocupan las aguas superficiales es mucho menor que el de las aguas intermedias y profundas y, en consecuencia, variaciones pequeñas de temperatura de estas capas últimas tienen un peso mucho mayor en el balance total de la columna de agua y del calor absorbido por el mar.

Las aguas mediterráneas españolas han absorbido calor desde 1990 a un ritmo de 0,21 W/m². Este ritmo se aceleró desde mediados del siglo XX. Así, la tendencia calculada para el periodo 1945-2020 fue de 0,46 W/m² (Tabla 46). Esta cifra es prácticamente igual a la obtenida para el océano global (Von Schuckmann *et al.*, 2020).

Tabla 46: Tasas de absorción de calor para toda la zona del Mediterráneo español considerada en el presente estudio. Estas tasas se expresan en vatios por metro cuadrado para la capa superficial (0-150 m), intermedia (150-600 m), profunda (600 m-fondo), y para todo el rango de profundidad. Las columnas 2 y 3 muestran estas tendencias para el periodo 1900-2020, y las columnas 4 y 5 para el periodo 1945-2020. Las columnas 2 y 4 corresponden a las tendencias, y las 3 y 5 muestran el intervalo de confianza dentro del nivel del 95 %.

	Tendencias. Calor absorbido (W/m ²)			
	1900-2020		1945-2020	
0-150	0,03	[-0,02, 0,08]	0,05	[-0,08, 0,17]
150-600	0,03	[0,00, 0,07]	0,11	[0,03, 0,18]
600-fondo	0,15	[0,07, 0,22]	0,34	[0,22, 0,45]
Total	0,21	[0,05, 0,37]	0,46	[0,20, 0,72]

Al considerar todas las zonas de estudio en su conjunto, se observa que todas las capas, superficial, intermedia y profunda, contribuyen a esta absorción de calor. Sin embargo, hay que señalar que la tendencia obtenida para la capa superficial no es estadísticamente significativa. De igual forma, cuando se analizan cada una de las zonas geográficas por separado (Tabla 47 a Tabla 50), la tendencia correspondiente al mar de Alborán es negativa, y aunque las tendencias de la capa superficial son positivas para cabo de Palos, Baleares y Zona Norte, no son estadísticamente significativas. Aun así, la columna de agua en su totalidad sí muestra tendencias positivas en todas las regiones de estudio reflejando el mayor peso en estos cálculos (por su mayor volumen) de las capas intermedia y profunda.



Tabla 47: Tasas de absorción de calor para el mar de Alborán expresadas en wátios por metro cuadrado para la capa superficial (0-150 m), intermedia (150-600 m), profunda (600 m-fondo), y para todo el rango de profundidad. Las columnas 2 y 3 muestran estas tendencias para el periodo 1900-2020, y las columnas 4 y 5 para el periodo 1945-2020. Las columnas 2 y 4 corresponden a las tendencias, y las 3 y 5 muestran el intervalo de confianza dentro del nivel del 95 %.

Alborán. Tendencias. Calor absorbido (W/m ²)				
	1900-2020		1945-2020	
0-150	-0,02	[-0,06, 0,02]	-0,08	[-0,17, 0,02]
150-600	0,05	[0,01, 0,08]	0,13	[0,07, 0,20]
600-fondo	0,06	[0,03, 0,08]	0,14	[0,10, 0,18]
Total	0,07	[0,00, 0,15]	0,19	[0,05, 0,34]

Tabla 48: Tasas de absorción de calor para la zona de cabo de Palos expresadas en wátios por metro cuadrado para la capa superficial (0-150 m), intermedia (150-600 m), profunda (600 m-fondo), y para todo el rango de profundidad. Las columnas 2 y 3 muestran estas tendencias para el periodo 1900-2020, y las columnas 4 y 5 para el periodo 1945-2020. Las columnas 2 y 4 corresponden a las tendencias, y las 3 y 5 muestran el intervalo de confianza dentro del nivel del 95 %.

Cabo de Palos. Tendencias. Calor absorbido (W/m ²)				
	1900-2020		1945-2020	
0-150	0,02	[-0,05, 0,10]	0,09	[-0,02, 0,19]
150-600	0,02	[-0,01, 0,06]	0,11	[0,04, 0,17]
600-fondo	0,16	[0,06, 0,25]	0,36	[0,20, 0,52]
Total	0,21	[0,07, 0,34]	0,54	[0,27, 0,81]

Tabla 49: Tasas de absorción de calor para la zona de las islas Baleares expresadas en wátios por metro cuadrado para la capa superficial (0-150 m), intermedia (150-600 m), profunda (600 m-fondo), y para todo el rango de profundidad. Las columnas 2 y 3 muestran estas tendencias para el periodo 1900-2020, y las columnas 4 y 5 para el periodo 1945-2020. Las columnas 2 y 4 corresponden a las tendencias, y las 3 y 5 muestran el intervalo de confianza dentro del nivel del 95 %.

Baleares. Tendencias. Calor absorbido (W/m ²)				
	1900-2020		1945-2020	
0-150	0,03	[-0,03, 0,09]	0,02	[-0,13, 0,16]
150-600	0,03	[-0,01, 0,07]	0,09	[0,02, 0,17]
600-fondo	0,16	[0,09, 0,23]	0,36	[0,26, 0,45]
Total	0,21	[0,06, 0,36]	0,47	[0,20, 0,73]

Tabla 50: Tasas de absorción de calor para la Zona Norte expresadas en wátios por metro cuadrado para la capa superficial (0-150 m), intermedia (150-600 m), profunda (600 m-fondo), y para todo el rango de profundidad. Las columnas 2 y 3 muestran estas tendencias para el periodo 1900-2020, y las columnas 4 y 5 para el periodo 1945-2020. Las columnas 2 y 4 corresponden a las tendencias, y las 3 y 5 muestran el intervalo de confianza dentro del nivel del 95 %.

Norte. Tendencias. Calor absorbido (W/m ²)				
	1900-2020		1945-2020	
0-150	0,07	[-0,03, 0,18]	0,16	[-0,06, 0,38]
150-600	0,06	[0,01, 0,11]	0,16	[0,08, 0,25]
600-fondo	0,15	[0,02, 0,27]	0,36	[0,12, 0,60]
Total	0,27	[0,05, 0,50]	0,71	[0,25, 1,16]

6.4.5. Temperatura superficial del mar. Medidas desde satélite

Desde finales de la década de 1970 se dispone de medidas de la temperatura del mar obtenidas mediante radiómetros que operan desde satélites artificiales. Al contrario de lo que ocurre con las medidas *in situ*, las medidas remotas tienen una buena cobertura espacial y temporal. En este trabajo hemos usado los datos diarios proporcionados por la Agencia Nacional Oceanográfica y Atmosférica de los Estados Unidos, más conocida por sus siglas



en inglés NOAA (*National Oceanographic and Atmospheric Administration*). Los datos utilizados son “High-resolution Blended Analysis of Daily SST and Ice” (<https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.highres.html>, Huang *et al.*, 2021), que tienen una resolución espacial de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ en latitud y longitud.

Cada una de las celdas o cuadrículas de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ en las que se obtiene la temperatura superficial del mar se denomina pixel. Se analizó la evolución de la temperatura de la superficie del mar en cada uno de los pixeles del Mediterráneo Occidental que rodea las costas españolas estimándose la tendencia o ritmo medio de crecimiento de la temperatura. La Figura 147 muestra estas tendencias expresadas en grados centígrados por siglo.

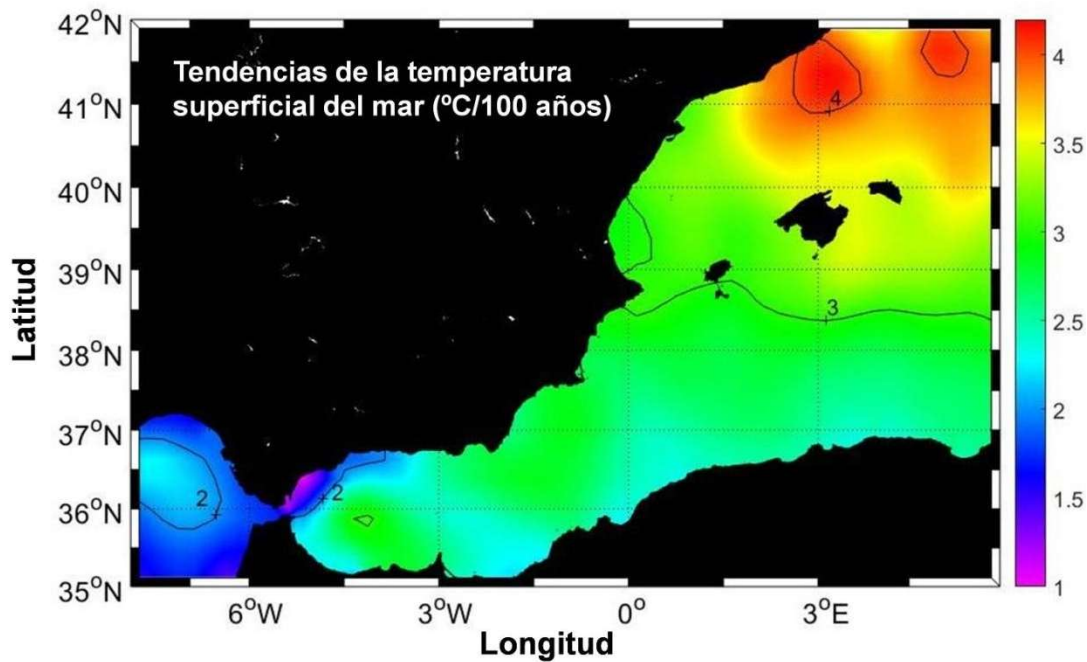


Figura 147: Tendencias de temperatura, expresadas en grados centígrados por cada cien años.

Estas tendencias muestran un claro calentamiento de las aguas mediterráneas desde, al menos, 1981, y evidencian que la falta de resultados robustos para la capa superficial del mar a partir de datos *in situ* se debe a la alta variabilidad natural de la temperatura de esta capa y la escasez de medidas. Al contrario, cuando se dispone de medidas diarias (como ocurre con las medidas de satélites), las estimaciones de las tendencias son significativas y robustas. Estos resultados muestran un calentamiento muy intenso que alcanza los $4^\circ\text{C}/100$ años en la zona más septentrional, frente a las costas catalanas y al sur del golfo de León. Las tendencias son más moderadas en la parte noroccidental del mar de Alborán, entre las costas de Cádiz y Málaga. Este hecho parece estar relacionado con la existencia de una zona de fuerte afloramiento desde el estrecho de Gibraltar hasta la bahía de Málaga.

En este punto es necesario aclarar que un afloramiento es un movimiento vertical ascendente de aguas profundas, o simplemente, aguas situadas por debajo de la superficie del mar, que hace que dichas aguas “afloren” o lleguen hasta la superficie del mar. Las causas que originan estos afloramientos son diversas. La más común es la acción del viento, pero también pueden deberse a la circulación de las aguas, la formación de remolinos ciclónicos, o, como en el caso del estrecho de Gibraltar, la fuerte mezcla, inducida por las mareas internas, entre las aguas superficiales atlánticas que entran en el Mediterráneo y las aguas mediterráneas que salen hacia el Atlántico.



Al igual que se ha hecho en el resto de las secciones de este apartado, hemos obtenido series mensuales de temperatura superficial del mar para cada una de las cuatro regiones en las que hemos dividido este estudio. Las aguas superficiales están afectadas por un acusado ciclo estacional, con temperaturas más elevadas en verano que alcanzan su máximo valor en agosto, y temperaturas más bajas en invierno, con un valor mínimo entre febrero y marzo. La Figura 148 muestra el ciclo estacional promedio para cada una de las cuatro zonas. Puede observarse que los valores estivales más altos se registran en las zonas de cabo de Palos y Baleares. Los valores invernales más bajos corresponden a la Zona Norte, siendo los más suaves los de Alborán, debido a la influencia de las aguas procedentes del Atlántico, que en invierno son más cálidas que las del Mediterráneo.

Si a cada una de las medidas mensuales que forman nuestras series temporales y que se extienden desde 1981 hasta 2021, le sustraemos el ciclo estacional promedio, obtenemos series de anomalías de temperatura las cuales se han representado en la Figura 148.

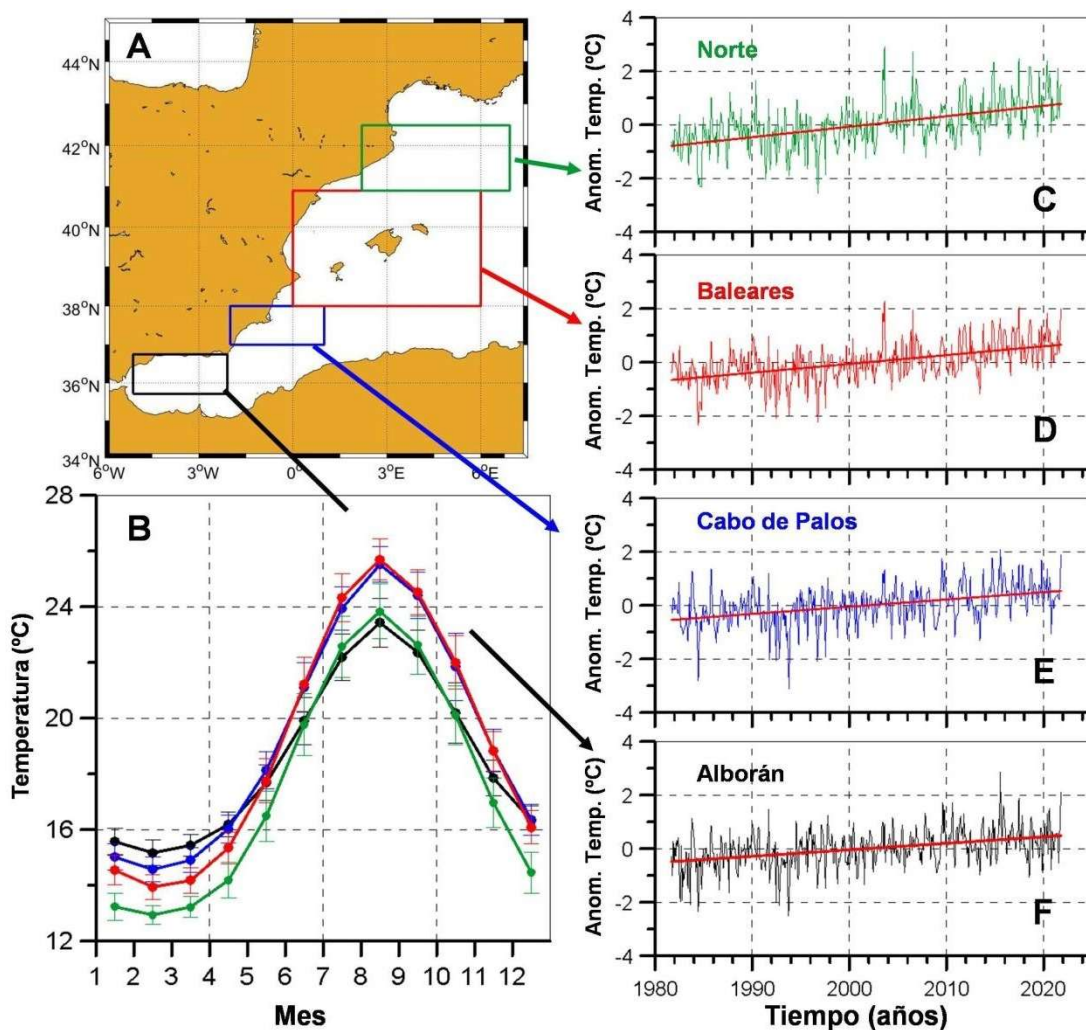


Figura 148: Los rectángulos en la figura A muestran las cuatro zonas en las que se ha dividido la zona de estudio. Cada rectángulo se ha dibujado con el mismo color con el que luego se representan las correspondientes series temporales: negro para Alborán, azul para cabo de Palos, rojo para las Baleares, y verde para la Zona Norte. La figura B muestra los ciclos estacionales de la temperatura superficial para cada una de las cuatro zonas analizadas, y las figuras C, D, E, y F muestran las series temporales de anomalías o residuos respecto del ciclo estacional para cada una de las cuatro zonas.

La Tabla 51 y Tabla 52 muestran las tendencias de la temperatura superficial del mar (medida desde satélites) para las zonas de Alborán y cabo de Palos (Tabla 51) y para las zonas de Baleares y Norte (Tabla 52). En todos los casos se incluye la tendencia (expresada en



grados/100 años) experimentada por la temperatura media anual, así como por las temperaturas de cada mes del año. Las temperaturas medias anuales están aumentando a un ritmo muy fuerte de más de 2, e incluso 3 grados por siglo. Este aumento es más intenso en los meses de verano y principios de otoño, entre agosto y octubre, cuando puede alcanzar los 6°C/100 años. Como ya se ha señalado anteriormente, la Tabla 51 y Tabla 52 muestran que la velocidad a la que se produce el calentamiento de las aguas mediterráneas es mayor a medida que nos desplazamos hacia el norte.

Tabla 51: Tendencias de la temperatura superficial del mar medida desde satélites, para la temperatura media anual (fila 3), y para cada uno de los meses del año (filas 5 a 16). Las tendencias se expresan en grados centígrados por cada 100 años. Las columnas 2 y 3 corresponden a las tendencias e intervalos de confianza, respectivamente, para el mar de Alborán, mientras que las columnas 4 y 5 corresponden a la zona de cabo de Palos.

SST	Alborán		Cabo de Palos	
	Tendencia	I. C (95 %)	Tendencia	I. C (95 %)
Anual	2,43	0,49	2,70	0,49
Enero	1,55	1,22	1,10	1,21
Febrero	1,01	1,24	1,32	1,19
Marzo	0,35	1,09	2,05	1,23
Abril	1,34	1,14	3,99	1,34
Mayo	3,41	1,39	3,95	2,13
Junio	3,32	2,10	3,66	1,82
Julio	2,63	2,16	3,39	1,41
Agosto	4,78	1,91	2,76	2,12
Septiembre	2,39	2,02	4,62	2,96
Octubre	4,93	2,48	1,85	2,07
Noviembre	1,37	1,72	1,58	1,46
Diciembre	1,88	1,32	1,10	1,21

Tabla 52: Tendencias de la temperatura superficial del mar medida desde satélites, para la temperatura media anual (fila 3), y para cada uno de los meses del año (filas 5 a 16). Las tendencias se expresan en grados centígrados por cada 100 años. Las columnas 2 y 3 corresponden a las tendencias e intervalos de confianza, respectivamente, para la zona de las islas Baleares, mientras que las columnas 4 y 5 corresponden a la Zona Norte.

SST	Baleares		Norte	
	Tendencia	I. C (95 %)	Tendencia	I. C (95 %)
Anual	3,28	0,47	3,91	0,55
Enero	2,41	1,27	2,31	1,10
Febrero	1,44	1,18	1,46	0,79
Marzo	1,51	1,22	1,85	0,90
Abril	3,28	1,22	4,21	1,14
Mayo	3,96	1,81	3,52	2,25
Junio	5,36	2,09	6,72	2,24
Julio	4,07	2,01	4,98	2,61
Agosto	3,42	1,76	4,77	2,30
Septiembre	3,88	1,77	5,12	2,30
Octubre	4,60	2,19	5,23	2,30
Noviembre	2,72	1,79	3,47	2,26
Diciembre	2,53	1,48	3,12	1,81



6.4.6. La estación oceanográfica de L'Estartit

Como ya se ha explicado en los epígrafes anteriores, la detección de tendencias o cambios a largo plazo es difícil en las capas superficiales del mar cuando las medidas son escasas. Cuanto mayor sea la variabilidad natural de la variable que estemos midiendo, más difícil será esta detección, y necesitaremos de series temporales más largas. Es decir, las tendencias, en caso de existir, no podrán ser reveladas por nuestro análisis hasta que llevemos muchos años midiendo sistemáticamente.

Este es el caso de la temperatura en las capas superiores del mar. No obstante, desde finales de la década de 1970 o principio de la década de 1980 disponemos de medidas de la temperatura superficial del mar tomadas desde satélites. Estas medidas tienen una buena resolución temporal y espacial y han revelado un intenso calentamiento de la superficie del Mediterráneo (ver epígrafe anterior). La temperatura de la superficie del mar suele ser representativa de una capa de algunos metros de profundidad, a veces decenas o centenas de metros, debido al oleaje que mezcla y homogeniza la temperatura de esos metros más superficiales. Sin embargo, durante el verano, cuando la estratificación de la columna de agua es más intensa, estas medidas solo representan el comportamiento de la superficie.

Por este motivo es de gran importancia la serie temporal de temperatura de la estación oceanográfica y meteorológica de L'Estartit. Desde principios de 1970 (10 años antes del inicio de las medidas satelitales), Josep Pascual, con el apoyo y financiación del Instituto de Ciencias del Mar de Barcelona (Consejo Superior de Investigaciones Científicas) mantiene una estación meteorológica y oceanográfica en la localidad catalana de L'Estartit. En concreto la estación oceanográfica consiste en un muestreo semanal en un punto de la plataforma continental de 80 m de profundidad (Figura 149). Las medidas se realizan en la superficie, y a 20, 50, y 80 m de profundidad. Esta serie temporal de temperatura es de una extraordinaria importancia ya que en la actualidad cuenta con más de 50 años de datos, tiene una frecuencia de muestreo (semanal) que ha demostrado ser adecuada para el análisis de las distintas escalas temporales con las que varía la temperatura del mar (Salat *et al.*, 2019; 2006), y, finalmente, abarca una gran parte de la columna de agua de la plataforma continental. Esta estación oceanográfica pone de manifiesto otros aspectos de los sistemas de observación marina que no son estrictamente científicos, sino más bien de gestión y planificación: en ocasiones la disponibilidad de series de datos marinos de gran calidad depende de la buena voluntad y el buen hacer de una persona, en este caso de Josep Pascual, cuyo trabajo a lo largo de más de cinco décadas, es impagable y ha resultado de una extraordinaria importancia.

La Figura 149A muestra el ciclo estacional medio de la temperatura en la plataforma continental de L'Estartit. Puede apreciarse con claridad como la columna de agua se homogeniza durante los meses de enero a marzo, con valores de temperatura alrededor de 13°C en toda la columna de agua. La temperatura alcanza un máximo de cerca de 23°C en superficie durante el mes de agosto. Puede también apreciarse que a medida que aumenta la profundidad, el máximo de temperatura se retrasa hasta octubre o incluso noviembre. Tal y como se explica en el próximo epígrafe dedicado a la capa de mezcla, este proceso muestra cómo las tormentas y el oleaje otoñal difunde hacia el fondo del mar el calor acumulado en la superficie durante los meses de verano.

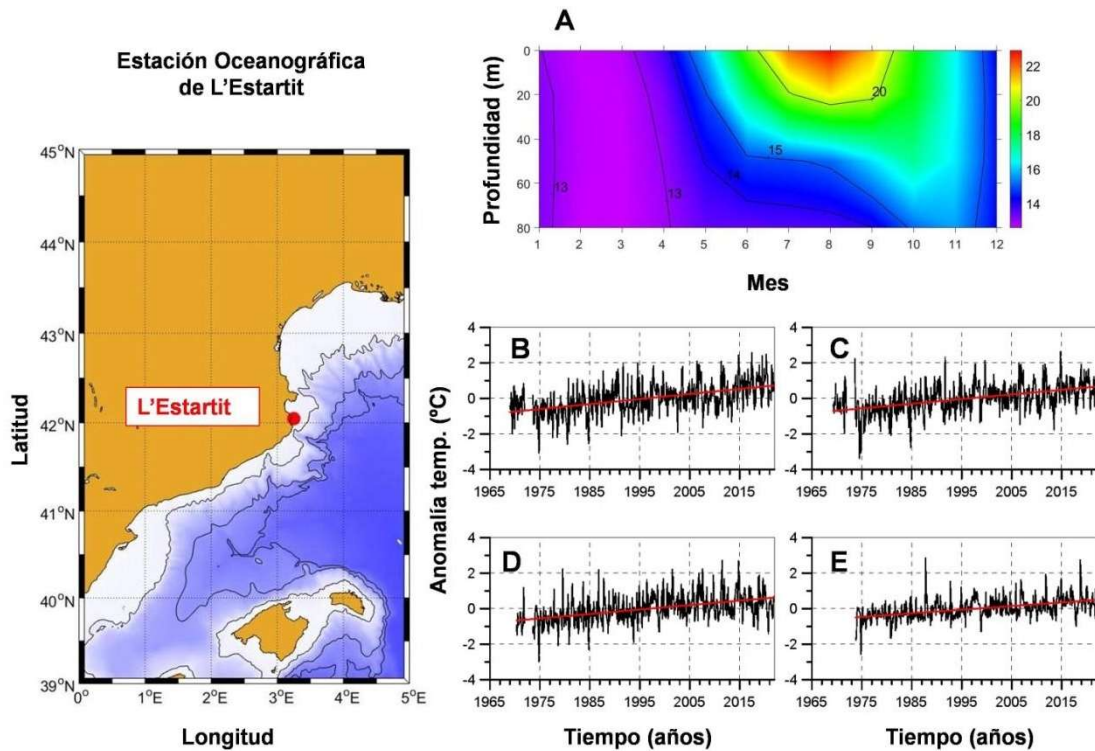


Figura 149: Situación de la estación meteorológica y oceanográfica de L'Estartit. A: Evolución del ciclo estacional medio de la temperatura del mar desde la superficie hasta 80 m de profundidad. Las figuras B, C, D, y E muestran las series temporales de anomalías o residuos de la temperatura del mar en 0, 20, 50, y 80 m de profundidad (líneas negras). Las curvas rojas muestran el ajuste de una recta por mínimos cuadrados.

Las Figura 149B, C, D, y E muestran la evolución a lo largo del tiempo de la temperatura en las profundidades de 0, 20, 50, y 80 m respectivamente (líneas negras). La línea roja incluida en cada una de estas figuras es una recta ajustada por mínimos cuadrados que refleja el ascenso de estas temperaturas. La Tabla 53 muestra las tendencias (pendiente de las líneas rojas) para cada una de las profundidades muestreadas.

Tabla 53: Tendencias de temperatura del agua del mar en la estación de L'Estartit expresadas en grados centígrados por cada 100 años. La primera columna indica la profundidad, las columnas 2 y 3 muestran el año inicial y final de cada serie temporal, la columna 4 es la tendencia, calculada como la pendiente de la recta ajustada por mínimos cuadrados, y la columna 5 es el intervalo de confianza de la tendencia en el nivel de confianza del 95 %.

Profundidad	Año inicial	Año final	Tendencia	IC (95 %)
0	1969	2021	2,8	0,4
20	1969	2021	2,6	0,4
50	1970	2021	2,5	0,4
80	1973	2021	2,0	0,3

Estas tendencias muestran, al igual que lo hacían los datos obtenidos mediante satélites, un calentamiento muy intenso de las aguas de la plataforma continental catalana, con tendencias que casi alcanzan los 3 grados por siglo en la superficie, y los 2 grados por siglo a 80 m de profundidad. Estos resultados, junto con los del epígrafe anterior, muestran que sin lugar a duda la capa superficial del Mediterráneo occidental se está calentando de forma muy rápida y que la ausencia de tendencias significativas cuando se usan datos históricos o datos con periodicidad trimestral se debe a que esta frecuencia de muestreo es insuficiente para la correcta detección de los cambios que están experimentando las capas más superficiales del mar.



6.4.7. Capa de mezcla y variación de la densidad

Uno de los efectos adversos que el cambio climático podría tener sobre los ecosistemas marinos es un aumento de la estratificación del mar y, como consecuencia de este aumento, un descenso de su productividad. ¿Qué es esto de la estratificación de los mares?, ¿cómo puede verse afectada por el cambio climático? Consideremos el esquema de la Figura 150.

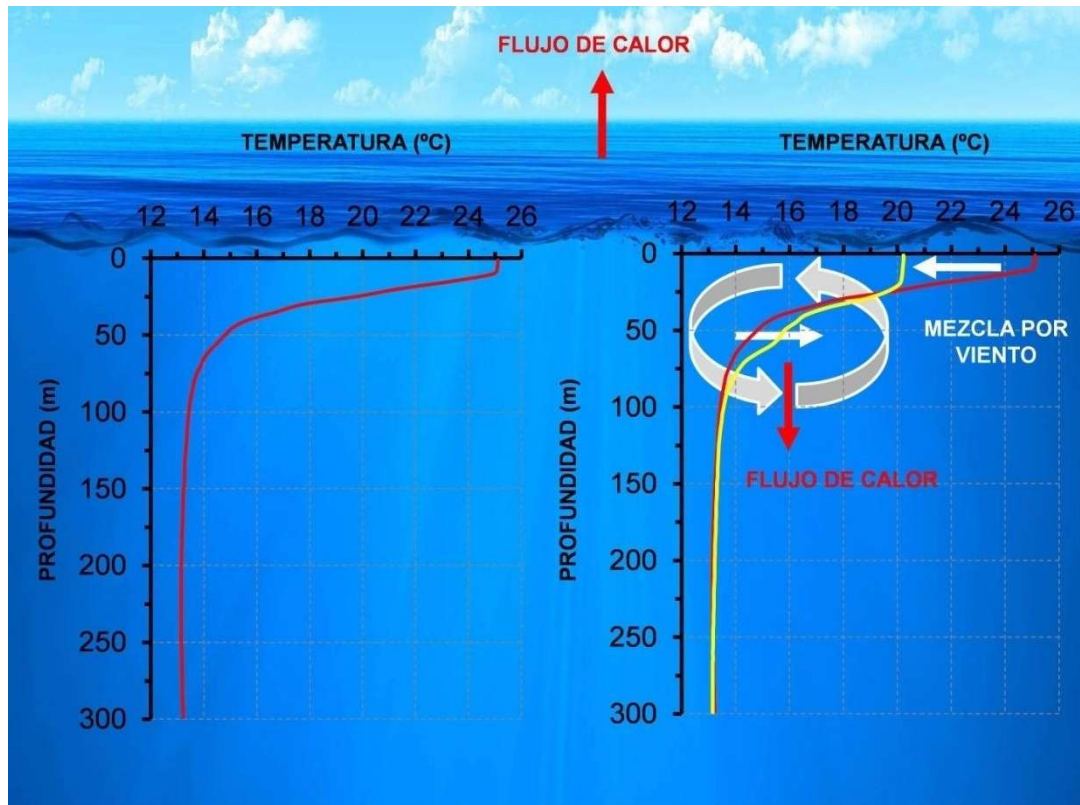


Figura 150: Esquema del proceso de profundización de la capa de mezcla. La curva roja del panel izquierdo muestra una situación estival con una columna de agua fuertemente estratificada. La curva amarilla del panel de la derecha muestra el proceso de mezcla que se inicia en otoño con la pérdida de calor a través de la superficie del mar; y la mezcla turbulenta inducida por el viento.

A partir de la primavera, y sobre todo durante el verano, el mar absorbe calor del Sol y de la atmósfera. El resultado es que aumenta considerablemente la temperatura de las capas más superficiales del mar. Durante esta época del año los temporales van disminuyendo en intensidad y frecuencia, y los vientos (con excepciones) y el oleaje son suaves. En consecuencia, la capacidad del mar para mezclarse y exportar ese calor absorbido hacia el fondo es muy limitada. Dicho calor queda concentrado en unos pocos metros próximos a la superficie de tal manera que a lo largo de la columna de agua podemos distinguir claramente: una capa superficial de poco espesor muy cálida, una zona de transición donde la temperatura desciende bruscamente con la profundidad a la que llamamos termoclina estacional, y una capa profunda, que se extiende hasta el fondo del mar, a la que no llega el calor y que por tanto no varía su temperatura con el paso de las estaciones. Esta situación veraniega se esquematiza en la parte izquierda de la Figura 150. Podemos decir que en el mar hay dos capas o "estratos", uno superficial y cálido, y otro frío y profundo, separados por la zona de transición que constituye la termoclina estacional. Decimos que el mar está estratificado.

Esta situación tiene importantes consecuencias para el funcionamiento de los ecosistemas marinos. Con el aumento de la disponibilidad de luz a finales de invierno y principios de la



primavera suele producirse una floración o "bloom" primaveral del fitoplancton marino. El fitoplancton necesita nutrientes inorgánicos (sales de nitrógeno, fósforo y silicio) para su crecimiento. A medida que transcurre la primavera y el verano estos nutrientes se van agotando. La ausencia de tormentas y la suavidad del viento no permite que las aguas se agiten, o al menos no hasta una profundidad mayor que unos pocos metros por debajo de la superficie. La misma causa que impide que el calor penetre hacia el interior del mar, tampoco deja que los nutrientes, que son abundantes en el fondo del mar, lleguen hasta la superficie.

Al llegar el otoño, y a lo largo del invierno, el mar empieza a ceder calor a la atmósfera, de tal forma que su superficie se enfría aumentando su densidad. Este aumento de densidad en la superficie constituye una situación inestable que hace que las aguas se mezclen. Al mismo tiempo la acción de vientos más fuertes produce la mezcla de las capas superficiales con aquellas más profundas. El resultado es que el calor que se había almacenado durante el verano en la superficie del mar penetra hacia el interior de la columna de agua, al mismo tiempo que los nutrientes que son abundantes en las aguas más profundas alcanzan las capas más superficiales. De esta forma se rompe la estratificación estival y se genera una capa de agua con propiedades homogéneas que denominamos capa de mezcla. La profundidad que alcanza esta capa de mezcla variará de unos lugares a otros en función de la intensidad del viento y de la pérdida de calor hacia la atmósfera. En algunas regiones del océano podrá ser de unas decenas de metros, en otros hablaremos de centenas, y en algunos casos (los más excepcionales) esta mezcla alcanzará hasta el fondo del mar, y estaremos hablando de la formación de aguas profundas, tal y como explicamos en epígrafes anteriores.

Estos procesos de mezcla son fundamentales para los ecosistemas marinos, ya que la inyección de nutrientes en las capas superficiales bien iluminadas por la luz del Sol favorece la producción primaria realizada por el fitoplancton que constituye la base de la cadena trófica. Al mismo tiempo esta mezcla aporta oxígeno a las capas intermedias e incluso profundas de los mares. La efectividad de este beneficioso proceso depende, entre otros factores, de la intensidad de los vientos, y de la diferencia de densidad existente al final del verano entre la capa cálida superficial y la capa profunda y fría. O si se prefiere, depende de la intensidad de la termoclina, es decir, de cómo de intenso sea ese gradiente de temperatura y, por tanto, de densidad. Una capa superficial cada vez más cálida debido al cambio climático aumentaría este contraste de densidad. Podríamos decir que aumentaría la estratificación del mar, y disminuiría la eficiencia de las tormentas otoñales e invernales para causar la necesaria mezcla. La profundidad de la capa de mezcla disminuiría y los mares se harían menos productivos al producirse un menor aporte de nutrientes a las capas superficiales. Igualmente disminuiría la ventilación (aporte de oxígeno) de las capas profundas del mar.

De todo lo expuesto hasta ahora se desprende que es de gran importancia determinar si la capa de mezcla está reduciendo su profundidad en las aguas mediterráneas, o, dicho de otra forma, si la eficiencia de la mezcla otoñal e invernal está disminuyendo. Para este análisis se han utilizado dos fuentes de datos. Por una parte, los datos de temperatura y salinidad obtenidos con periodicidad estacional desde principios de la década de 1990 por el Instituto Español de Oceanografía. Para cada una de las campañas oceanográficas realizadas y para cada punto de muestreo podemos calcular la profundidad de la capa de mezcla. Este cálculo puede hacerse de diferentes formas. En unos casos se considera que la capa de agua bien mezclada se extiende hasta aquella profundidad en la que el descenso de temperatura supera un cierto umbral. En otros casos podemos aplicar este umbral al incremento de la densidad, y finalmente otros métodos analizan los cambios en la pendiente de la termoclina (Vargas-



Yáñez *et al.*, 2022; Lorbacher *et al.*, 2006; de Boyer Montegut *et al.*, 2004). Además de los datos procedentes de los sistemas de observación del IEO-CSIC, se usaron los datos de profundidad de capa de mezcla disponibles en la web mixedlayer.ucsd.edu (Holte *et al.*, 2017) que son calculados a partir de los perfiladores Argo (<https://argo.ucsd.edu>). En este caso las series de datos de profundidad de la capa de mezcla son mensuales.

A partir de todos los datos de profundidad de capa de mezcla se calculó el valor medio para cada estación del año a partir de los datos de RADMED y usando las tres metodologías anteriormente descritas. Además, se calculó el valor medio de la capa de mezcla para cada mes del año usando todos los datos de perfiladores Argo encontrados dentro de las zonas que se muestran en la Figura 151, Figura 152 y Figura 153 y que ya han sido usadas en los epígrafes anteriores (ver Vargas-Yáñez *et al.*, 2022).

La Figura 151 muestra estos resultados para las estaciones P4, M4, V4, S4, y CG4. En la figura correspondiente a la estación M4 se han incluido los resultados obtenidos para la zona encerrada en el rectángulo rojo a partir de los datos de perfiladores Argo. Estos últimos resultados se muestran con líneas discontinuas. Las curvas azules corresponden al uso de un umbral de temperatura, y las rojas a un umbral de densidad.

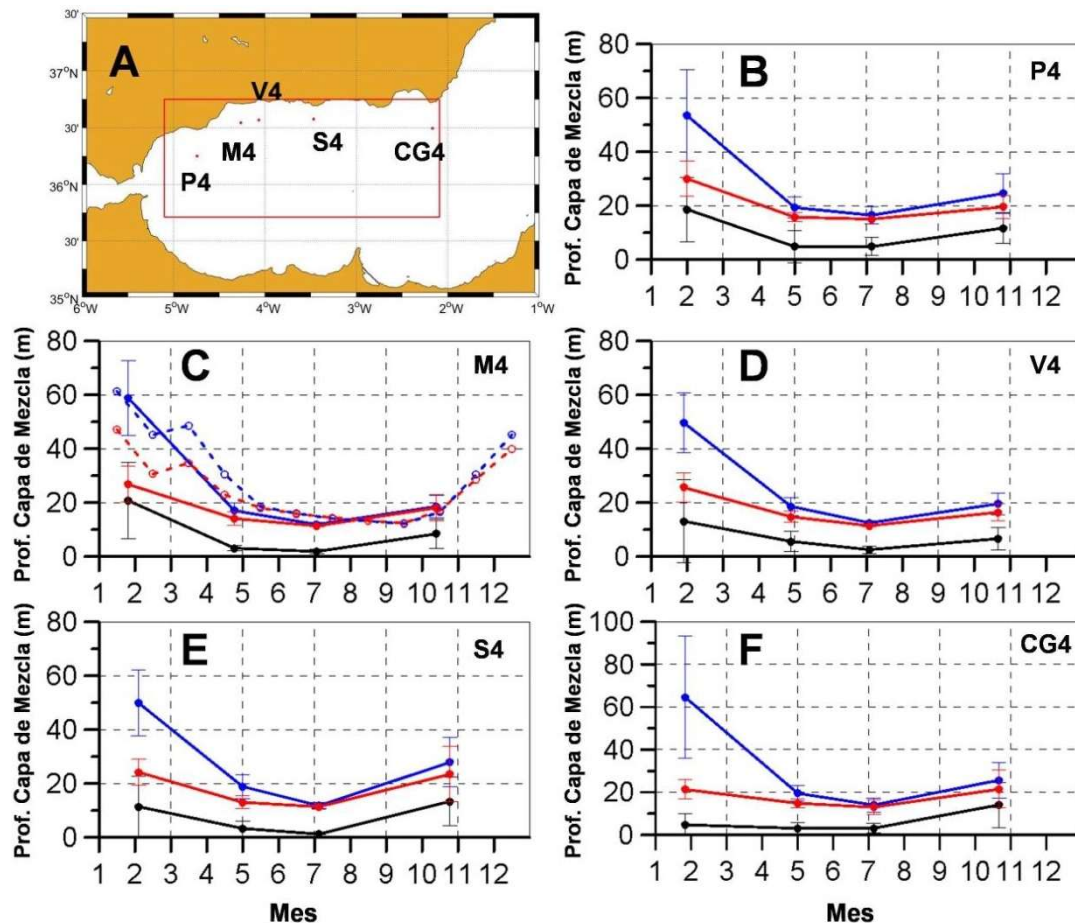


Figura 151: Las figuras B, C, D, E, y F muestran el ciclo estacional medio de la profundidad de la capa de mezcla en las estaciones P4, M4, V4, S4, y CG4 del proyecto RADMED cuya localización se muestra en la figura A. Las líneas azules muestran la profundidad de la capa de mezcla calculada mediante un umbral de temperatura, mientras que las líneas rojas muestran los resultados correspondientes al uso de un umbral de densidad. En la figura C se ha incluido el ciclo estacional calculado a partir de los datos de los perfiladores Argo localizados dentro del rectángulo rojo que se muestra en la figura A (líneas discontinuas).

La Figura 152 muestra resultados similares para la zona de cabo de Palos y el sur de las islas Baleares. En la figura correspondiente a la estación del proyecto RADMED CP3 se han



incluido los resultados correspondientes a los datos de perfiladores Argo situados dentro del rectángulo rojo que corresponde a la zona de cabo de Palos. Finalmente, la Figura 153 muestra el ciclo estacional de la profundidad de la capa de mezcla para algunas estaciones del proyecto RADMED localizadas al norte de las Baleares y en las aguas catalanas, así como en los dos rectángulos rojos que se muestran en la figura y que corresponden a la zona de Baleares y la Zona Norte.

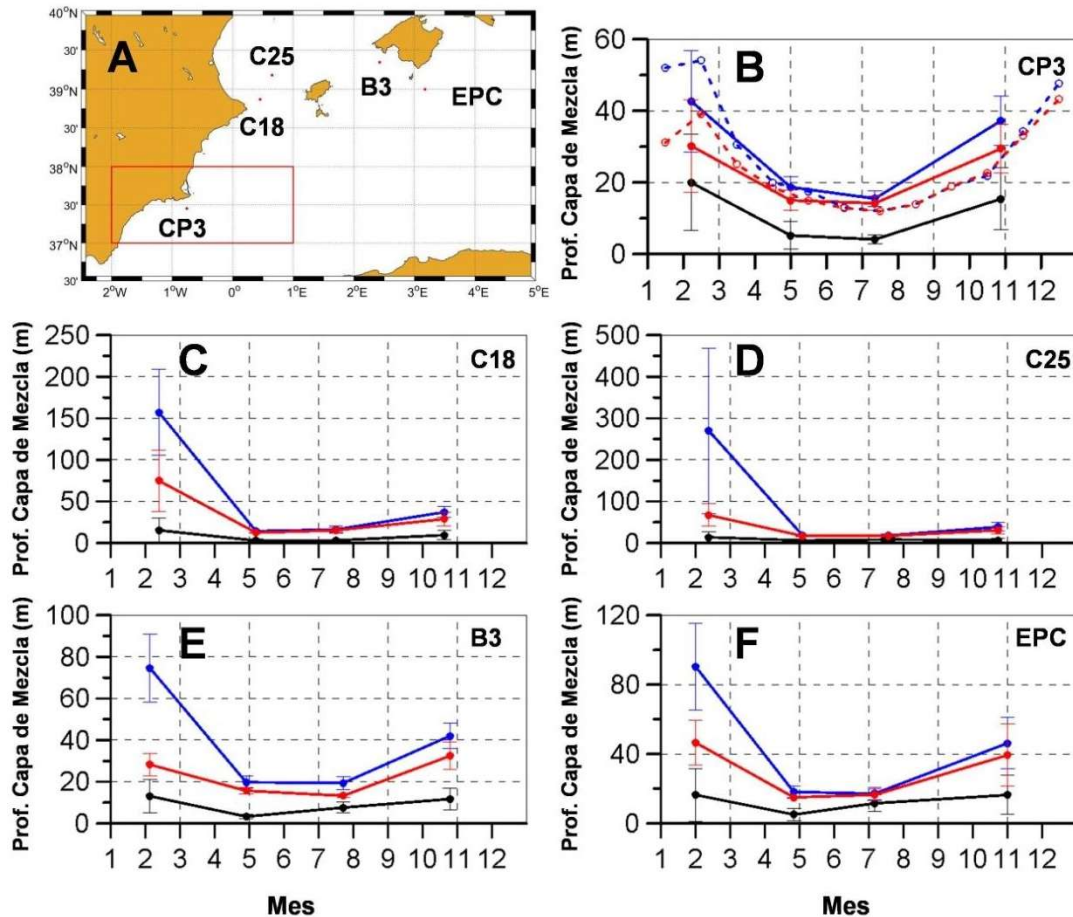


Figura 152: Las figuras B, C, D, E, y F muestran el ciclo estacional medio de la profundidad de la capa de mezcla en las estaciones CP3, C18, C25, B3, y EPC del proyecto RADMED cuya localización se muestra en la figura A. Las líneas azules muestran la profundidad de la capa de mezcla calculada mediante un umbral de temperatura, mientras que las líneas rojas muestran los resultados correspondientes al uso de un umbral de densidad. En la figura B se ha incluido el ciclo estacional calculado a partir de los datos de los perfiladores Argo localizados dentro del rectángulo rojo que se muestra en la figura A (líneas discontinuas).

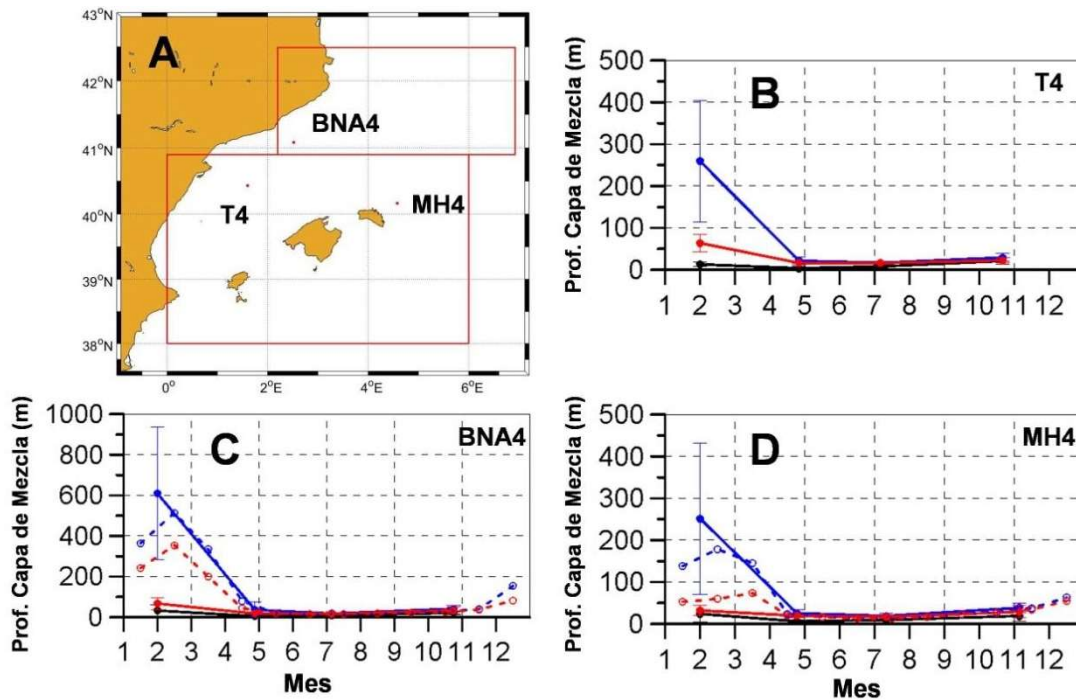


Figura 153: Las figuras B, C, y D muestran el ciclo estacional medio de la profundidad de la capa de mezcla en las estaciones T4, BNA4 y MH4 del proyecto RADMED cuya localización se muestra en la figura A. Las líneas azules muestran la profundidad de la capa de mezcla calculada mediante un umbral de temperatura, mientras que las líneas rojas muestran los resultados correspondientes al uso de un umbral de densidad. En la figura C se ha incluido el ciclo estacional calculado a partir de los datos de los perfiladores Argo localizados dentro del rectángulo rojo que se muestra en la figura A (líneas discontinuas).

Estas gráficas muestran el comportamiento esperado para la capa de mezcla a lo largo del año. La profundidad es mínima en verano, y empieza a aumentar durante el otoño para alcanzar la máxima profundidad en invierno. Esta profundidad es mayor a medida que nos desplazamos hacia el norte donde los temporales tienen una mayor intensidad.

Una vez establecido el comportamiento medio o más frecuente de la capa de mezcla en las aguas mediterráneas españolas, podemos preguntarnos si estos valores medios están variando a lo largo del tiempo, es decir, si existen tendencias que muestren un desplazamiento progresivo hacia espesores de la capa de mezcla cada vez menores (o tal vez mayores).

Los resultados obtenidos por el Grupo mediterráneo de Cambio Climático del IEO-CSIC (Vargas-Yáñez *et al.*, 2022) muestran que, desde el inicio de los programas de observación de esta institución a principios de la década de 1990 en unos casos, y desde el inicio del proyecto RADMED en 2007, en otros, no puede apreciarse ningún cambio significativo en la profundidad de la capa de mezcla. La Tabla 54 muestra estas tendencias. Los valores positivos indican un aumento de la profundidad de la capa de mezcla, mientras que los negativos corresponden a una disminución de dicha profundidad y, consecuentemente, un aumento de la estratificación. Puede apreciarse en esta tabla que los valores positivos y negativos se alternan, pero que en la mayoría de los casos estos resultados no son estadísticamente significativos como indican los intervalos de confianza (ICO).



Tabla 54: Tendencias de la profundidad de la capa de mezcla en las estaciones muestreadas en el marco del proyecto RADMED. La primera columna muestra el nombre de la estación oceanográfica. Las columnas 2 y 3 muestran el año inicial y final de las series temporales, y la columna 4 muestra la tendencia más/menos el intervalo de confianza en el nivel del 95 %. Las tendencias e intervalos de confianza se expresan en metros por año. Los resultados que son estadísticamente significativos se han resaltado con letra negrita.

Estación	Año inicial	Año final	b ± IC (m/yr)
SP6	2009	2020	-0,5 ± 2,0
GD6	2009	2020	0,4 ± 2,5
P2	1992	2021	-0,01 ± 0,16
P4	2007	2021	0,1 ± 0,5
M2	1992	2021	0,0 ± 0,2
M4	2000	2021	-0,2 ± 0,3
V2	1992	2021	0,06 ± 0,18
V4	2000	2021	-0,2 ± 0,3
S2	2007	2021	0,4 ± 0,7
S4	2007	2021	0,2 ± 0,6
CG2	2007	2021	-0,1 ± 1,1
CG4	2007	2021	0,1 ± 0,6
CP1	1996	2021	0,3 ± 0,2
CP3	1996	2021	0,4 ± 0,5
C20	1996	2021	0,7 ± 0,8
C18	1996	2021	0,4 ± 1,6
T2	2008	2021	0,5 ± 1,2
T4	2008	2021	-0,4 ± 2,0
BNA2	2007	2021	0,3 ± 2,5
BNA4	2007	2021	1,3 ± 2,4
C25	1996	2021	0,6 ± 0,8
C33	1996	2021	0,2 ± 0,5
MH2	2008	2021	0,7 ± 1,6
MH4	2007	2021	0,3 ± 1,2
B1	1995	2021	-0,15 ± 0,25
B3	1995	2021	-0,09 ± 0,25
EPC	2007	2021	0,0 ± 1,4

Si usamos los datos procedentes de los perfiladores Argo para las cuatro zonas en que hemos dividido nuestro estudio los resultados son similares. Se alternan los valores positivos y negativos, dependiendo de la zona analizada (Tabla 55). Los resultados no son estadísticamente significativos en el caso de Alborán, cabo de Palos, y la zona Norte. No obstante, hay que resaltar la reducción de la profundidad de la capa de mezcla para la zona de las Baleares. También es interesante observar, como se explicará más adelante, que esta tendencia es menor cuando se utiliza como criterio para calcular la profundidad de la capa de mezcla la densidad en lugar de la temperatura.



Tabla 55: Tendencias de la profundidad de la capa de mezcla calculadas a partir de los datos de perfiladores Argo en las cuatro zonas en las que hemos dividido el presente estudio. La primera columna muestra el nombre de la zona geográfica. Las columnas 2 y 3 muestran el año inicial y final de las series temporales. La columna 4 muestra la tendencia más/menos el intervalo de confianza en el nivel del 95 % para los cálculos correspondientes a las profundidades de capa de mezcla calculados mediante un umbral de temperatura, y la columna 5 muestra los resultados correspondientes a las profundidades de capa de mezcla calculados mediante un umbral de densidad. Los resultados que son estadísticamente significativos se han resaltado con letra negra.

	Año inicial	Año final	Umbral de Temp.	Umbral de densidad
Alborán	2006	2021	0,1 ± 0,9	0,1 ± 0,8
Cabo de Palos	2004	2021	0,1 ± 0,5	0,3 ± 0,5
Baleares	2004	2021	-4,5 ± 2,1	-1,5 ± 1,1
Norte	2003	2021	-4,8 ± 5,4	-4 ± 5

¿Cuáles podrían ser las causas de esta aparente estabilidad de la estratificación de las aguas mediterráneas que rodean las costas españolas?

Como ya hemos explicado la mezcla de la columna de agua se debe a la acción del viento y a la pérdida de calor durante el otoño y el invierno. El análisis de la intensidad del viento desde el año 1990 no reveló ninguna tendencia significativa de esta variable (Varga-Yáñez *et al.*, 2022). Otro de los factores importantes sería un aumento del contraste de densidad entre la capa superficial y la capa profunda ocasionado por el calentamiento de la primera, el cual ya se ha constatado a partir de las medidas de satélite en los epígrafes anteriores y los datos de la estación oceanográfica de L'Estartit. Sin embargo, la densidad no solo depende de la temperatura, sino también de la salinidad. Un aumento de salinidad como el mostrado en el epígrafe 6.4.3 podría compensar el efecto de la temperatura.

La Figura 154, Figura 155 y Figura 156, muestran la evolución de la densidad para las cuatro zonas de estudio: Alborán (A), cabo de Palos (B), Baleares (C) y Zona Norte (D) para las capas superficial, intermedia y profunda.

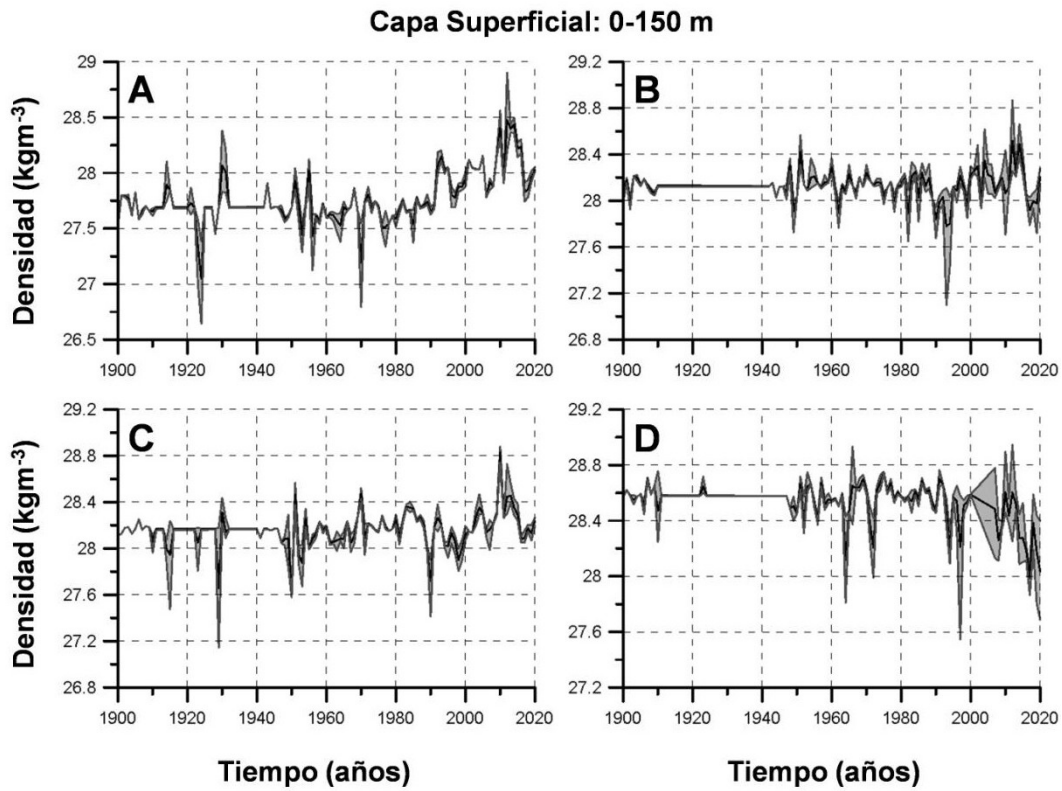


Figura 154: Series temporales de densidad para la capa superficial, desde la superficie hasta 150 m de profundidad, para el mar de Alborán (A), zona de cabo de Palos (B), islas Baleares (C), y Zona Norte (D). La densidad se representa mediante la línea negra, y la zona sombreada en gris representa la incertidumbre que procede tanto de la variabilidad natural de la serie, como de la incertidumbre asociada a la elección del método de procesado de los datos.

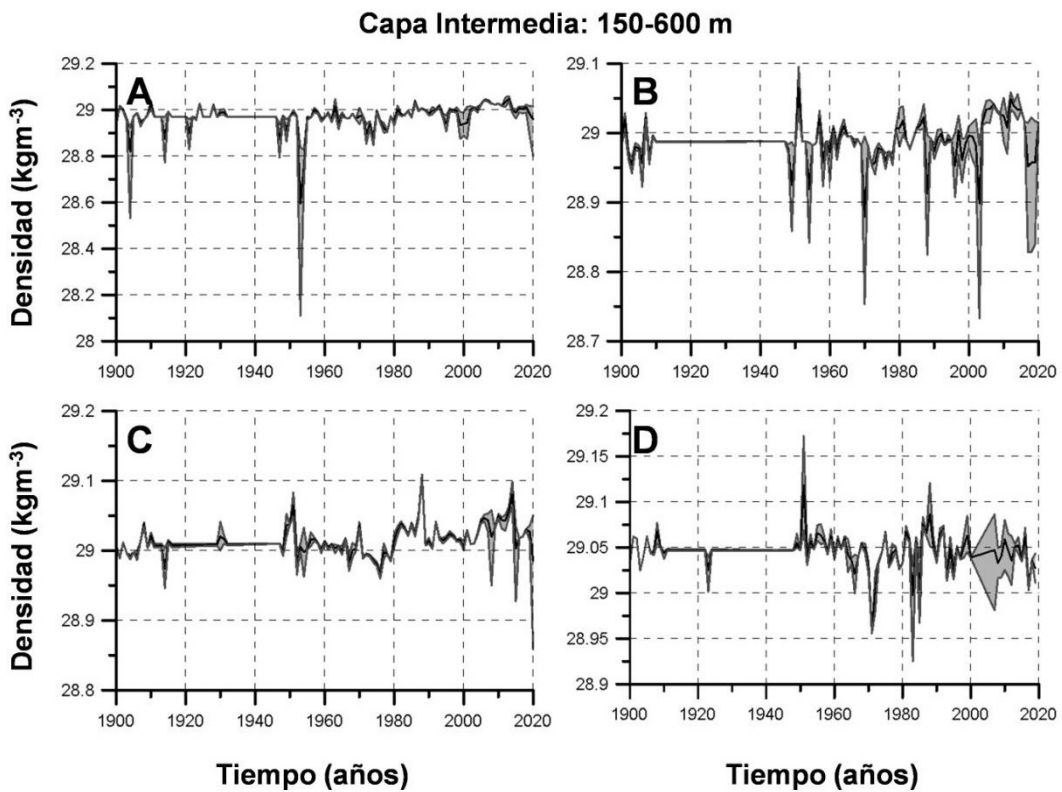


Figura 155: Series temporales de densidad para la capa intermedia, desde 150 m hasta 600 m de profundidad, para el mar de Alborán (A), zona de cabo de Palos (B), islas Baleares (C), y Zona Norte (D). La densidad se representa mediante la línea negra, y la zona sombreada en gris representa la incertidumbre que procede tanto de la variabilidad natural de la serie, como de la incertidumbre asociada a la elección del método de procesado de los datos.



Tabla 56: Tendencias de densidad para el mar de Alborán expresadas en grados por 100 años para la capa superficial (0-150 m), intermedia (150-600 m), profunda (600 m-fondo), y para todo el rango de profundidad. Las columnas 2 y 3 muestran estas tendencias para el periodo 1900-2020, y las columnas 4 y 5 para el periodo 1945-2020. Las columnas 2 y 4 corresponden a las tendencias, y las 3 y 5 muestran el intervalo de confianza dentro del nivel del 95 %.

Alborán. Tendencias. Densidad (kg m ⁻³ /100 años)				
	1900-2020		1945-2020	
0-150	0,29	[0,16, 0,42]	0,73	[0,49, 0,97]
150-600	0,01	[-0,04, 0,05]	0,03	[-0,07, 0,12]
600-fondo	0,02	[0,01, 0,02]	0,04	[0,02, 0,05]
Total	-0,07	[-0,23, 0,09]	-0,09	[-0,40, 0,21]

Tabla 57: Tendencias de densidad para la zona de cabo de Palos expresadas en grados por 100 años para la capa superficial (0-150 m), intermedia (150-600 m), profunda (600 m-fondo), y para todo el rango de profundidad. Las columnas 2 y 3 muestran estas tendencias para el periodo 1900-2020, y las columnas 4 y 5 para el periodo 1945-2020. Las columnas 2 y 4 corresponden a las tendencias, y las 3 y 5 muestran el intervalo de confianza dentro del nivel del 95 %.

Cabo de Palos. Tendencias. Densidad (kg m ⁻³ /100 años)				
	1900-2020		1945-2020	
0-150	-0,07	[-0,29, 0,15]	-0,18	[-0,59, 0,24]
150-600	0,01	[-0,03, 0,04]	0,02	[-0,05, 0,09]
600-fondo	0,01	[0,01, 0,02]	0,03	[0,02, 0,04]
Total	-0,13	[-0,28, 0,02]	-0,20	[-0,45, 0,06]

Tabla 58: Tendencias de densidad para la zona de Baleares expresadas en grados por 100 años para la capa superficial (0-150 m), intermedia (150-600 m), profunda (600 m-fondo), y para todo el rango de profundidad. Las columnas 2 y 3 muestran estas tendencias para el periodo 1900-2020, y las columnas 4 y 5 para el periodo 1945-2020. Las columnas 2 y 4 corresponden a las tendencias, y las 3 y 5 muestran el intervalo de confianza dentro del nivel del 95 %.

Baleares. Tendencias. Densidad (kg m ⁻³ /100 años)				
	1900-2020		1945-2020	
0-150	0,01	[-0,11, 0,13]	0,12	[-0,12, 0,36]
150-600	0,02	[0,00, 0,03]	0,04	[0,01, 0,07]
600-fondo	0,01	[0,01, 0,02]	0,03	[0,02, 0,04]
Total	-0,01	[-0,05, 0,03]	0,02	[-0,06, 0,09]

Tabla 59: Tendencias de densidad para la Zona Norte expresadas en grados por 100 años para la capa superficial (0-150 m), intermedia (150-600 m), profunda (600 m-fondo), y para todo el rango de profundidad. Las columnas 2 y 3 muestran estas tendencias para el periodo 1900-2020, y las columnas 4 y 5 para el periodo 1945-2020. Las columnas 2 y 4 corresponden a las tendencias, y las 3 y 5 muestran el intervalo de confianza dentro del nivel del 95 %.

Norte. Tendencias. Densidad (kg m ⁻³ /100 años)				
	1900-2020		1945-2020	
0-150	-0,22	[-0,46, 0,02]	-0,46	[-0,95, 0,04]
150-600	-0,01	[-0,02, 0,01]	-0,02	[-0,05, 0,02]
600-fondo	0,01	[0,01, 0,02]	0,03	[0,02, 0,04]
Total	-0,10	[-0,21, 0,00]	-0,23	[-0,47, 0,00]

6.4.8. Concentración de clorofila

Como ya hemos comentado en el epígrafe anterior, uno de los posibles efectos adversos del cambio climático sobre los ecosistemas marinos, es un aumento de la estratificación de la columna de agua, es decir, un aumento de la diferencia de densidad entre las aguas cálidas y poco densas de la superficie, y las aguas profundas, más frías y densas. Este aumento de la estratificación podría disminuir la eficiencia de la mezcla producida por los vientos y, en



consecuencia, reducir el aporte de nutrientes a las capas superficiales bien iluminadas donde el fitoplancton realiza la fotosíntesis. En definitiva, podría producirse una reducción de la productividad de los océanos.

La profundidad alcanzada por la capa de mezcla, sobre todo en otoño e invierno, es un buen indicador de estas posibles alteraciones en la estratificación de la columna de agua y en la eficiencia de los procesos de mezcla. Aunque ya hemos mostrado que, hasta el momento, no puede afirmarse que tal alteración se haya producido en las aguas mediterráneas españolas, un análisis de las concentraciones de clorofila en las aguas superficiales podría aclarar más este asunto.

Para ello se obtuvieron los datos de concentración superficial de clorofila de la NASA (National Aeronautics and Space Administration) a partir de la web <https://oceancolor.gsfc.nasa.gov>. Se trata de series mensuales de datos sobre una rejilla de $0,0833^\circ \times 0,0833^\circ$ de latitud y longitud desde 1997 a 2021 a partir de los satélites SEAWIFS y MODIS.

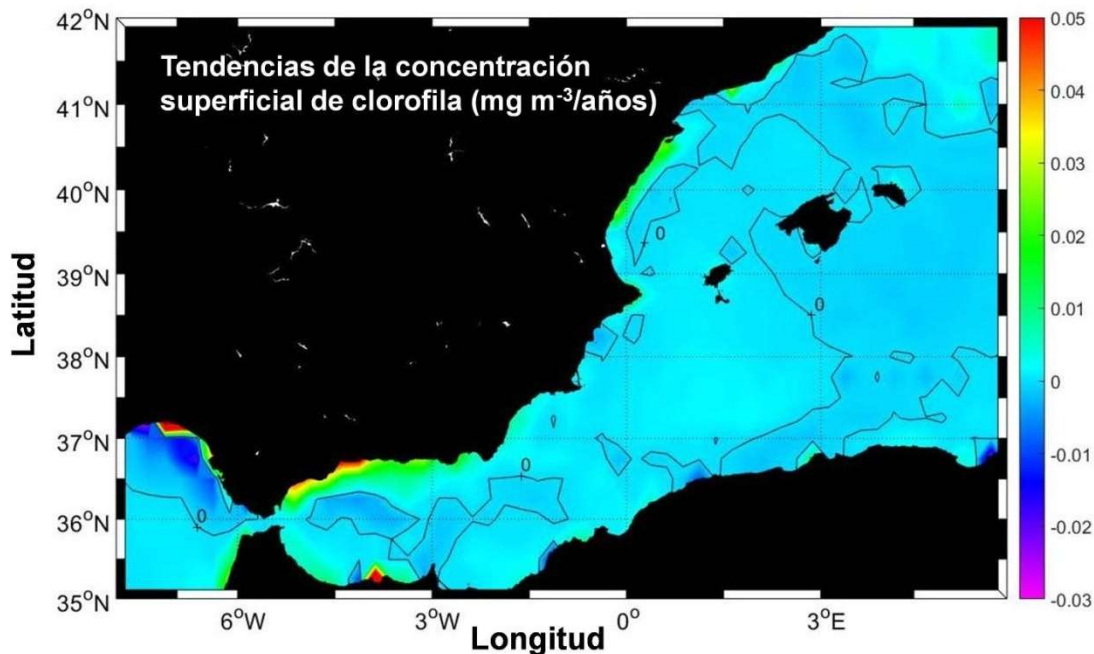


Figura 157: Tendencias de la concentración superficial de clorofila para el periodo 1997-2021. Las tendencias se expresan en mg m^{-3} por año, y se ha incluido el contorno correspondiente al valor cero.

Para cada uno de los píxeles o cuadrículas en las que se dividen estas imágenes se calcularon las medias de la concentración de clorofila para cada mes del año. Sustrayendo estos promedios mensuales a las series originales se obtuvieron series temporales de anomalías de las que se estimaron las tendencias lineales. Estas tendencias representan la posible variación media por año de las concentraciones de clorofila. La Figura 157 muestra dichas tendencias mediante una escala de color. Se ha incluido el contorno correspondiente a una tendencia cero. En esta figura se aprecia que la concentración de clorofila aumentó en las aguas costeras que rodean la costa mediterránea española, mientras que apenas sufrieron alteraciones en las aguas abiertas.

Estos cálculos se repitieron para la concentración de clorofila promediada para cada una de las cuatro zonas definidas anteriormente. La Figura 158B muestra la evolución del ciclo estacional de la concentración de clorofila en cada una de estas zonas. Hay que destacar que



estas concentraciones son más elevadas en Alborán y en la Zona Norte, mientras que las zonas de cabo de Palos y Baleares presentan valores más bajos durante todo el año. Las tendencias estimadas para Alborán, Baleares y Zona Norte no son estadísticamente significativas. Sí lo es la tendencia correspondiente a cabo de Palos donde se observa una tendencia positiva (ver Tabla 60).

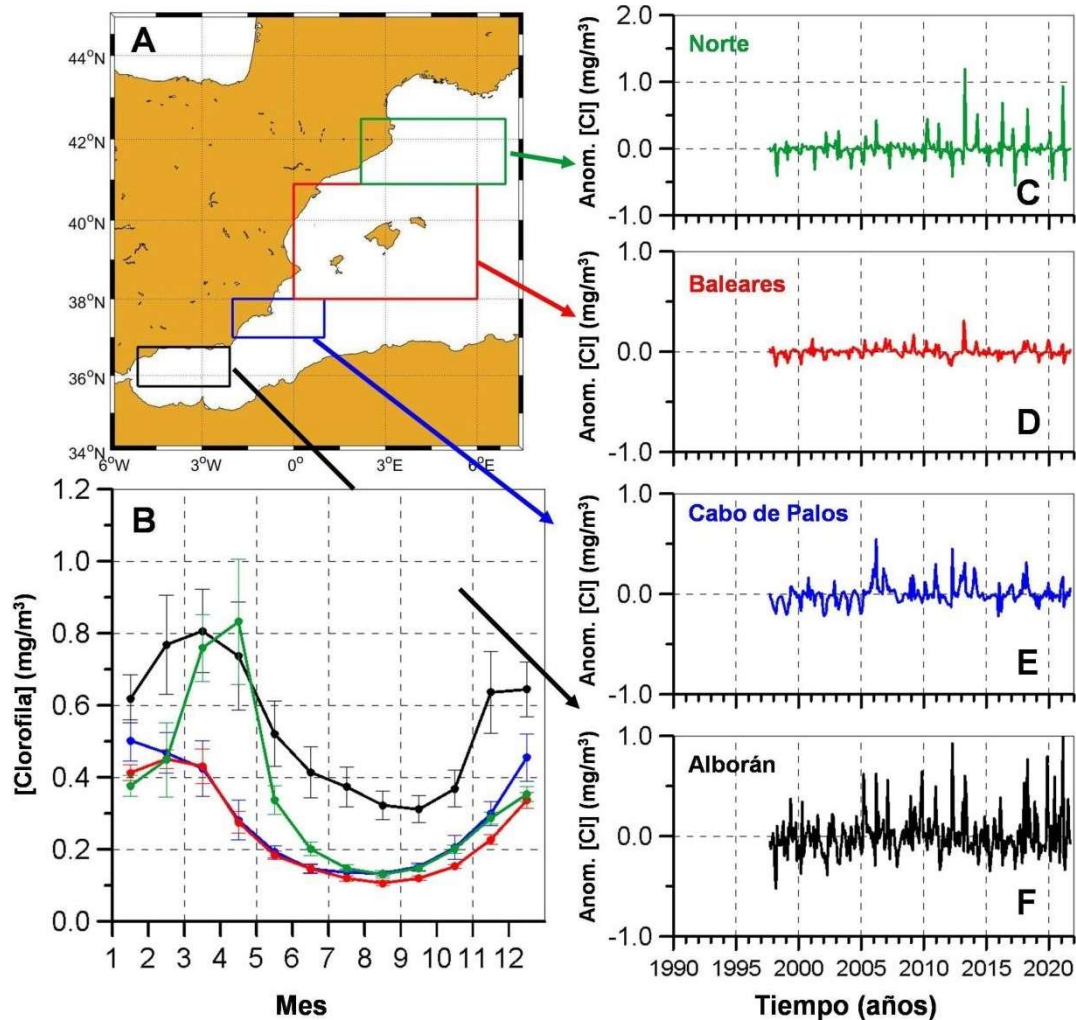


Figura 158: Los rectángulos en la figura A muestran las cuatro zonas en las que se ha dividido la zona de estudio. Cada rectángulo se ha dibujado con el mismo color con el que luego se representan las correspondientes series temporales: negro para Alborán, azul para cabo de Palos, rojo para las Baleares, y verde para la Zona Norte. La figura B muestra los ciclos estacionales de la concentración de clorofila superficial para cada una de las cuatro zonas analizadas, y las figuras C, D, E, y F muestran las series temporales de anomalías o residuos respecto del ciclo estacional para cada una de las cuatro zonas.

Estos resultados coinciden con los mostrados para el análisis de la capa de mezcla, e indican que desde principios de la década de 1990 no parece haberse producido un aumento de la estratificación ni la consecuente reducción de la productividad de las aguas mediterráneas españolas. Algunos trabajos previos (Vargas-Yáñez *et al.* 2022; Vargas-Yáñez *et al.* 2019b; García-Martínez *et al.* 2019) han mostrado resultados similares a partir de datos *in situ* de clorofila en esta misma área y en otras del Mediterráneo Occidental (Durrieu de Madron *et al.* 2011 y Pasqueron de Fommervault *et al.* 2015). De igual manera, Steinacher *et al.* (2010) y Hammond *et al.* (2020) muestran que las variaciones que se están produciendo en la productividad de las aguas del planeta varían según la región considerada. A pesar de esto debemos ser muy cautos con estos resultados, ya que la alta variabilidad natural que presentan variables como la concentración de clorofila, o las de nutrientes inorgánicos, oxígeno, etc. hacen muy difícil la detección de tendencias con series temporales



relativamente cortas. La extensión en el tiempo de las mismas podría mostrar resultados distintos.

Tabla 60: Tendencias de concentración de clorofila expresadas en mg m^{-3} por año para el periodo 1997-2021 y para las cuatro zonas en las que se ha dividido el presente estudio. La columna 1 muestra el nombre de la zona geográfica, y la columna 2 la tendencia más/menos el intervalo de confianza en el nivel del 95 % de confianza. Los valores estadísticamente significativos han sido resaltados en negrita.

Tendencias Clorofila	$b \pm \text{IC} (\text{mg m}^{-3}/\text{año})$
Alborán	0,003 ± 0,004
Cabo de Palos	0,003 ± 0,002
Baleares	0,000 ± 0,001
Norte	0,001 ± 0,003

6.4.9. Nivel del mar

Una de las amenazas más importantes del cambio climático para las zonas costeras es el ascenso del nivel del mar. El ritmo al que subió el nivel medio de los océanos desde 1901 a 2018 fue de 1,7 mm/año, acelerándose este ritmo en las últimas décadas hasta un valor de 3,7 mm/año para el periodo 2006-2018 (Fox-Kemper *et al.*, 2021, Arias *et al.*, 2021; Oppenheimer *et al.*, 2019). Sin embargo, las variaciones que el nivel del mar experimenta a nivel global podrían ser distintas de las variaciones locales, e incluso regionales, y es el conocimiento de estos últimos cambios, a una menor escala espacial, el que permitirá una mejor adaptación ante esta amenaza.

El nivel relativo del mar es el que mide la posición del mar respecto de la costa. Como es lógico, es este el que nos interesa si queremos analizar en qué forma la subida del nivel del mar puede afectar a las poblaciones costeras y a aquellas zonas potencialmente inundables.

Los factores que afectan al nivel relativo del mar son diversos. En primer lugar, hemos de considerar los movimientos de la Tierra, los cuales pueden deberse a la dinámica de las placas tectónicas, o simplemente a procesos de hundimientos del terreno originados por asentamientos del terreno, por la extracción de aguas subterráneas, etc. En el caso de que la tierra se eleve, el nivel relativo del mar bajará, y viceversa, un descenso del terreno ocasiona una elevación del nivel relativo. Para poder medir estos movimientos del terreno los mareógrafos deben estar equipados con receptores GPS (Global Positioning System), lo que no ocurre en muchos casos.

Otra de las causas que pueden producir cambios en el nivel relativo del mar es el llamado ajuste isostático glacial, más conocido por sus siglas inglesas GIA (*Glacial Isostatic Adjustment*). Durante el último máximo glacial, hace unos 20000 años, grandes capas de hielo cubrían amplias zonas del norte de Europa, América y Asia, así como del sur de América. Pasado este máximo glacial, y a medida que la temperatura del planeta aumentaba, estos hielos fueron retirándose hacia los polos, reduciéndose su extensión. La corteza terrestre se encuentra sobre el manto terrestre que tiene un carácter fluido. Por ello, la corteza se hunde más en el manto en aquellas zonas del planeta donde soporta el peso de las grandes capas de hielo. Al desaparecer ese hielo, la corteza ya no se hunde tanto en el manto terrestre, experimentando un movimiento vertical ascendente. Este movimiento, sin embargo, continúa hoy en día, y aún continuará durante miles de años debido al carácter viscoelástico del manto terrestre. A este fenómeno lo denominamos rebote post-glacial.

Sin embargo, no es este el único efecto que la transición desde una época glacial a otra interglacial (como la actual) tiene sobre el nivel del mar. Los materiales del manto fluyen hacia las



zonas donde se eleva la corteza (ver la Figura 159), y por tanto hay zonas en las que se puede producir el efecto contrario, es decir, un hundimiento de la corteza terrestre. Además, la distribución de la masa de agua del planeta cambia. Durante la época glacial una gran cantidad de esta agua se acumulaba en forma de hielo cerca de los polos, más cerca del eje de rotación terrestre, y al derretirse y distribuirse por los océanos, esta agua se aleja de dicho eje. Sucede como en el caso de la patinadora que gira muy rápido manteniendo sus brazos pegados al cuerpo. Cuando abre los brazos, la masa de estos se aleja del eje de rotación y la velocidad a la que gira desciende. Simplemente ha aumentado su momento de inercia y esto produce un descenso de la velocidad de rotación. Al cambiar la velocidad de giro del planeta (aunque sea una cantidad casi imperceptible), varía la fuerza centrífuga que deforma la superficie del océano (y también de la Tierra). También cambia de forma local el campo gravitatorio del planeta, y esto también afecta a la forma que adopta la superficie del mar.

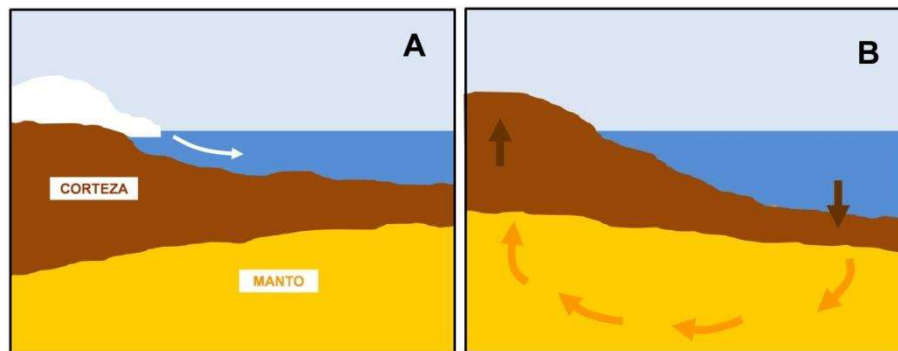


Figura 159: Esquema que ilustra el proceso de rebote post-glacial. En la figura A se muestra una zona de la corteza terrestre cubierta por una capa de hielo, lo que produce un hundimiento de la corteza en el interior del manto terrestre, que tiene un carácter fluido. En la figura B, la capa de hielo se ha fundido y la corteza terrestre que antes estaba cubierta por el hielo, ahora se hunde menos en el manto terrestre y experimenta un desplazamiento hacia arriba. Por el contrario, en aquellas zonas del océano donde aumenta la masa de agua líquida, puede producirse un hundimiento de la corteza en el manto terrestre debido al mayor peso que ahora soporta.

Todos estos efectos, que siguen produciéndose miles de años después del último máximo glacial, e incluso después de que se alcanzara un máximo de temperatura hace más de 8000 años (óptimo climático del holoceno), se engloban en lo que se denomina ajuste isostático glacial. Conocer el ritmo al que se eleva o se hunde la tierra en cada lugar del planeta como consecuencia de este fenómeno es extremadamente complejo y se hace a través de modelos que consideran las propiedades del manto terrestre y la evolución que han tenido las distribuciones de hielo sobre la superficie del planeta (Peltier, 1998; 2004; 2005).

Además de las variaciones del nivel relativo del mar, producidas por el ajuste isostático glacial, o por otros movimientos verticales del terreno, el nivel del mar puede cambiar debido a cambios en la densidad del agua. El caso más claro se esquematiza en la Figura 159. Consideramos una columna de agua de masa Δm que ocupa una superficie ΔA . Si esta agua se calienta al absorber calor del Sol y la atmósfera, se dilatará. Es un fenómeno que se conoce como expansión térmica. De esta manera seguiremos teniendo la misma cantidad de masa (Δm) sobre la misma superficie, pero el volumen que ocupa esta masa de agua será mayor (el agua es menos densa), y el nivel del mar subirá. Esta variación del nivel del mar, debida a un cambio de densidad causado por una variación de temperatura, se denomina contribución o variación termostérica. Igualmente podría suceder que la cantidad de masa de agua se mantuviese constante, pero que esa masa de agua fuese sustituida por otra de menor salinidad, y por tanto menor densidad también. Este proceso es más complejo y dependerá de las corrientes que circulen en la zona en la que estemos interesados, pero el resultado sería un aumento del volumen (a igualdad de masa) y, en consecuencia, del nivel del mar. Estos



cambios asociados a las variaciones de salinidad se denominan halostéricos, y la combinación de los efectos de la temperatura y la salinidad reciben el nombre de variación o contribución estérica. Lógicamente, cambios de sentido opuesto, es decir, descenso de la temperatura, o ascensos de la salinidad a lo largo de la columna de agua, manteniéndose constante la masa, tendrían consecuencias opuestas, es decir, una bajada del nivel del mar.

También debe considerarse el efecto de las variables atmosféricas sobre el nivel del mar. Tanto los cambios de presión como los vientos que soplan en la costa pueden alterar el nivel del mar. A este efecto se denomina marea meteorológica. Por ejemplo, una subida de un milibar de la presión atmosférica puede producir una bajada de alrededor de un centímetro del nivel del mar, conociéndose esta relación como efecto de barómetro inverso.

Si en una localidad cualquiera vemos qué variaciones del nivel del mar son inducidas por el ajuste isostático glacial u otros movimientos del terreno, calculamos los efectos de las variables atmosféricas, y calculamos la contribución estérica a partir de medidas de la densidad del agua en esa localidad concreta, la parte de la variación del nivel del mar que nos queda debe ser causada por una variación de la masa de agua. Esta variación de la masa es atribuible principalmente al deshielo de las grandes capas de hielo que cubren la Antártida y Groenlandia, pero en algunas regiones, como es el caso del Mediterráneo, no debemos olvidar la variación de la masa total de sal que contiene el agua del mar.

6.4.10. Observaciones del nivel del mar

Los datos de nivel del mar proceden de dos fuentes distintas. La primera son los datos proporcionados por los mareógrafos. Estos aparatos se encuentran situados en la costa, normalmente en alguna infraestructura portuaria, y miden el nivel del mar relativo a un cero del instrumento. Posteriormente este cero se referencia respecto alguna marca cuya situación sea conocida. La segunda fuente de información la proporcionan los altímetros. Estos son sensores que se encuentran a bordo de algunos satélites artificiales y que miden la distancia entre el sensor y la superficie del mar. Para ello emiten una señal electromagnética registrando el tiempo que tarda en regresar el eco de esta señal. Conocida con precisión la órbita del satélite respecto del centro de masa de la Tierra, puede determinarse la altura del nivel del mar. Este nivel suele referirse a una superficie teórica del planeta que se denomina elipsoide.

El Instituto Español de Oceanografía mantiene una red de mareógrafos alrededor de las costas españolas, tanto peninsulares como insulares. Algunos de estos mareógrafos han estado en funcionamiento desde los inicios de la década de 1940. En la zona del estrecho de Gibraltar y el Mediterráneo el IEO-CSIC cuenta con cinco mareógrafos en las localidades de Tarifa, Algeciras, Ceuta, Málaga, y Palma de Mallorca, respectivamente. Para completar esta información se utilizaron datos mensuales del nivel del mar de las localidades de Alicante y L'Estartit obtenidos del Servicio Permanente para el Nivel Medio del Mar (PSMSL, de sus siglas inglesas Permanent Service for Mean Sea Level). Además, a partir del año 1993 se disponen de datos de nivel del mar medidos mediante altímetros, operados desde satélites. Estos datos, interpolados sobre rejilla, se obtuvieron del producto "Global Ocean gridded L4 Sea Surface Heights and derived variables (SEALEVEL_GLO_PHY_L4_MY_008_047)" de Copernicus Marine Service (<https://resources.marine.copernicus.eu/products>).

Las series mensuales de nivel del mar que finalmente se analizaron fueron las de Tarifa, Algeciras, Ceuta, Málaga, Alicante, Palma de Mallorca y L'Estartit, mostradas en la Figura



160 con un círculo rojo. En el caso de Alicante se usaron las series reconstruidas por Marcos *et al.* (2021).

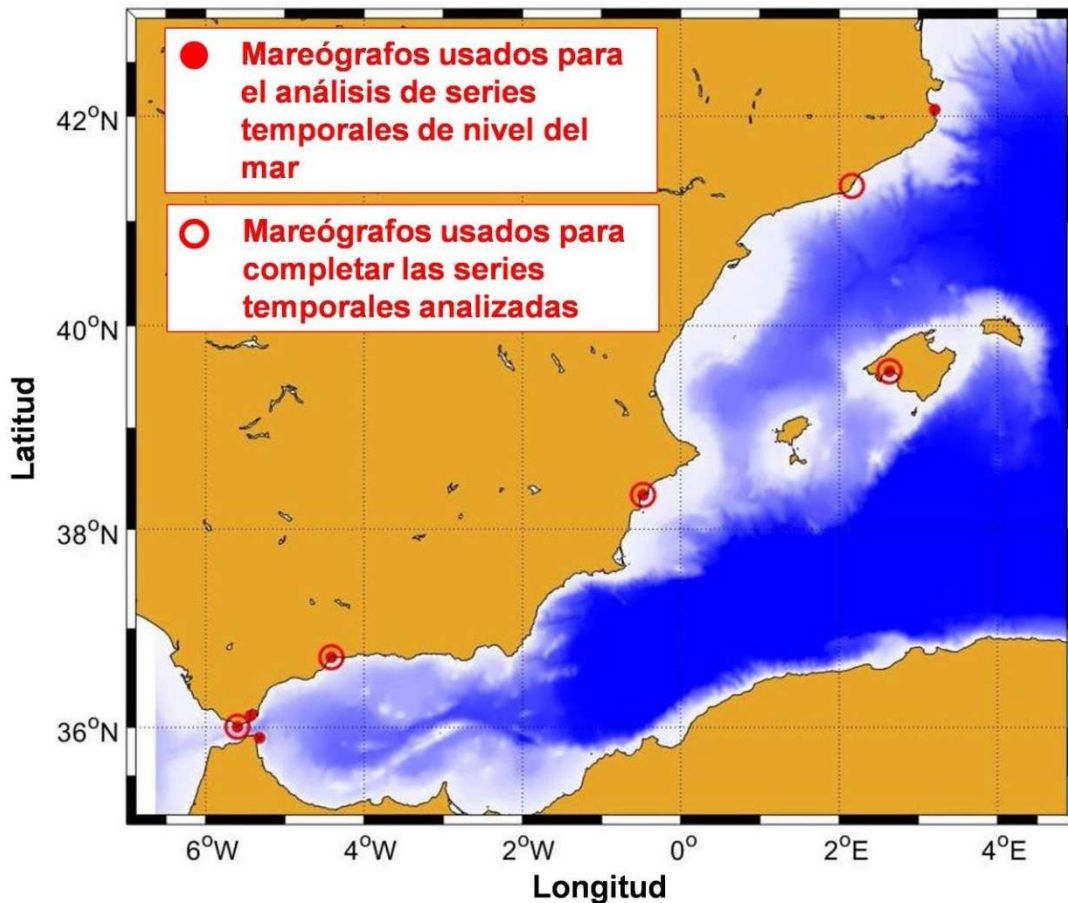


Figura 160: Los puntos rojos muestran las estaciones mareográficas cuyas series temporales han sido usadas para el estudio de la variabilidad del nivel del mar y sus tendencias. Las circunferencias rojas muestran los mareógrafos cuyas series temporales han sido utilizadas para completar o extender las series anteriores. En algunas localidades coinciden un punto rojo y una circunferencia. Esto es debido a la existencia de dos mareógrafos operados por distintas instituciones.

Estas series de datos de nivel del mar presentan con frecuencia huecos. Siguiendo la metodología explicada en Vargas-Yáñez *et al.* (2021b) estos huecos se rellenaron mediante interpolación usando esplines cúbicos naturales cuando los huecos tenían una duración de tres meses o menos. Cuando los huecos tenían una duración superior se rellenaron mediante regresión lineal sobre series temporales cercanas. La Figura 161 y su continuación muestran en trazo negro las series temporales de nivel del mar reconstruidas (con los huecos rellenados) para las localidades antes citadas. Cada fila de esta figura corresponde a una localidad distinta. La primera columna muestra las series de nivel del mar medidas mediante mareógrafos durante el periodo 1948-2019. La segunda columna muestra también datos de mareógrafos, pero para el periodo 1993-2019, para poder comparar con los datos de altimetría. Finalmente, la tercera columna muestra las series de datos de altimetría para el periodo 1993-2019.

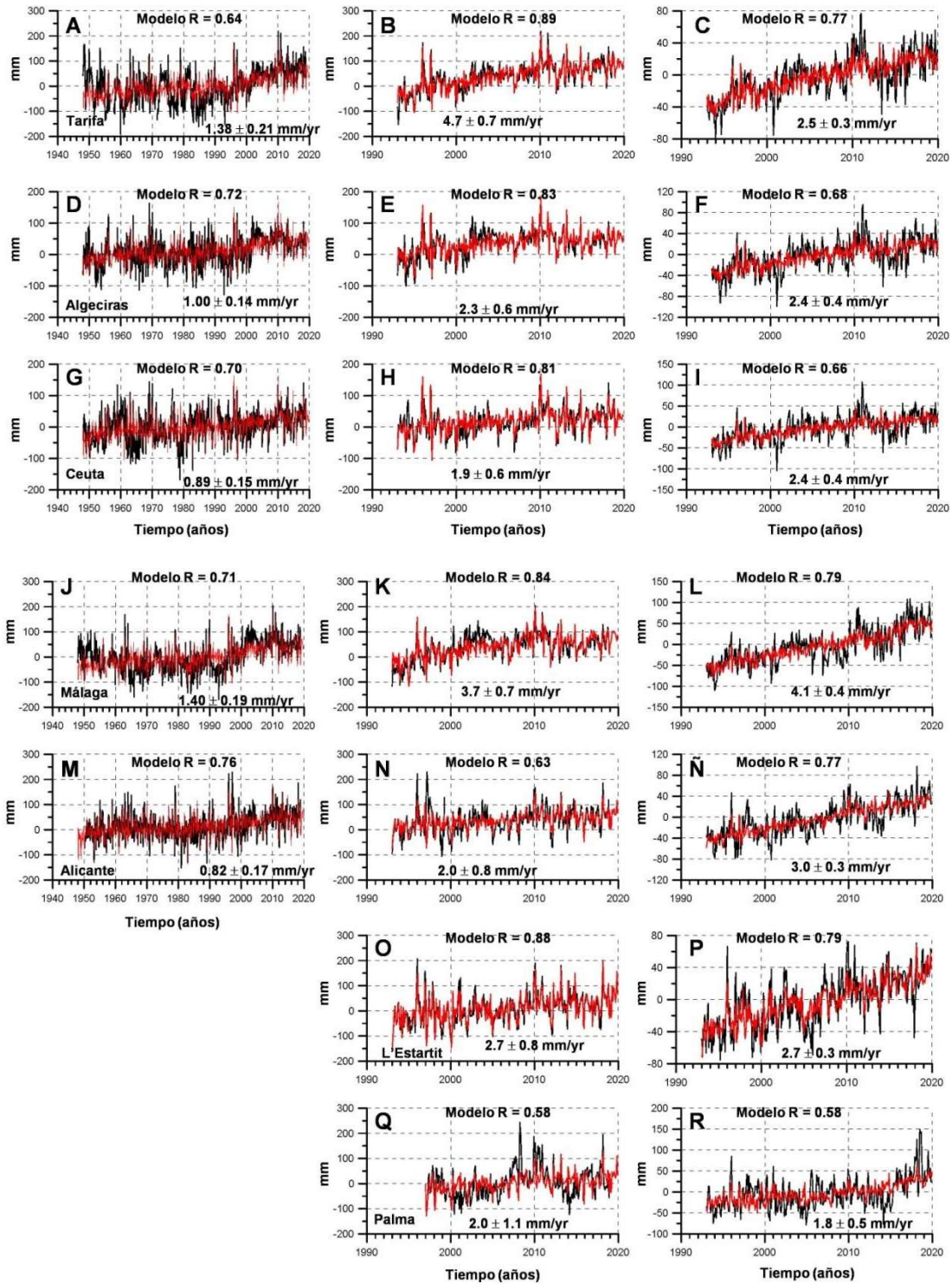


Figura 161: Las líneas negras muestran las series mensuales de nivel del mar en las localidades de Algeciras, Tarifa, Ceuta, Málaga, Alicante, L'Estartit, y Palma de Mallorca. Cada fila corresponde a una localidad diferente. La columna de la izquierda corresponde a las series de datos de mareógrafos durante el periodo 1948-2019. La columna central corresponde a las series de datos de mareógrafos durante el periodo 1993-2019. La columna de la derecha corresponde a los datos de altímetros, operados desde satélites, durante el periodo 1993-2019. En el interior de cada figura se ha incluido la tendencia lineal de cada serie, la cual representa el incremento medio que ha experimentado el nivel del mar por año. Dichas tendencias también se recogen en la Tabla 61.



Tabla 61: Tendencias del nivel del mar expresadas en milímetros por año a partir de datos de mareógrafos y para los periodos 1948-2019 (columna 3), y 1993-2019 (columna 4). La columna 5 muestra las tendencias calculadas a partir de datos de altímetros para el periodo 1993-2019. Los resultados han sido corregidos por el efecto del GIA (Glacial Isostatic Adjustment) sobre el nivel relativo del mar. Dicha contribución para cada localidad, expresada también en milímetros por año, se muestra en la columna 2.

Tendencias (mm/año)		Mareógrafo	Mareógrafo	Altimetría
Localidad	GIA	1948-2019	1993-2019	1993-2019
Tarifa	-0,18	1,38 ± 0,21	4,7 ± 0,7	2,5 ± 0,3
Algeciras	-0,19	1,00 ± 0,14	2,3 ± 0,6	2,4 ± 0,4
Ceuta	-0,18	0,89 ± 0,15	1,9 ± 0,6	2,4 ± 0,4
Málaga	-0,23	1,40 ± 0,19	3,7 ± 0,7	4,1 ± 0,4
Alicante	-0,05	0,82 ± 0,17	2,0 ± 0,8	3,0 ± 0,3
L'Estartit	0,06		2,7 ± 0,8	2,7 ± 0,3
Palma	0,25		2,0 ± 1,1	1,8 ± 0,5

Las tendencias se han corregido por el efecto del ajuste isostático glacial sobre el nivel relativo del mar, cuyos valores para cada localidad se han obtenido del PSMSL (Peltier, 2005; 2004; 1998), y se han incluido en la segunda columna de la Tabla 61.

La mayoría de los mareógrafos que se han utilizado no cuentan con receptores de GPS para corregir posibles movimientos verticales del terreno, por ello las únicas correcciones aplicadas son las asociadas al ajuste isostático glacial. Tanto para las series de nivel del mar procedentes de los mareógrafos, como para las series procedentes de los altímetros, se consideró que las variaciones observadas eran el resultado de una combinación lineal de las siguientes variables: presión atmosférica, componente este-oeste del viento, componente sur-norte del viento, contribución termostérica, y contribución halostérica. Las curvas en color rojo de la Figura 160 muestran el ajuste de las series del nivel del mar mediante la regresión lineal sobre las variables antes citadas. En estas figuras se ha incluido también el correspondiente coeficiente de regresión múltiple, cuyo cuadrado expresa la varianza explicada por la regresión. En general este modelo estadístico explica un alto porcentaje de la varianza, pero hay que destacar que, en algunas de las series de nivel del mar analizadas, las contribuciones termostérica y halostérica no eran significativas. Dicho de otra forma, ni los cambios de temperatura, ni los de salinidad parecían tener relación con las variaciones de nivel del mar. Aunque este es un aspecto que requiere nuevas investigaciones, la causa podría estar en la escasez de datos de temperatura y salinidad disponibles en el Mediterráneo (y presumiblemente en otras zonas del océano mundial). Esta hipótesis está apoyada por los resultados obtenidos para la serie de nivel del mar en L'Estartit. En este caso se trata de una región del Mediterráneo con abundancia de datos, entre otras razones por el interés que suscita el estudio de los procesos de formación de agua profunda en el cercano golfo de León. En este caso el modelo estadístico explicó alrededor de un 80 % de la varianza de las series de nivel del mar. Se aprecia una contribución positiva de la componente termostérica, debido al calentamiento de las aguas, y una contribución negativa de la componente halostérica, debido al aumento de salinidad. Hay que señalar que esto no significa que en el Mediterráneo el descenso de la componente halostérica evite la subida del nivel del mar. Es cierto que la componente estérica, es decir, la suma de las contribuciones termostérica y halostérica, puede ser pequeña al compensarse ambas. Sin embargo, el aumento de la salinidad también lleva aparejado un aumento de la contribución de masa, en este caso de sal. Finalmente, en el caso de la localidad de L'Estartit, el nivel del mar subió a un ritmo de $2,7 \pm 0,8$ mm/año. Este valor es el mismo tanto si se calcula a partir de datos de mareógrafos como si se hace usando los datos de altimetría, lo que descarta la posibilidad de existencia



de movimientos del terreno que no se hayan corregido, ya que estos no afectarían a los datos de altimetría. La adición de masa se estima en $3,3 \pm 1,0$ mm/año, de la cual 1,9 mm/año corresponden a la masa de sal, y 1,4 mm/año al aporte de agua dulce. Hay que señalar que este último dato es similar a las estimaciones que se han realizado para otras partes de los océanos del planeta y que se asocian al deshielo de las capas de hielo de La Antártida y Groenlandia.



DEMARCACION SUDATLANTICA



7. Demarcación sudatlántica

7.1. Contexto regional

7.1.1. Caracterización de la demarcación

La demarcación marina sudatlántica abarca el golfo de Cádiz, el cual se encuentra situado al suroeste de la península ibérica limitado por las costas meridionales de Portugal, la costa suroeste de España y la costa norte de África. Al este se conecta con el mar de Alborán a través del estrecho de Gibraltar, su margen continental septentrional está delimitado por Tarifa en el estrecho de Gibraltar, y el cabo de San Vicente, en Portugal, hacia el oeste. Los límites de la demarcación sudatlántica están definidos en la Ley 41/2010, de 29 de diciembre, de protección del medio marino, como el medio marino en el que España ejerce soberanía o jurisdicción comprendido desde el límite de las aguas jurisdiccionales entre España y Portugal en el golfo de Cádiz hasta el meridiano que pasa por el cabo Espartel (Figura 162).

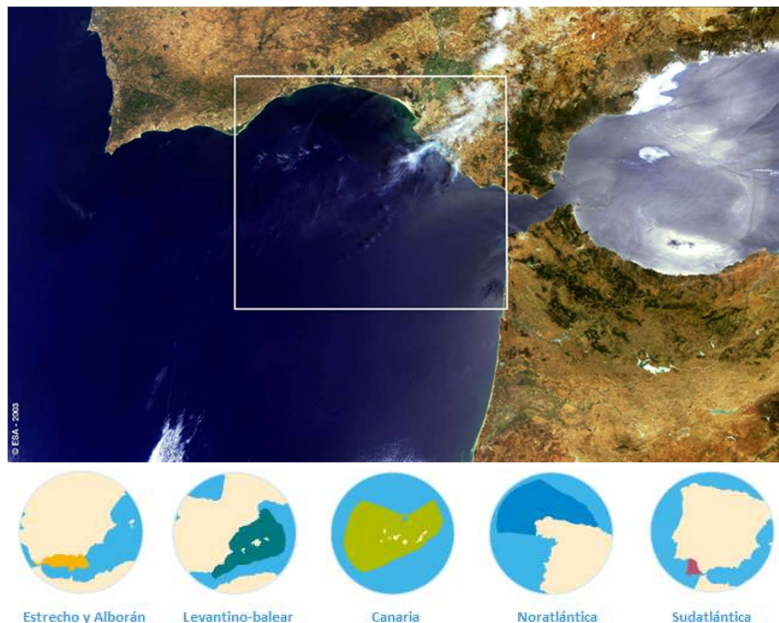


Figura 162: Localización de la demarcación marina sudatlántica. Fuente: Modificado de European Space Agency.

El golfo de Cádiz se enmarca geográficamente dentro del Atlántico Nordeste, en el área ICES. Es uno de los sistemas más complejos e interesantes del océano global. En él se produce el intercambio entre las aguas salientes del mar Mediterráneo (más salinas y densas) y las residentes en esta zona del océano Atlántico, que fluyen por la superficie hacia el Mediterráneo. Las implicaciones globales y la singularidad científica de estos procesos de intercambio han puesto el foco en el estudio de la dinámica del agua mediterránea. El intercambio conlleva la mezcla entre ambas masas de agua, la cual produce la MOW (*Mediterranean Overflow Water*), una de las masas de agua intermedias más determinantes para la circulación en la cuenca atlántica. Además, da lugar a la formación de la Corriente Mediterránea (MC, *Mediterranean Current*). En el borde occidental del Golfo la MC fluye a través de canales y valles. Pasado el 8°W se desestabiliza con frecuencia, generando remolinos de Agua Mediterránea conocidos como *meddies*. La mayor parte de la mezcla entre



las aguas atlánticas y las mediterráneas sucede a lo largo de unas pocas decenas de km en las proximidades del estrecho de Gibraltar, justo en el ámbito geográfico de esta demarcación.

Tres son las principales masas de agua que alimentan la contribución atlántica al intercambio en el Estrecho. Las masas de agua provenientes de la zona de transición costera al W de la península ibérica contribuyen a definir las características de las aguas más superficiales. Conducidas por la Corriente del golfo de Cádiz (GCC, *Gulf of Cadiz Current*) penetran hacia el interior del golfo, especialmente en los meses de primavera y verano. Adicionalmente, destaca la contribución de una rama septentrional de la Corriente de Azores (AC, *Azores Current*) que se propaga bajo la termoclina estacional. En su tránsito hacia latitudes más septentrionales, las aguas antárticas intermedias (*Antartic Intermediate Water* o AAIW) también se dan cita en el golfo de Cádiz (van Aken, 2000; Louarn & Morin, 2011; Hernández-Molina *et al.*, 2014; Roque *et al.*, 2019). Sobre este patrón general, la estacionalidad de las diversas corrientes da lugar a regímenes alternantes que modulan el equilibrio oceanográfico regional (Roque *et al.*, 2019; Sánchez-Leal *et al.*, 2020).

7.1.2. Circulación general

El sistema oceanográfico del suroeste de la península ibérica se engloba en el extremo septentrional del sistema de corrientes de contorno oriental (*Eastern Boundary Current System* o EBCS) de Europa occidental y el norte de África. La morfología costera condiciona altamente los forzamientos físicos. La línea de costa presenta un cambio abrupto en el cabo de San Vicente, donde las costas oeste y sur confluyen formando un ángulo casi recto. Al este del cabo se localiza el golfo de Cádiz, una amplia ensenada donde acontecen recirculaciones muy intensas.

Durante la mayor parte del año, y con certeza en primavera-verano, el patrón circulatorio está formado por un flujo anticiclónico hacia el E sobre el talud hasta el estrecho de Gibraltar y contracorrientes sobre la plataforma y en el océano abierto (Folkard *et al.*, 1997; Peliz & Fiuza, 1999; Relvas & Barton, 2002; Sánchez *et al.*, 2006; Criado-Aldeanueva *et al.*, 2006; Bellanco, 2019), formándose celdas ciclónicas sobre la plataforma entre cabos y una circulación anticiclónica en el centro del Golfo. Ambas celdas se ven conectadas por importantes intercambios plataforma-talud-océano (Sánchez & Relvas, 2003). Sobre el régimen invernal existen más incertidumbres debido a la menor disponibilidad de observaciones.

Como en otros EBCS, la presencia de estaciones de afloramiento (*upwelling*) y hundimiento (*downwelling*) hace que la fachada occidental de la península ibérica sufra la alternancia estacional del forzamiento atmosférico y de las propiedades hidrográficas y los flujos, especialmente en las zonas costeras y de plataforma. En invierno se nota la propagación hacia el polo de un flujo de agua cálida y relativamente salina (Frouin *et al.*, 1990; Haynes & Barton, 1990; Coelho *et al.*, 2002; Peliz *et al.*, 2003), también conocida como Corriente Ibérica hacia el Polo (*Iberian Poleward Current*, IPC). Esta corriente se ha verificado sobre todo en el talud y plataforma continental portuguesa y el golfo de Vizcaya, aunque aún no hay una descripción clara sobre la estacionalidad, origen y forzamiento de larga escala del flujo.

Algunos autores (Relvas & Barton, 2005) proponen que la IPC se ajusta verticalmente en la columna de agua como una subcorriente bajo la circulación de afloramiento, como ocurre con la Corriente de Davidson en el Sistema de Corrientes de California (CCS). Esta observación contrasta con los experimentos de modelado numérico, los cuales predicen su



desplazamiento hacia aguas más profundas frente a vientos favorables al afloramiento (Peliz *et al.*, 2003).

Sánchez & Relvas (2003) presentan un análisis detallado de la circulación en primavera-verano. El periodo estival se caracteriza por el afloramiento intenso de aguas subsuperficiales, frías y de baja salinidad relativa, correspondientes al agua central noratlántica (Eastern North Atlantic Central Water, ENACW). Esta situación se caracteriza además por la formación sobre el talud de un *jet* de afloramiento, altamente meandriforme, plagado de filamentos y recirculaciones y que interactúa vigorosamente tanto con una rama septentrional de la Corriente de Azores (hacia el océano abierto), como con la circulación interior de la plataforma, que en esta época es preferentemente hacia el polo (Figura 163).

La visión clásica postulaba el forzamiento por el viento, con un comportamiento bimodal (O-SO en invierno y E de mayo a septiembre), como principal responsable de estos patrones. No obstante, estudios recientes postulan que este viene determinado mayoritariamente por otros aspectos, como el gradiente de presión (Relvas & Barton, 2002) generado bien por el régimen de viento de larga escala (Sánchez *et al.*, 2006), el flujo de flotabilidad de aportes continentales (García Lafuente *et al.*, 2006), la convergencia con la Corriente de Azores (Sánchez & Relvas, 2003) o el intercambio en el Estrecho (Mauritzen *et al.*, 2001; Peliz *et al.*, 2009) más que por la tensión del viento local.

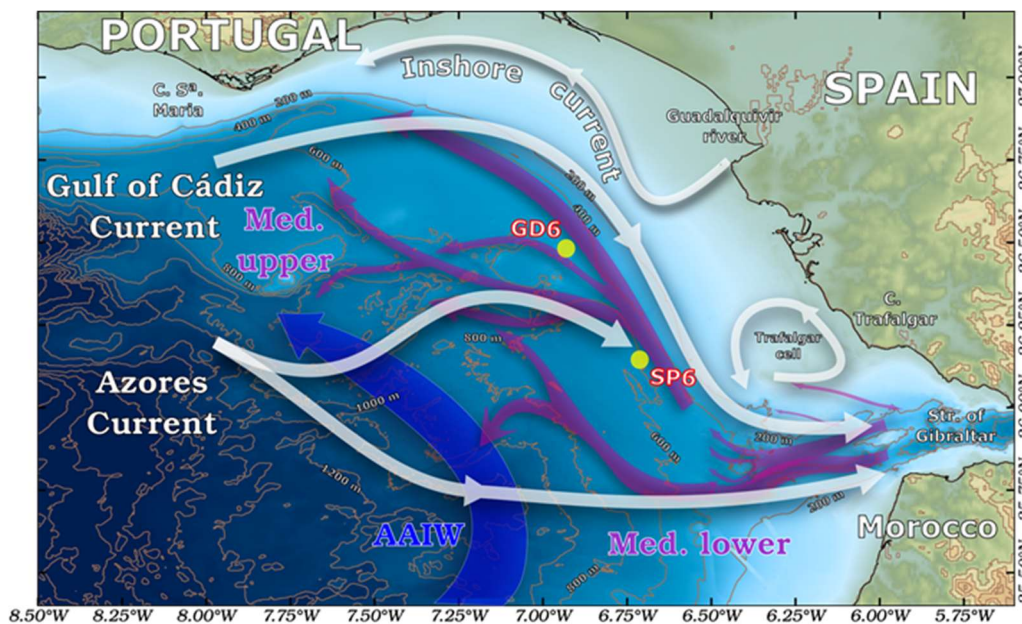


Figura 163: Representación esquemática de los principales flujos en el golfo de Cádiz. En tonos claros se indica la circulación superficial (Gulf of Cádiz Current, Inshore current y Trafalgar Cell). En tonos más oscuros la corriente mediterránea (morado, etiquetada como Med upper y lower) y la entrada de agua antártica intermedia (azul, etiquetada como AAIW). Fuente: elaboración propia.

Trabajos más recientes, basados en el análisis de observaciones de radares HF y fondeos de largo periodo, confirman que fuera de la plataforma, el patrón de circulación principal consiste en una corriente que circula por el borde externo de la plataforma que se intensifica en verano (Figura 163), en respuesta a la intensificación de los vientos del noroeste (de Oliveira Júnior *et al.*, 2022). No obstante, su presencia en la señal de velocidades superficiales se verifica durante todo el año, por lo que se proponen otros mecanismos distintos al forzamiento por el viento para explicar su persistencia estacional. En la plataforma, las corrientes son principalmente a lo largo de la costa. La circulación es generalmente continua



a lo largo de la costa, excepto por flujos débiles ($< 0,1$ m/s, en general) hacia el polo. En este último caso, el flujo tiende a permanecer hacia el ecuador cerca de cabo Santa María. En invierno, los flujos costeros hacia el polo a menudo se extienden por todo el margen y son principalmente impulsados por el viento. En verano, estos flujos consisten generalmente en contracorrientes costeras (CCC, *Coastal Counter Currents*) con dirección hacia el polo, los cuales se oponen a la corriente de borde de plataforma. Las CCC están asociadas con una recirculación ciclónica significativa, más fuerte hacia el oeste, donde se observa brevemente un eddy transitorio para un estrés del viento débil. Esta circulación se desarrolla después de períodos de fuertes vientos del noroeste, lo que respalda que las CCC resultan del desequilibrio de un gradiente de presión regional a lo largo de la costa.



7.2. Condiciones hidrográficas

7.2.1. Las capas superficiales

La variabilidad de las propiedades y características de las aguas superficiales del océano está influenciada por los flujos de calor, agua dulce y momento en sus interfaces: atmósfera, la base de la capa de mezcla y el frente costero. En particular, la temperatura superficial del mar (SST) es resultado del balance radiativo (de onda corta y larga), los flujos de calor sensible y latente, la advección horizontal de Ekman y geostrófica, la difusión en la capa de mezcla y el *entrainment* en la base de dicha capa. Para la salinidad, son fundamentales además los flujos de agua dulce.

7.2.1.1. Distribución espacial y evolución interanual y estacional de los campos de temperatura y salinidad

La mayor parte de la variabilidad de la SST está causada por oscilaciones con frecuencia estacional. En todo el golfo de Cádiz, el rango de temperatura es de algo más de 7°C (15,60-22,93°C), con máximas en agosto y mínimas entre enero y febrero (Figura 164, Figura 165 y Figura 166). No obstante, existen mecanismos que modulan este patrón. Por ejemplo, las zonas costeras son susceptibles de verse afectadas por el estrés del viento local (Criado-Aldeanueva, 2004). La correlación SST/viento es especialmente buena en la época de estratificación térmica (verano), cuando el contraste entre la SST y las temperaturas subsuperficiales permite trazar las diversas estructuras. El mecanismo propuesto es el intercambio de momento en el sentido clásico o Ekman (Liang *et al.*, 2017). Así, el afloramiento costero es capaz de contrarrestar el calentamiento y estratificación estivales en los meses de verano. Esta situación es especialmente frecuente sobre los bajos de Trafalgar y también en la plataforma portuguesa. Otro mecanismo es el intercambio en el frente costero. El efecto del estuario del Guadalquivir genera unas condiciones particulares en el océano costero próximo (García-Lafuente *et al.*, 2006; Bellanco *et al.*, 2016, entre otras).

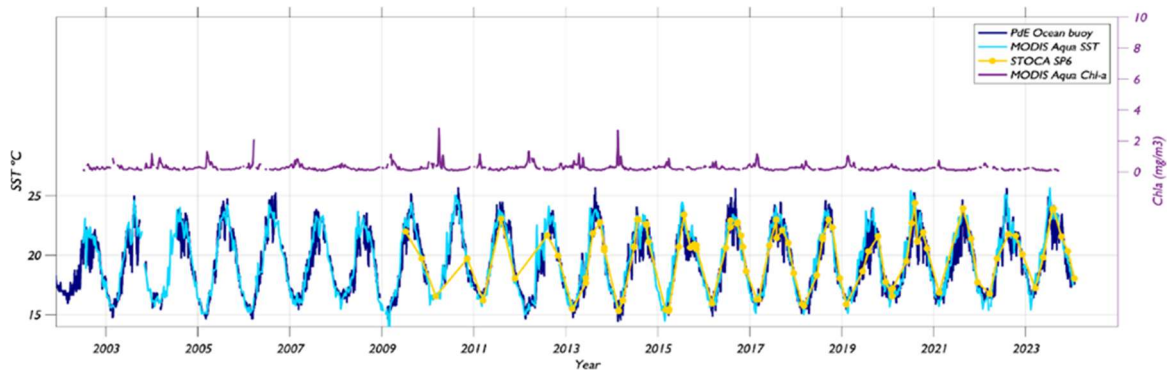


Figura 164: Datos disponibles entre el periodo 2002-2024 para la serie de temperatura superficial del mar en la estación de muestreo STOCA SP6 (36.1478 °N, -6.7114 °S) y la boya de golfo de Cádiz (Puertos del Estado), promedio de datos del satélite Aqua de la NASA sensor MODIS (SST y Chla). Fuente: Elaboración propia.

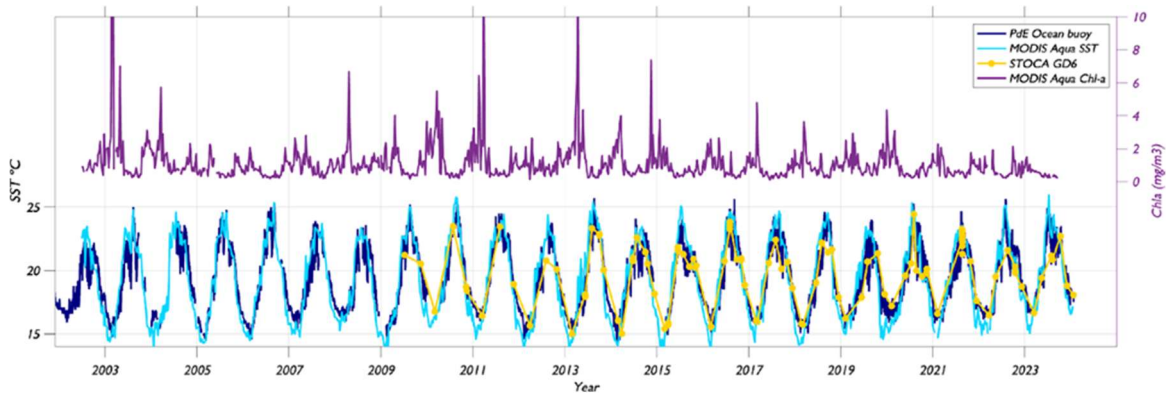


Figura 165: SST y Chl-a en superficie entre el periodo 2002-2024 en torno al punto GD6 del programa STOCA (36.4806 °N, -6.9314 °S), próximo a la boya de golfo de Cádiz de la Red de Aguas Profundas de Puertos del Estado. Se presentan datos del sensor MODIS (SST y Chl-a) del satélite Aqua de la NASA, de la propia boya de la RAP y de CTD en la estación GD6. Fuente: Elaboración propia.

Así, mientras la zona oceánica presenta rangos de variación de SST de alrededor de 7°C, la parte costera muestra oscilaciones entre 8°C y 9°C (frente al Guadalquivir). Esto no sucede en los bajos de Trafalgar, donde la dinámica mareal genera procesos de surgencia que amortiguan el ciclo anual. La Figura 166 presenta la media climatológica de Chl-a para varias regiones del golfo de Cádiz (GOCA) entre julio 2002 y febrero 2024 junto a la serie de SST a partir de datos satelitales. En la zona oceánica el mínimo anual de Chl-a coincide con el periodo de máximo calentamiento. También se observan dos máximos anuales de fitoplancton, los llamados *blooms* de primavera (marzo-abril) y otoño (noviembre) (Figura 166).

En las zonas costeras sujetas a la influencia de los aportes continentales los rangos térmicos son mayores, por ejemplo, de 14-24°C frente al estuario del Guadalquivir. Ambas áreas, junto con la zona del Tinto-Odiel, muestran los mayores valores de Chl-a, tal y como puede observarse en la Figura 166.

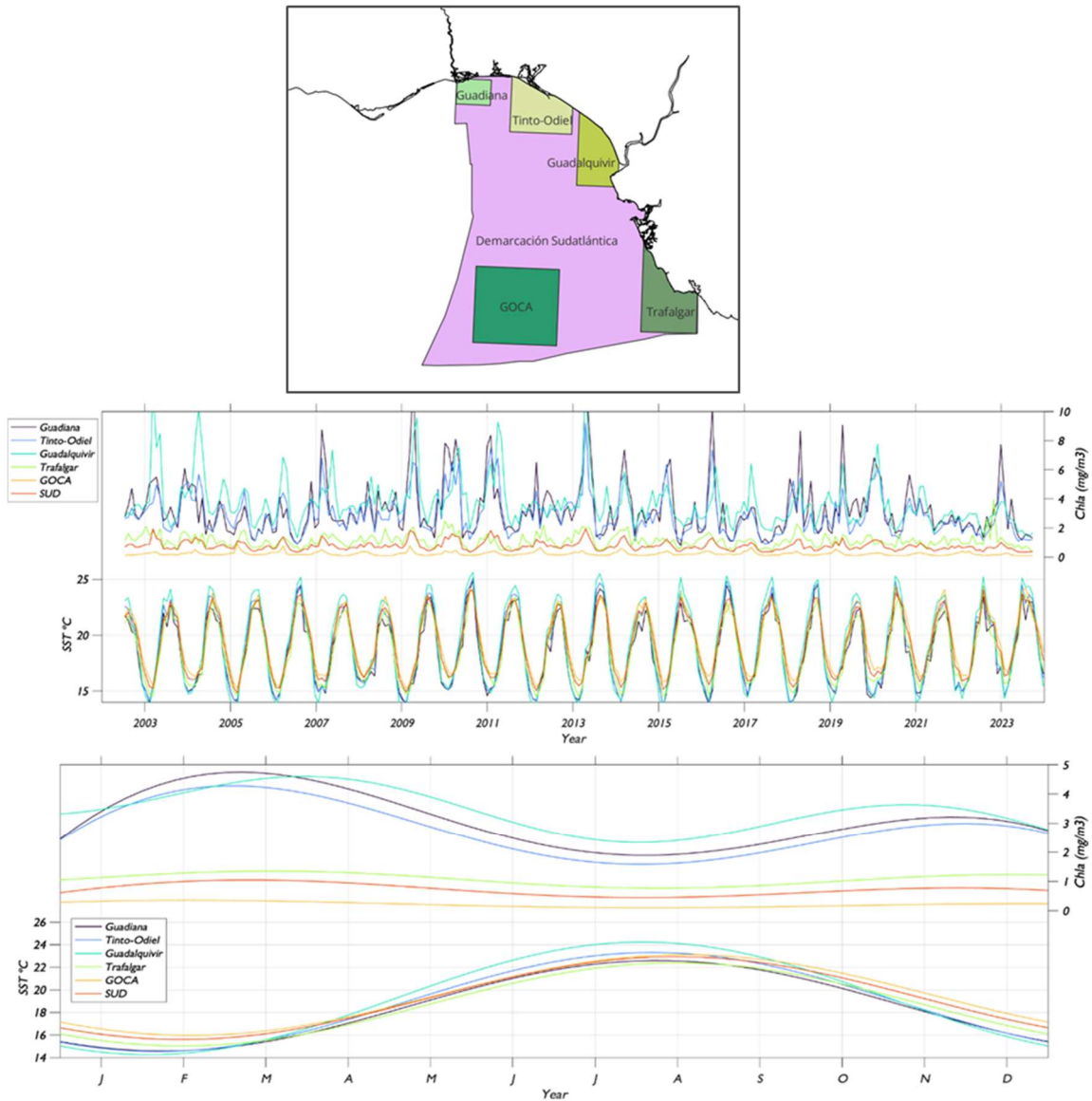


Figura 166: Serie mensual de promedios espaciales de SST (°C) y Chla (mg/m³) en (a) varios puntos de la demarcación marina sudatlántica: en la proximidad de los principales estuarios (Guadiana, Tinto-Odiel y Guadalquivir), en el cabo de Trafalgar, en la parte oceánica del golfo de Cádiz (GOCA) y en toda la demarcación (SUD). (Panel superior) Serie temporal 2002-2024 a partir de medias mensuales. (Panel inferior) Ajuste armónico. Datos: satélite Aqua (NASA) sensor MODIS. Los rangos para cada uno de los casos es Guadiana SST (°C): [14,58-22,59]. Rango: 8,00. Guadiana Chla (mg/m³): [1,9-4,8]; Rango: 2,9; Tinto-Odiel SST (°C): [14,54-23,30]. Rango: 8,76. Tinto-Odiel Chla (mg/m³): [1,6-4,3]; Rango: 2,7; Guadalquivir SST (°C): [14,26-24,23]. Rango: 9,97. Guadalquivir Chla (mg/m³): [2,3-4,6]; Rango: 2,3; Trafalgar SST (°C): [15,03-22,38]. Rango: 7,35. Trafalgar Chla (mg/m³): [0,8-1,4]; Rango: 0,6; GOCA SST (°C): [15,96-23,11]. Rango: 7,15. GOCA Chla (mg/m³): [0,1-0,4]; Rango: 0,3; SUD SST (°C): [15,60-22,93]. Rango: 7,33. SUD Chla (mg/m³): [0,4-1,0]; Rango: 0,6. Fuente: elaboración propia.

En cuanto a la salinidad, el rango promedio de salinidades en superficie es de 35,2-36,5 (Figura 167). Estudios recientes demuestran que también sufre grandes variaciones estacionales sujetas al ciclo hidrológico y al patrón de descargas de las principales escorrentías fluviales pertenecientes al Guadalquivir, Tinto-Odiel y Guadiana (Caballero *et al.*, 2014; Bellanco & Sánchez-Leal, 2016; Sánchez-Leal *et al.*, 2017; Sánchez-Leal *et al.*, 2020).

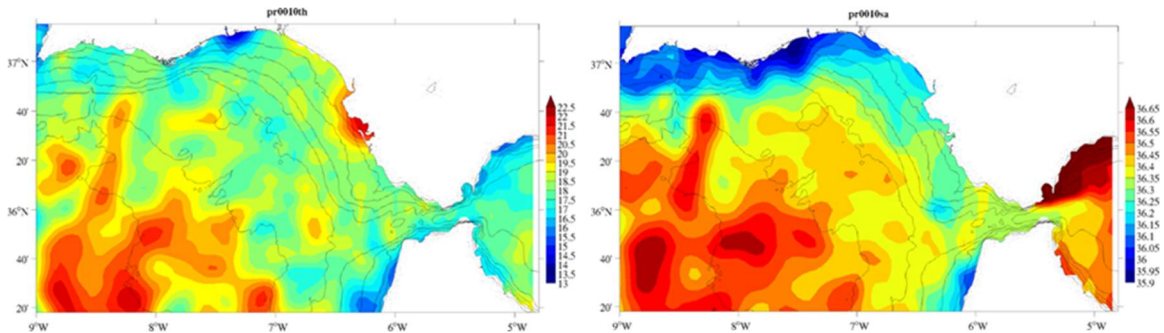


Figura 167: Campos de temperatura (izquierda) y salinidad (derecha) cerca de la superficie (10 m). Media anual. Fuente: SEADATANET. Elaboración propia.

En las Figura 168 y Figura 169 se muestran las variaciones interanuales de temperatura y la salinidad a partir de las observaciones adquiridas con perfilador CTD en las mismas estaciones de muestreo mostradas anteriormente (estaciones STOCA SP6 y GD6). En el caso de la temperatura encontramos mínimos al final del invierno, inicio de la primavera (febrero-marzo) y máximos en verano-otoño en el caso de la temperatura (periodo de alta estratificación en la columna de agua). Para la salinidad los mínimos se dan en primavera y los máximos en otoño. El aumento de temperatura y salinidad en otoño se explica por la relajación de los vientos favorables al afloramiento (Sánchez-Leal *et al.*, 2020).

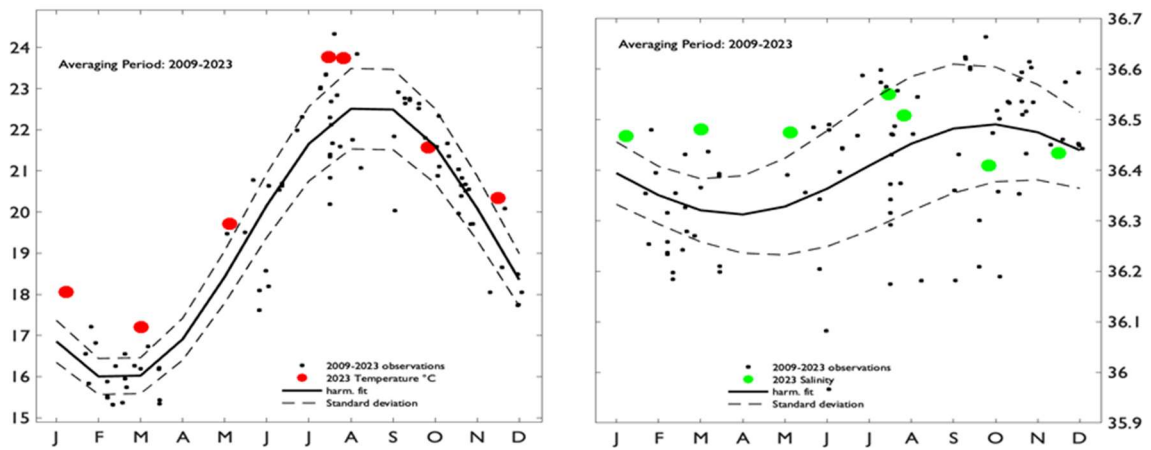


Figura 168: Ciclo estacional de la temperatura (izquierda) y la salinidad (derecha) en superficie en la estación de muestreo SP6 (36.1478°N, -6.7114°S), observaciones del periodo 2009-2023. Fuente: Elaboración propia a partir de datos STOCA.

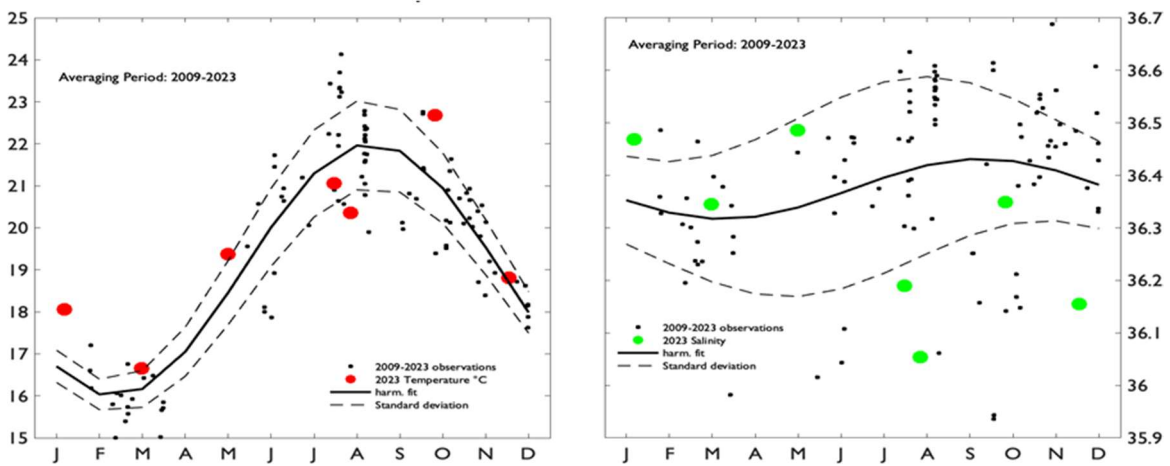


Figura 169: Ciclo estacional de la temperatura (izquierda) y la salinidad (derecha) en superficie en la estación de muestreo GD6 (36.4806°N, -6.9314°S), observaciones del periodo 2009-2023. Fuente: Elaboración propia a partir de datos STOCA.



La salinidad está más influenciada por fenómenos de tipo advectivo y por la fuerte variabilidad interanual en la pluviosidad. En el caso de la temperatura observamos valores superiores, incluso por encima de la desviación estándar (especialmente en 2023), que nos indican una continuidad en el aumento de temperatura (observable en otras muchas regiones del Atlántico Norte, González-Pola *et al.*, 2021) y la presencia de olas de calor marino (Fernández-Barba *et al.*, 2023).

7.2.1.2. Hidrografía superficial

La zona aledaña al cabo San Vicente está sometida a un régimen casi permanente de vientos favorables al afloramiento, lo que conlleva el establecimiento de una circulación asociada, con corrientes hacia el ecuador y la generación frecuente de filamentos hacia el océano profundo. Con frecuencia se suceden episodios de relajación de estos vientos favorables que estimulan la propagación hacia el W de una contracorriente costera que a veces penetra hasta la plataforma occidental (Sánchez *et al.*, 2006; García-Lafuente, 2008). El resultado es la generación de una celda ciclónica sobre la plataforma comprendida entre los cabos de San Vicente y Santa María (Sánchez *et al.*, 2003).

La alineación en dirección O-E de la costa N del golfo de Cádiz favorece la generación del afloramiento costero cuando predominan los vientos con componente W. Esta situación es favorable a la elevación de la nutriclina en dicha celda, la retención y concentración de fitoplancton en su interior (García-Lafuente & Ruiz, 2007) y la advección de estas aguas ricas en nutrientes y materia orgánica hacia la zona oriental del cabo de Santa María (García-LaFuente & Ruiz, 2007; Gonzalez-Ortegón, 2018). Tanto la intensificación del afloramiento costero en la zona próxima al cabo de Santa María, como la advección causada por la corriente regional, son mecanismos que explican la extensión hacia el E de filamentos de agua aflorada, los cuales se extienden hasta la desembocadura del río Guadalquivir (García-Lafuente & Ruiz, 2007; Fanelli *et al.*, 2024).

Aunque muchos de los filamentos generados en el cabo de San Vicente son causados por la desestabilización de la corriente de plataforma, y provocan la recirculación de materia y propiedades entre la costa y el océano abierto (Sánchez-Leal *et al.*, 2008), el balance suele ser favorable a la exportación neta (Cravo *et al.*, 2010). Esto es especialmente cierto en aquellos eventos en los cuales los filamentos son causados por la advección turbulenta de agua costera (Peliz *et al.*, 2004).

En el golfo de Cádiz se dan cita otros procesos que son favorables a la generación de afloramiento costero. Uno de ellos es el causado por la interacción de la corriente de marea con los bajos de Trafalgar (Vargas *et al.*, 1999). Esta interacción provoca el forzamiento vertical y el bombeo de agua más profunda, fría y rica en nutrientes que las aguas circundantes. Estas aparecen en las imágenes satelitales como un núcleo frío y con elevadas concentraciones de clorofila en la zona próxima al cabo de Trafalgar en una estructura que muestra características compatibles con un afloramiento permanente. Navarro & Ruiz (2006) argumentan que este proceso posibilita las condiciones favorables para la producción primaria.

7.2.2. Las masas de agua intermedias y profundas

7.2.2.1. Evolución de la hidrografía

En la Figura 170 se puede observar la evolución en los últimos 15 años de las propiedades de las masas de agua en la estación de muestreo de referencia SP6. Observamos la presencia



distintiva de ENACW superior e inferior que emerge como tipos de agua que siguen la línea recta entre u-ENACW y l-ENACW. El mínimo de temperatura, salinidad y spiciness marca el núcleo l-ENACW y la isopocina de 26,40 kg/m³ define aproximadamente el límite inferior de la capa de mezcla superficial (Surface Mixed Layer, SML) en SP6 (Figura 170 y Figura 171). El aumento de la spiciness desde ese mínimo hasta aproximadamente 100 m de profundidad revela la presencia creciente de la u-ENACW. La spiciness también aumenta hasta el fondo del mar, lo que revela la ocupación de la MOW. La línea superior de 36,0 discurre horizontalmente a unos 200 m, pero la inferior desciende al aumentar la distancia desde el rompiente de la plataforma, lo que permite establecer un mínimo de l-ENACW mar adentro. La inclinación de las isohalinas por debajo de este mínimo revela la presencia de la interfaz l-ENACW/MOW que también desciende mar adentro. Los datos en SP6 revelan también la ausencia de la característica distribución en forma de cuenco de los tipos fríos y de baja salinidad asociados con la AAIW. La intensa dilución de la MW en el golfo de Cádiz da lugar a salinidades máximas del MOW que no superan los 37,2 en SP6.

Además, la Figura 170 revela el impacto de eventos extremos como el desarrollo de un SML de aproximadamente 300 m de espesor en marzo de 2018. Centrándonos en la capa ENACW, la profundidad del mínimo de salinidad se contonea sobre una tendencia al alza estadísticamente significativa. Estas oscilaciones suelen ir acompañadas de un estiramiento/retracción de la distancia vertical entre las isohalinas 36,0.

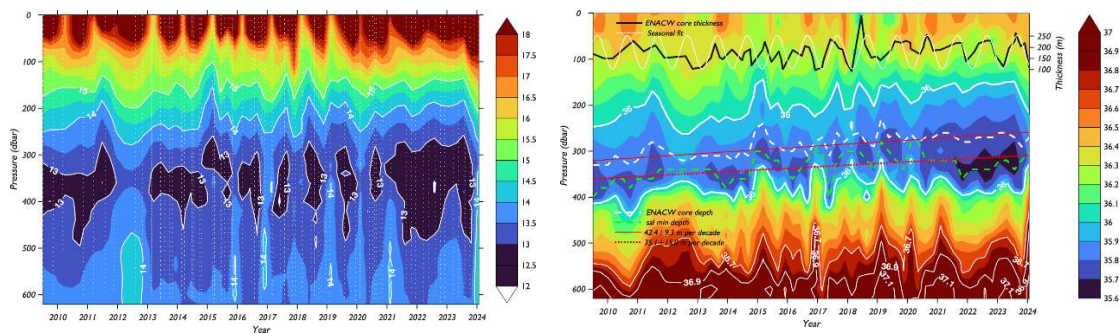


Figura 170: Evolución 2009-2024 de las propiedades de la masa de agua en SP6. [Izquierda] Temperatura potencial (°C). Los contornos seleccionados están dibujados y etiquetados. Los perfiles verticales individuales se indican como líneas de puntos. [Derecha] Salinidad. La isohalina 36,0 delimita el núcleo l-ENACW. Se han dibujado contornos adicionales dentro de la capa MOW. La línea blanca discontinua representa la profundidad media del núcleo l-ENACW, calculada como la profundidad media de la capa con salinidad < 36,0, y la línea verde se corresponde con el mínimo de salinidad. La línea roja continua es el ajuste lineal para la profundidad media del núcleo de la l-ENACW y la discontinua el ajuste para el mínimo de salinidad. En el eje y secundario se dibuja la evolución del núcleo l-ENACW en m (tomado como el intervalo vertical entre las isohalinas superior e inferior de 36,0) a lo largo del tiempo (línea negra) junto con un ajuste estacional a las observaciones (línea blanca). Fuente: elaboración propia.

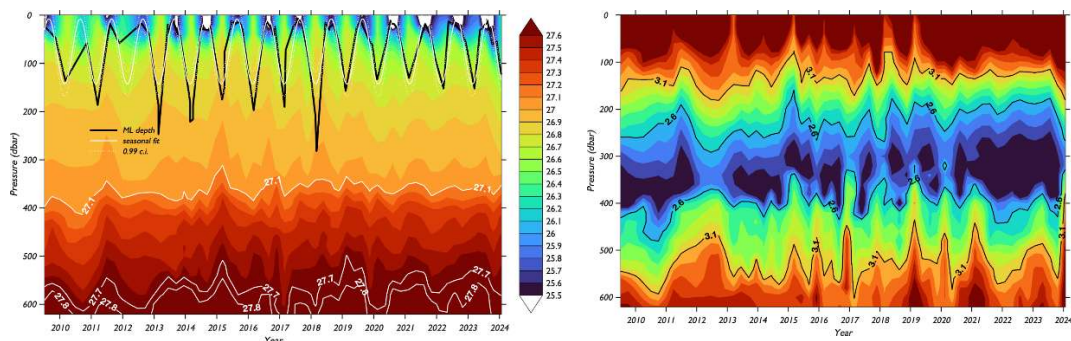


Figura 171: [Izquierda] Anomalia de densidad potencial (kg/m³). Las isopícnicas adicionales aparecen en negro. La línea negra superpuesta representa la profundidad de la capa de mezcla (MLD), calculada como la distancia vertical entre la superficie y la profundidad en la que la densidad supera en 0,125 kg/m³ a la de la superficie. También se incluye el ajuste estacional (líneas blancas discontinuas). [Derecha] Spiciness (kg/m³).



La variación estacional del mínimo de salinidad de ENACW va acompañado de variaciones coincidentes de la profundidad de la capa de mezcla (MLD) y la profundidad de la interfaz l-ENACW/MOW, lo que sugiere cambios interdependientes. La restricción y contracción estival de la SML y el hundimiento de la capa de MOW por debajo (véase la forma de la isohalina 36,7 en la Figura 170) coinciden con el enfriamiento, el refrescamiento y la expansión vertical del mínimo de salinidad. Por otro lado, la formación de una SML fría en invierno (de unos 160 m de espesor) y el ascenso de la interfaz l-ENACW/MOW se produce en fase con el calentamiento y la salinización del mínimo de salinidad. El efecto sobre las secciones transversales se ilustra en la Figura 172.

En verano, el mínimo de salinidad se extiende en la horizontal y permite aguas relativamente más frescas y frías en el talud superior. Esto es evidente ya que las aguas con salinidad inferior a 36,0 alcanzan el talud superior en verano y la isohalina de 36,7 se sitúa por debajo de los 560 m (Figura 172). En invierno, la cuña de baja salinidad se retira mar adentro a medida que la capa de MOW se expande lateralmente. Esto se observa por la penetración de aguas relativamente salinas en el talud superior (la isohalina 36,0 no cruza el fondo y la isohalina 36,70 está unos 100 m más alta que en verano; Figura 172). Esta interacción presenta cambios termohalinos estacionales por debajo de la pycnoclina estacional, con aguas más frías y menos salinas en verano (aguas más cálidas y salinas en invierno y otoño; Figura 172).

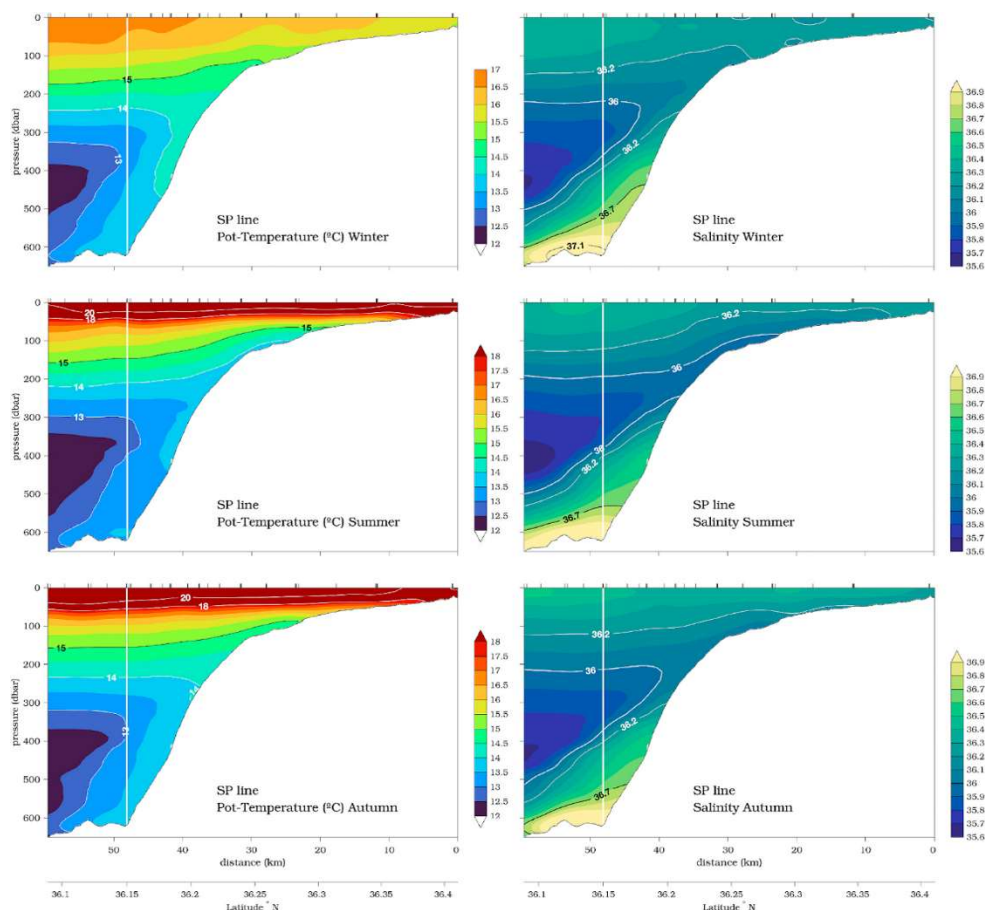


Figura 172: Variación estacional de la temperatura (°C, panel izquierdo) y salinidad (panel derecho) en el transecto SP (las líneas verticales blancas indican la posición de la estación de referencia SP6). Estos valores para invierno, verano y otoño han sido obtenidos a partir de la media en el periodo 2009-2020. Fuente: Sánchez-Leal et al., 2020.



Estos cambios estacionales pueden ser debidos a cambios en la profundidad exacta de los límites entre las distintas capas o cambios en las propiedades de la masa de agua (incluidos los cambios en las proporciones de los distintos tipos de masas de aguas).

En la Figura 173 se observan los cambios en la temperatura y la salinidad a distintos rangos de profundidad (superficie, intermedia y profunda) en la estación SP6. Se observa claramente como hay una tendencia al calentamiento de las aguas en superficie ($0,918 \pm 1,584^{\circ}\text{C}/\text{década}$) mientras a profundidades intermedias encontramos cada vez aguas más frías y menos salinas ($-0,144 \pm 0,031$ psu/década). En profundidades superiores a los 350 m encontramos aguas mediterráneas cada vez más saladas ($0,090 \pm 0,086$ psu/década) y ligeramente más cálidas. Estas tendencias por capas pueden observarse también en la Figura 174, promediadas a lo largo de toda la columna de agua.

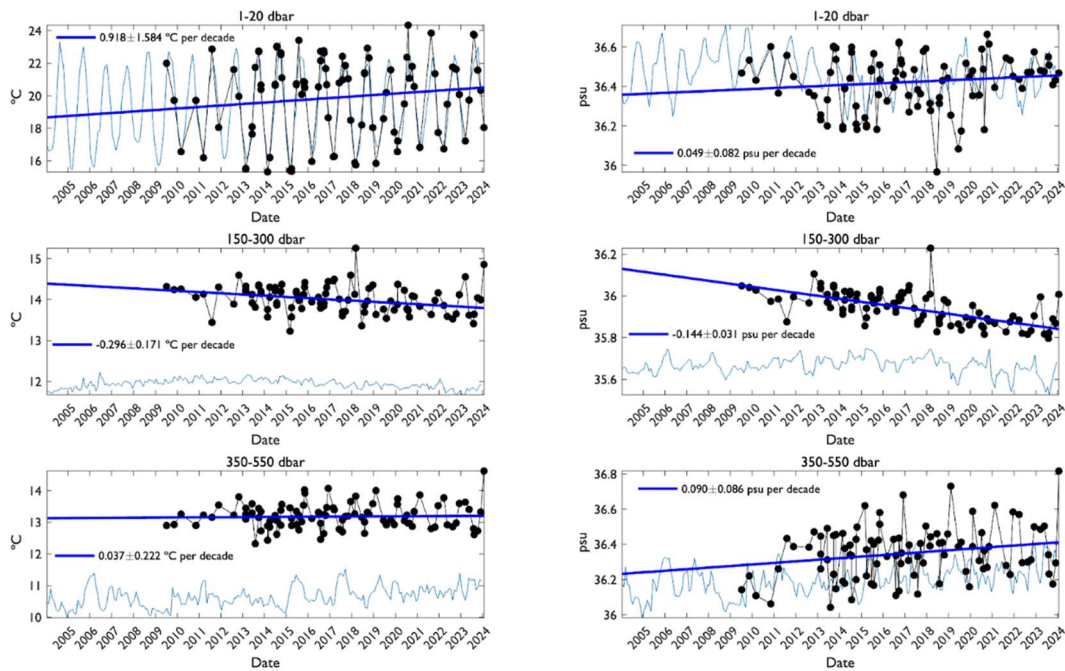


Figura 173: Variaciones a largo plazo de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) y salinidad a distintos rangos de profundidad (1-20 dbar, somero; 150-300 dbar, intermedio; 350-550 dbar, profundo) en SP6. Se representan en negro los datos in-situ y su tendencia (línea azul continua) a y en azul claro los datos del producto EN4 de ARGÓ (Global gridded 1 degree NetCDF objective analyses produced from all types of data including Argo). Fuente: elaboración propia.

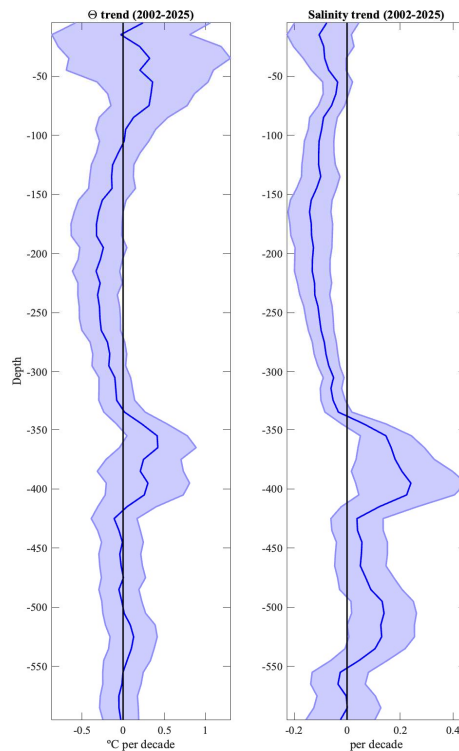


Figura 174: Tendencias para el periodo 2002-2025 de la temperatura ($^{\circ}\text{C}$) y la salinidad por capas a lo largo de toda la columna de agua en la estación de muestreo SP6. Fuente: elaboración propia.

Respecto a la variabilidad estacional, en la Figura 175 se representan las anomalías promediadas estacionalmente (con respecto a la media anual) de los términos de descomposición individuales, su suma y el cambio isobárico frente a la profundidad (más detalles en Sánchez-Leal *et al.*, 2020). En esta figura se puede observar tanto el calentamiento invernal como la salinización por debajo de 150 m. Un máximo relativo de $\theta'z$ y $S'z$ (cambio isobárico) ocurre entre 350-450 m (pico a 380 m, con $\pm 0,25$ $^{\circ}\text{C}$ y $\pm 0,07$), que es la localización aproximada del núcleo I-ENACW en SP6 (Figura 170). El verano presenta la situación opuesta, con enfriamiento y refrescamiento en todas partes por debajo de 150 m, más intenso entre 350-450 m (pico a 380 m, con $-0,4$ $^{\circ}\text{C}$ y $-0,11$). El otoño acoge la transición del verano fresco y relativamente fresco al invierno cálido y más salino.

En invierno, toda la columna de agua está más caliente que la media anual. Sin embargo, la columna de agua es más salina sólo hasta aproximadamente 450 m de profundidad, ya que el término isobárico cambia de signo y revela el frescor otoñal por debajo (incluida la capa MOW). Más interesante aún, el calentamiento y la salinización otoñales presentan dos máximos separados: de 150 a 350 m ($\pm 0,15$ $^{\circ}\text{C}$ y $\pm 0,03$) y entre 380-460 m ($\pm 0,16$ $^{\circ}\text{C}$ y $\pm 0,05$), este último especialmente llamativo para la salinidad.

Además, la Figura 175 muestra que los cambios están dirigidos por una acción complementaria del oleaje de 150 a 300 m y *spiciness* por debajo. Hay que hacer una excepción con las salinidades otoñales, en las que el oleaje anula el *spice* e impulsa los cambios observados. Obsérvese que en invierno (verano), el calentamiento/salinización (enfriamiento/refrescamiento) está dirigido principalmente por el oleaje de 150 a 350 m y por un *spiciness* más abajo. El vaivén del oleaje/*spiciness* queda bien ilustrado en otoño, cuando los cambios isobáricos muestran un mínimo relativo a 350 m que separa la parte dominada por el oleaje (100-350 m) de la parte dominada por las especies (350-450 m). La



descomposición de la salinidad sugiere además que el oleaje domina por debajo de los 500 m en otoño.

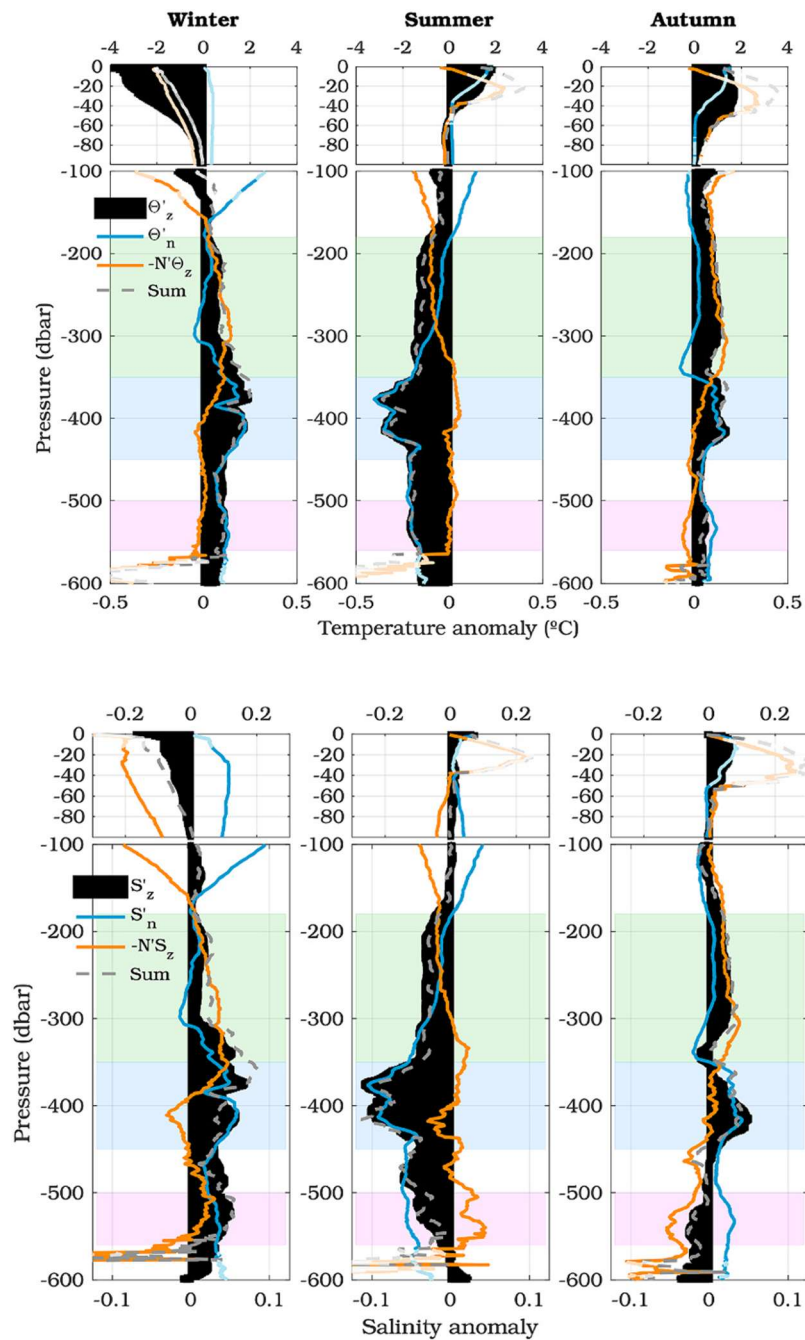


Figura 175: Medias estacionales de la temperatura (arriba) y la salinidad (abajo) en SP6 a lo largo de la columna de agua. La abscisa utiliza una escala diferente para los 100 m. Las sombras horizontales negras representan el cambio isobárico (θ_z y S_z), la línea azul es el cambio isopícnico (θ_n y S_n) y la línea naranja es el oleaje ($-N\theta_z$ y $-NS_z$). La línea gris discontinua es la suma de isopícnicas y oleaje y debería coincidir con el término isobárico. Los resultados aparecen atenuados cuando la diferencia es $> 30\%$. Los rectángulos sombreados marcan el núcleo I-ENACW (350-450 m; azul claro), la capa inmediatamente superior (180-350 m; verde) y la parte superior de la veta MOW (500-575 m; rosado).

7.2.2.2. Circulación en plataforma y talud

A través del estrecho de Gibraltar tiene lugar un intercambio de masas de agua. Este intercambio es mayoritariamente bicapa, con salida de MW desde el mar Mediterráneo hacia el golfo de Cádiz en la capa inferior y entrada de Agua Atlántica por la capa superior



(Figura 176). La salida de Agua Mediterránea se produce en cascada desde los 300 hasta los 1000 m. A su salida esta se constituye como una corriente de fondo que vira hacia la derecha por efecto de la rotación terrestre, pegada al talud. Pasado el cabo Santa María, la corriente alcanza el equilibrio como una corriente de gravedad: Subcorriente Mediterránea (MU). A medida que desciende y avanza hacia el O el transporte en la MU se multiplica por 3 (de 0,7 Sv en el estrecho a 2 Sv en el extremo occidental; Baringer & Price, 1997), a medida que pierde salinidad y temperatura (y densidad) debido a la mezcla y *entrainment* con el agua central suprayacente (ENACW), más fría y menos salina. La zona de mayor mezcla aparece a unos 80 km del Estrecho, frente al cabo Trafalgar.

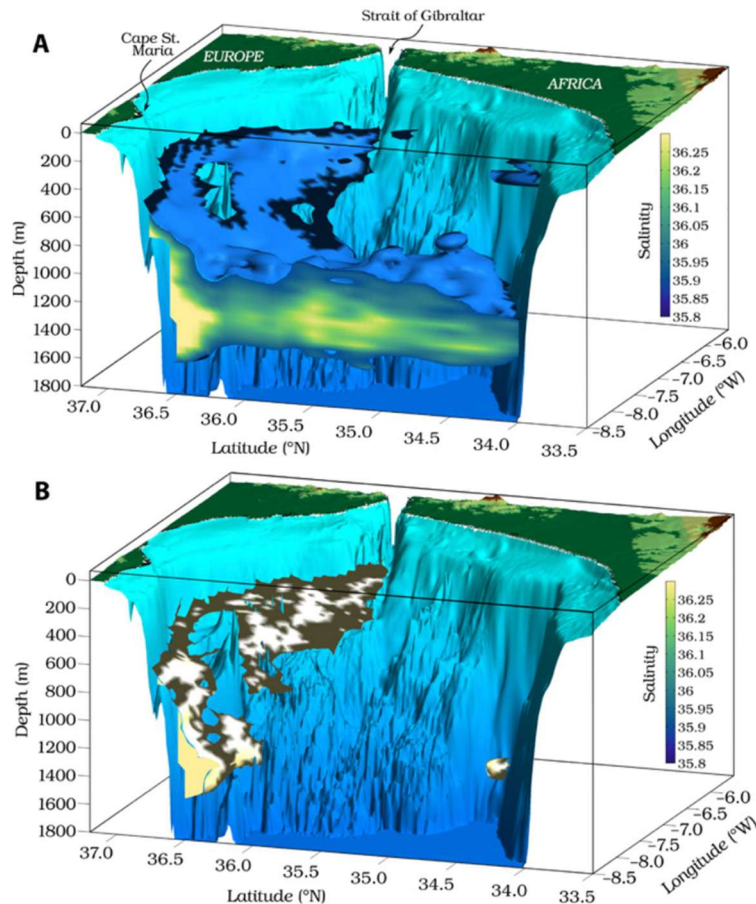


Figura 176: Imagen tridimensional de la salida de agua mediterránea a partir de la señal de salinidad. (A) Las aguas más salinas de 35,90 muestran la envolvente de las aguas mediterráneas en el golfo de Cádiz. La imagen revela dos núcleos bien definidos: uno más salino y denso anclado sobre el talud a unos 1200 m de profundidad; el otro está desplazado hacia aguas abiertas entre 35,0-35,5°N, y se comporta como una pluma flotante. (B) La isohalina de 36,30 delinea las características del núcleo más salino y denso. Fuente: Sánchez-Leal et al. (2017).

El flujo mediterráneo no siempre se ve atrapado en el talud, sino que más bien se ve influenciado por valles y cañones submarinos que causan una asimetría horizontal del *entrainment*, inducen meandros y provocan la partición del transporte en un número variable de ramas y brazos (Ambar & Howe, 1979a; Zenk & Armi, 1990) (Figura 177 y Figura 178). Los estudios clásicos sugerían la existencia de tres núcleos principales (e.g., Siedler, 1968; Madelain, 1970; Zenk, 1970; Ambar & Howe, 1979a, b). Estudios más recientes apuntan a la presencia de al menos dos núcleos más (Sánchez-Leal et al., 2017; Figura 178). Estos se pueden distinguir aguas abajo del Estrecho por máximos de temperatura y salinidad, agrupados en tres grandes venas: una centrada alrededor de los 400 m (*Shallow Core* o SC),



otra en los 800 m (27.6 sigma-t; *Upper Core* o UC), y una tercera a los 1.200 m (27.8 sigma-t; *Lower Core* o LC) (Figura 177 y Figura 178).

Trabajos recientes sugieren que a través de procesos como el *de(en)trainment* ambas circulaciones (MOW-ENACW) se encuentran conectadas, influyendo con más importancia que el viento local. *Entrainments* sobre cada uno de los brazos principales del MOW parecen ser los responsables del flujo de aguas centrales hacia el estrecho, uno sobre el talud y otro aguas afuera, para compensar los transportes sobre el UC y LC respectivamente (Peliz *et al.*, 2009). La integración vertical de este flujo genera una celda ciclónica (pluma beta; Kida, 2006) en relación con la entrada de aguas de la Corriente de Azores. Siguiendo argumentos sobre la conservación del volumen, Mauritzen *et al.* (2001) predicen la recirculación ciclónica por el borde septentrional del Golfo, con la ENACW modificada por flujo diapirico en un proceso denominado *detrainment*.

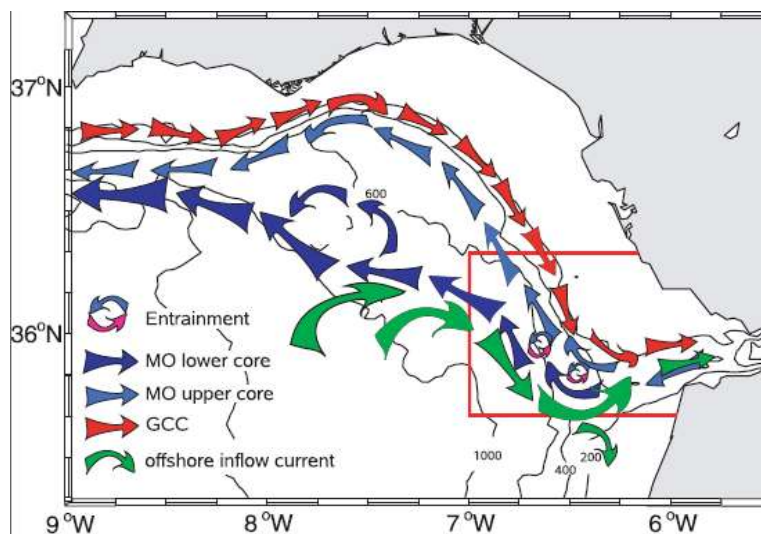


Figura 177: Representación esquemática de la circulación en el golfo de Cádiz. Las flechas azules representan el flujo de salida de agua mediterránea (núcleo superior e inferior), en rojo la corriente de talud GCC y en verde el flujo atlántico de entrada. Fuente: Peliz *et al.* 2013.

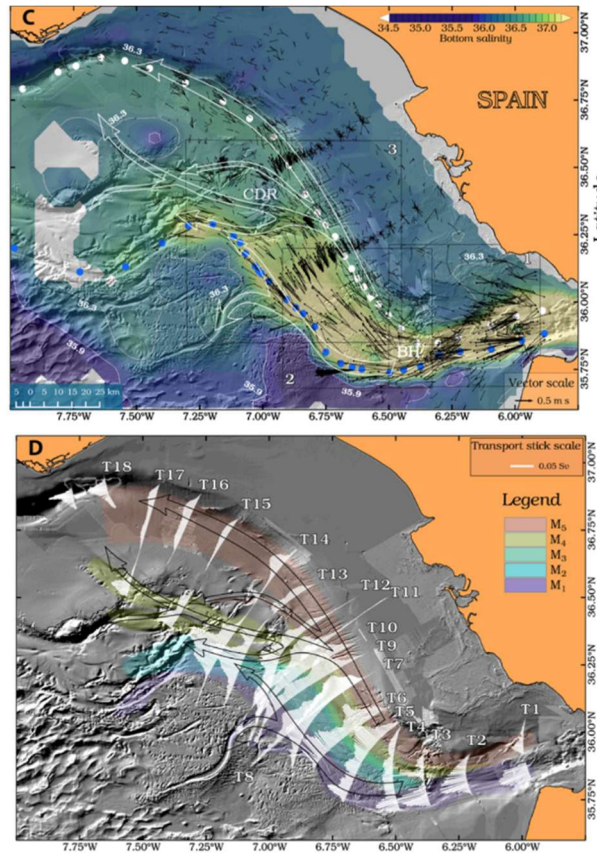


Figura 178: [Arriba]. Mapa de relieve sombreado de la batimetría del golfo de Cádiz con los vectores de velocidad instantánea cerca del fondo (flechas negras) sobre salinidad (tonos de color). Se incluyen los contornos de salinidad de 35,9 y 36,3 para referencia visual. Los puntos de colores indican las trayectorias aproximadas de los núcleos históricos superior e inferior. Las flechas blancas abiertas muestran la ramificación de los núcleos históricos. CDR y BH son las siglas de la Dorsal Diapírica de Cádiz y el Alto del Basamento, respectivamente. La fragmentación de la corriente mediterránea ocurre hasta en 5 brazos independientes que se ajustan a la topografía abrupta del fondo. [Abajo]. Vectores con el transporte integrado de la corriente mediterránea a lo largo de diversas secciones. A partir de dicha estimación se interpretan las rutas de los 5 brazos de la corriente mediterránea, desde el M1 (más somero, Upper Core) hasta M5 (el más profundo, Lower Core). Fuente: Sánchez-Leal et al. (2017).

La entrada de Agua Mediterránea introduce una anomalía termohalina que se modifica y mezcla en el golfo de Cádiz para propagarse hacia el océano Atlántico, ejerciendo una enorme influencia en la circulación global. Con respecto a la circulación regional, esta anomalía implica la inversión de los perfiles de salinidades que conlleva implicaciones dinámicas. La disminución de temperatura con la profundidad va asociada con un aumento de salinidades que revierte en debilitamiento de la baroclinicidad (gradientes isopicnos) con respecto a sistemas no perturbados por este tipo de anomalías.

Al igual que al N del cabo de S. Vicente, el margen africano también muestra la alternancia estacional de corrientes de talud. Es tentador establecer la conexión entre los procesos que ocurren en ambos márgenes del golfo de Cádiz. Por ejemplo, Vélez-Belchí *et al.* (2021) mostraron la subcorriente hacia el polo de Canarias (CiPU) como un fenómeno que fluye desde 26°N hasta 45°N (Cabo Finisterre) sobre los 1000 dbar. Esta corriente se impulsa por el gradiente de presión meridional entre las AAIW en el sur y las Aguas del MOW, más al norte. Este gradiente exhibe una alta variabilidad estacional, con un máximo otoño y un mínimo en primavera. Los autores argumentan que esto se debe a la extensión hacia el polo de las AAIW, forzada por el bombeo de Ekman en los trópicos. La presencia de la MOW es una característica única de este EBUS, lo cual permite unos gradientes horizontales a unos niveles de profundidad no habituales en el resto de sistemas.



La extensión hacia el polo de las AAIW tiene un importante efecto en la circulación y propiedades en el golfo de Cádiz (Roque *et al.*, 2019) y toda la península ibérica. Roque *et al.* (2019) verifican la extensión y propiedades de las AAIW que varían estacionalmente, con una mayor presencia en otoño, en detrimento de las Aguas ENACW. Los autores manifiestan que esta alternancia es fruto del impulso del viento.

Las observaciones más recientes apuntan en la dirección de que ambos flujos (MOW y AAIW) cohabitan en el golfo de Cádiz. La Figura 179 muestra las velocidades de corriente sobre el fondo en cinco puntos de la zona profunda de la demarcación sudatlántica. Las velocidades medias caracterizan la propagación de los principales flujos sobre el fondo. Salvo uno de los correntímetros (Anastasya, 457 m de profundidad) la variabilidad observada al N de 36°N está dominada por la subcorriente mediterránea. Anastasya queda aislado de la circulación de la MOW por el bloqueo causado por la dorsal diapírica de Cádiz. Los demás exhiben el conocido patrón de las rutas del MOW en el Golfo que sugieren la apertura del flujo mediterráneo en abanico siguiendo los canales y valles submarinos (Sánchez-Leal *et al.*, 2017).

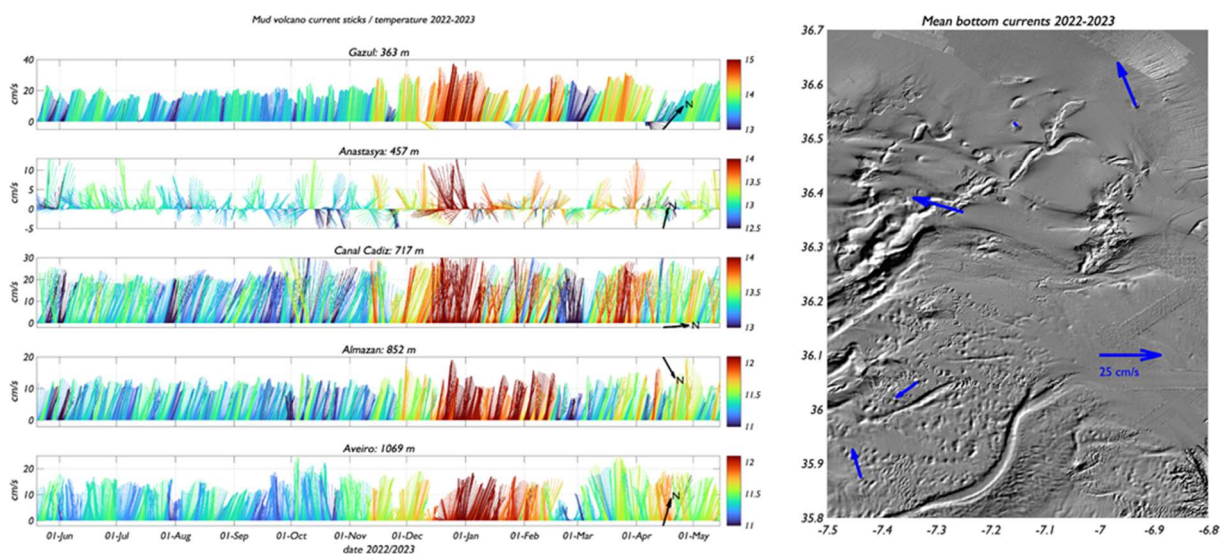
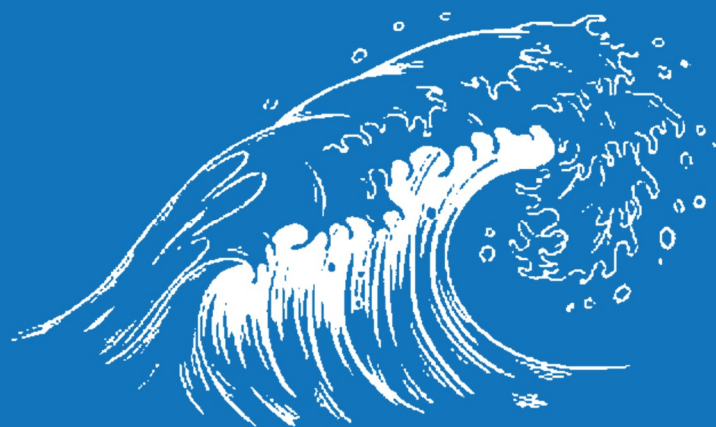


Figura 179: Velocidades sobre el fondo en la cima de los volcanes de fango del golfo de Cádiz (2022-2023). [Izquierda] Serie temporal filtrada (filtro de paso bajo Butterworth 40 h). Los vectores están rotados para facilitar la visualización. La escala de colores corresponde a la temperatura. [Derecha] Vectores promedio para todo el periodo. Se indica también el vector de referencia (25 cm/s). Fuente: elaboración propia.

Sin embargo, el correntímetro más al S (Aveiro, 1069 m) muestra un patrón contrario, con flujos que se dirigen hacia el N siguiendo la batimetría profunda del olistostroma del golfo de Cádiz. Este instrumento está probablemente dominado por la circulación asociada a la entrada de AAIW transportada por la CiPU.

Roque *et al.*, 2019 argumentan que la presencia de AAIW en el Golfo es estacional y está relacionada con la reducción en el volumen de aguas de origen atlántico y mediterráneo, que son comprimidas y desplazadas hacia el talud. El impacto de esta llegada estacional debe extenderse no solo al desplazamiento de las masas de agua por las corrientes, sino también al cambio en sus propiedades por los diversos mecanismos de mezcla horizontal y diapícnica. Esta puede ser la explicación de la coherencia entre los patrones de velocidad y temperatura mostrados en todos los instrumentos presentados en la Figura 179.



DEMARCACION CANARIA



8. Demarcación canaria

8.1. Contexto regional

La demarcación canaria se ubica en el margen centro-oriental del océano Atlántico, al noroeste de África. Con una longitud entre sus extremos norte y sur cercana a los 1000 km y un área total de 486170 km², es la demarcación marina española más extensa. En ella se encuentra el archipiélago canario que cubre un extenso cinturón de unos 500 km de anchura en el área central y consta de ocho islas principales: La Graciosa, Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria, Tenerife, La Gomera, La Palma y El Hierro, además de tres islotes: Alegranza, Isla de Lobos y Montaña Clara. Además, hay numerosos montes submarinos distribuidos al noreste y suroeste del archipiélago (Figura 180), lo que forma lo que se conoce como la Provincia Volcánica de las Islas Canarias (Geldmacher *et al.*, 2005).

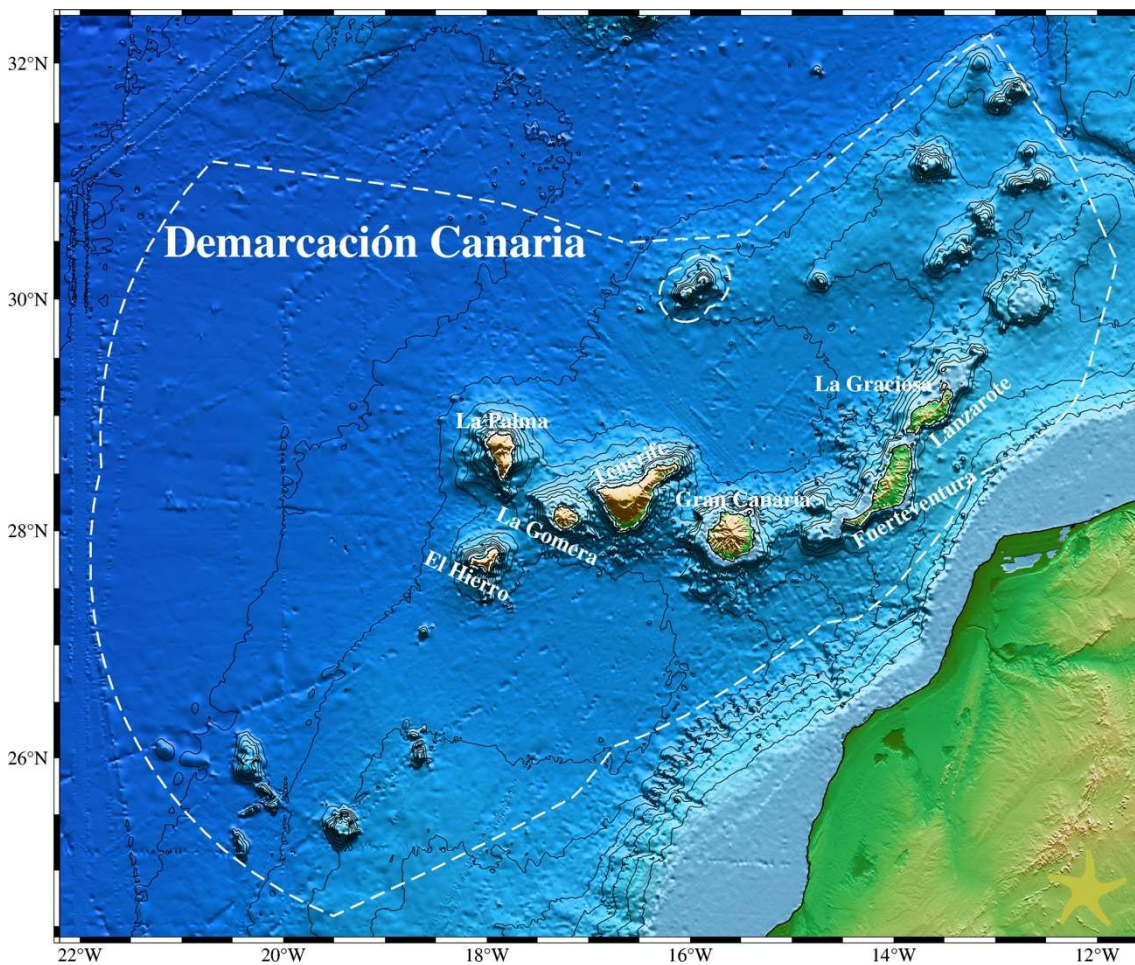


Figura 180: Localización de la demarcación marina canaria mostrando las islas que componen el archipiélago.

Las islas, de origen volcánico, se asientan sobre la placa africana y forman parte de la región natural de la Macaronesia, de la que son el archipiélago más extenso y poblado, junto con los archipiélagos de Azores, Madeira, Salvajes y Cabo Verde, más un sector de la costa sahariana.



8.1.1. Caracterización de la demarcación

El Giro Subtropical del Atlántico Norte es el sistema de corrientes anticiclónicas, que transporta agua cálida desde los trópicos a las altas latitudes. La Corriente del Golfo es su principal componente, y una de sus ramas es la denominada Corriente de las Azores que toma el nombre del mencionado archipiélago por pasar por su extremo sur. La Corriente de las Azores en las cercanías de Madeira gira en dirección suroeste y constituye, principalmente, la Corriente de Canarias (Comas *et al.*, 2011). La Corriente de Portugal, que fluye al oeste de la península ibérica tras girar la corriente del norte hacia el sur, también contribuye a la Corriente de Canarias, si bien de manera muy pequeña y sobre todo en superficie (Hernández-Guerra *et al.*, 2005, Pérez-Hernández *et al.*, 2013).

La Corriente de Canarias (Figura 181), aunque presenta variaciones a lo largo del año, tiene una dirección S-SO, es decir, paralela a la costa africana. Sin embargo, en la zona de Canarias se observan remolinos, en parte favorecidos por el obstáculo que presentan las islas a la corriente general. Así, por ejemplo, frente a la costa occidental de Tenerife la corriente es de componente norte y constituye la rama ascendente de un remolino ciclónico, y la dirección de la corriente, puede ser muy variable junto a las islas. En aguas someras la corriente depende mucho de la forma de la costa, pero a cierta distancia del litoral, al menos en las islas de Tenerife, Lanzarote y Fuerteventura, en diferentes ocasiones se han observado corrientes paralelas a la costa, que circundan a las islas en el sentido del movimiento de las agujas del reloj.

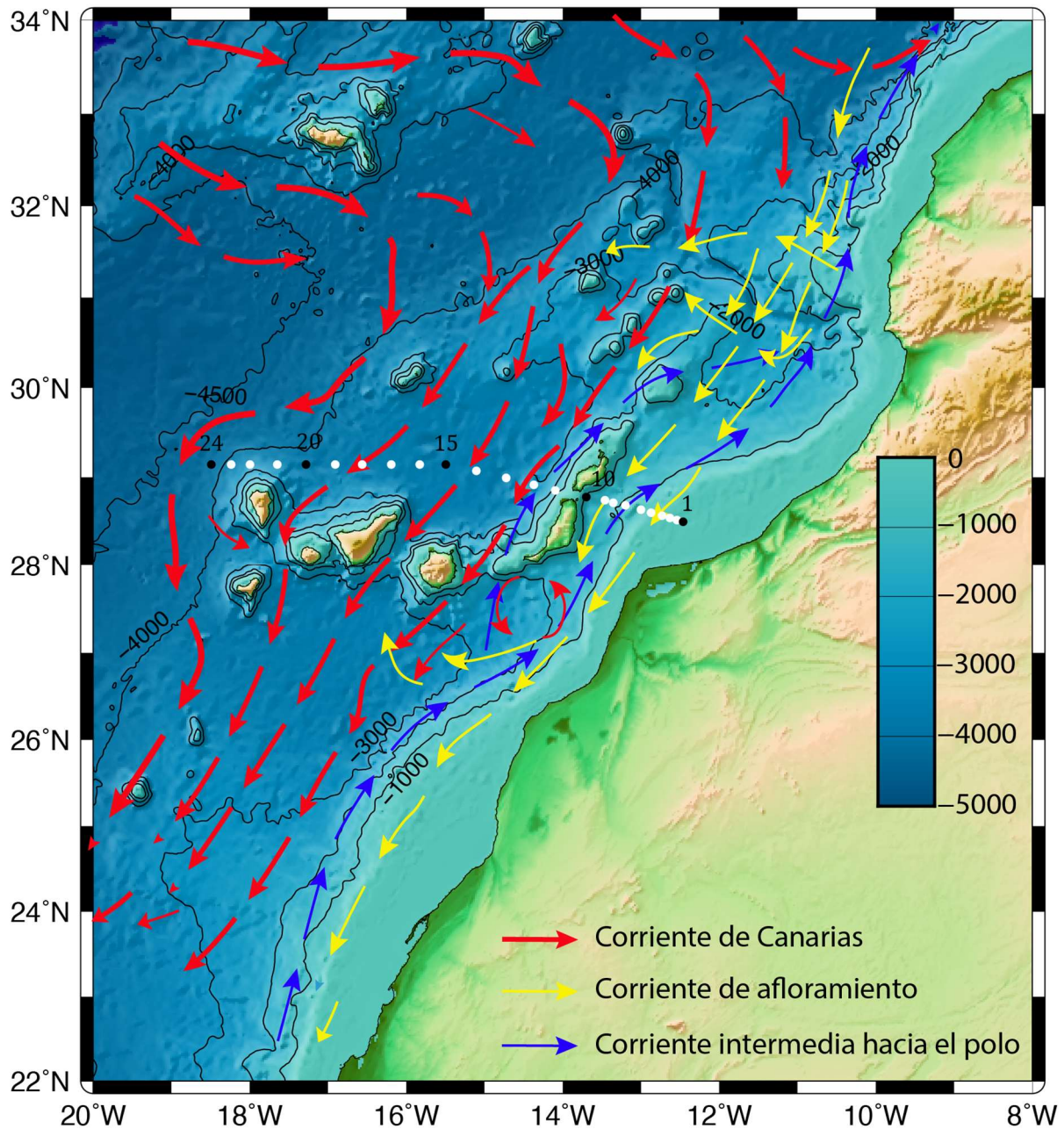


Figura 181: Corrientes oceánicas en la cuenca canaria. Fuente: Elaboración propia.

La Corriente de Canarias transporta agua del norte hacia el sur, y por eso, al llegar a la altura del archipiélago, puede ser considerada como una corriente fría, siempre en relación con la temperatura de las aguas oceánicas, tanto más cálidas cuanto más próximas se encuentran del ecuador.

La Corriente de Canarias tiene un comportamiento estacional (Figura 182) en su trayectoria e intensidad, fluyendo por su posición más oriental en invierno, a través de Canarias en primavera y verano, y en su posición más occidental en otoño, cuando también muestra recirculación hacia el norte en las cercanías de Lanzarote y Fuerteventura (Hernández-Guerra *et al.*, 2017, Pérez-Hernández *et al.*, 2023, Vélez-Belchí *et al.*, 2017). En el canal de Lanzarote, el flujo dominante es hacia el sur excepto en otoño, donde se observa un transporte hacia el norte en las capas superficial e intermedia.



Fuera de la influencia de las islas Canarias, la velocidad media de la corriente en superficie es en general débil, especialmente en verano, no alcanzando los 25 cm s^{-1} . Sin embargo, entre las islas, sobre todo cuando la corriente de marea tiene su misma dirección, la velocidad puede ser superior a 60 cm s^{-1} , tal como se ha observado frente a la costa occidental de Tenerife. En general, la corriente disminuye con la profundidad, de tal forma que, en la zona de Canarias, en la terminación de las corrientes basada en la distribución vertical de la densidad, se considera que la velocidad media es pequeña a 800 m aproximadamente, sobre todo si se compara con la superficie.

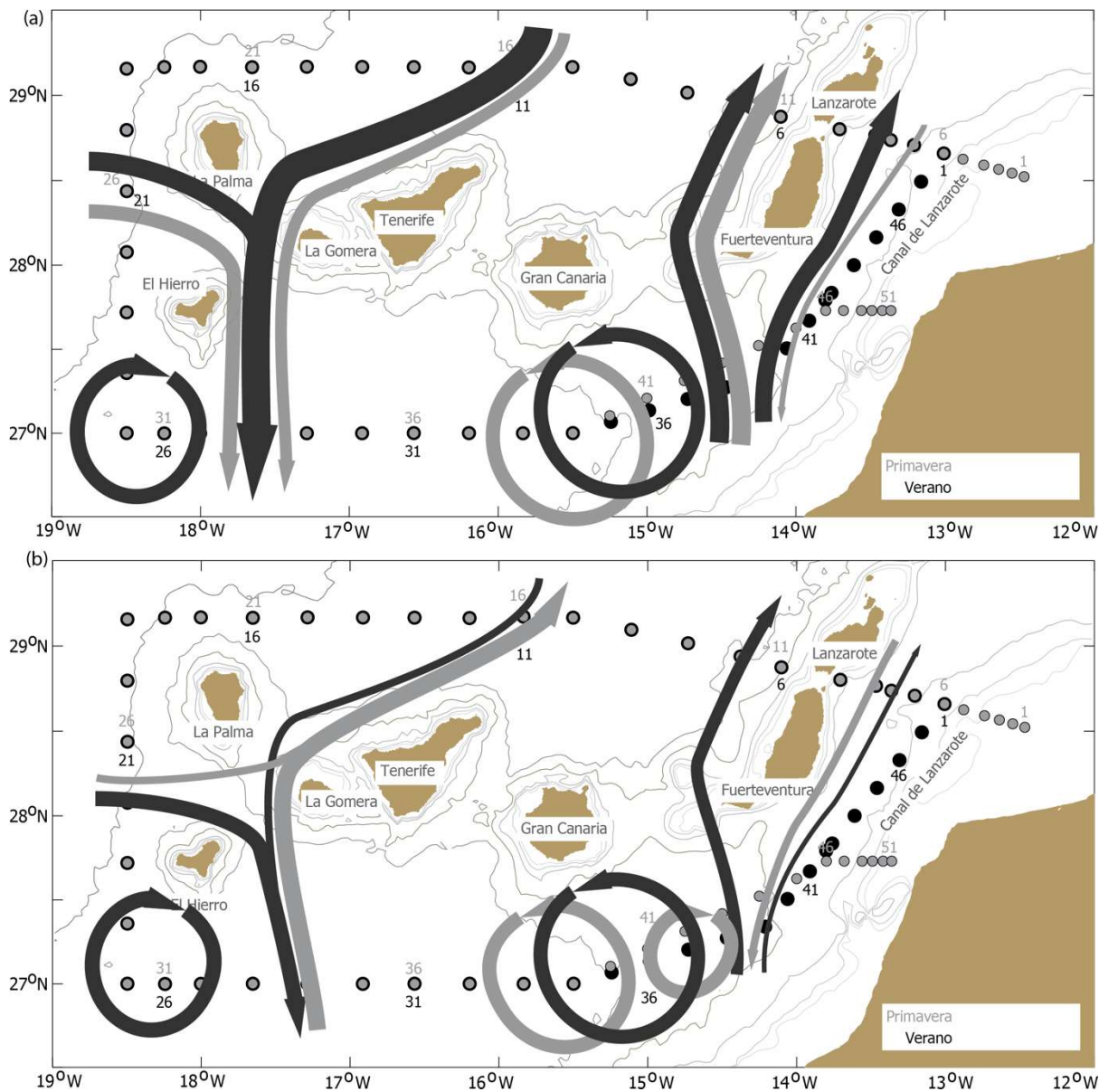


Figura 182: Esquema de corrientes marinas a su paso por Canarias para las aguas (a) superficiales e (b) intermedia. Fuente: Elaboración propia y Vélez-Belchí *et al.* (2017).

También existe una contracorriente subsuperficial junto al talud continental africano, centrada en la isobata de 2000 entre 800 y 1000 m, desde el talud hasta 40 km hacia el oeste (Vélez-Belchí *et al.*, 2021). Esta contracorriente tiene una velocidad máxima superior a 15 cm s^{-1} , y se extiende desde cabo Verde hasta cabo Finisterre, aunque tiene un marcado ciclo estacional, llegando a invertirse, y fluyendo hacia el sur, a finales de invierno. Durante



el verano e inicios del otoño, también existe una corriente de afloramiento (Figura 182), asociada a la intensificación del afloramiento como consecuencias de los vientos alisios.

El transporte de la Corriente de Canarias, es decir, la cantidad de agua que pasa a través de una sección perpendicular a la corriente en la unidad de tiempo, al igual que su velocidad, varían a lo largo del año, habiéndose encontrado un valor máximo de $4.106 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en invierno, a través de una sección situada inmediatamente al norte de las islas Canarias (29°N).

8.1.2. Procesos costeros y de mesoescala

Uno de los caracteres distintivos de la región oceanográfica del noroeste de África en relación con otras áreas dominadas por una corriente límite oriental, es la presencia del archipiélago canario. Situado en la zona de transición entre las aguas eutróficas del afloramiento y las oligotróficas del océano abierto, es un obstáculo apreciable sobre el flujo hacia el suroeste de la Corriente de Canarias y los vientos alisios (Figura 183). Esto da lugar a una alta variabilidad mesoescalar a esta corriente de las islas, en forma de remolinos y estelas cálidas.

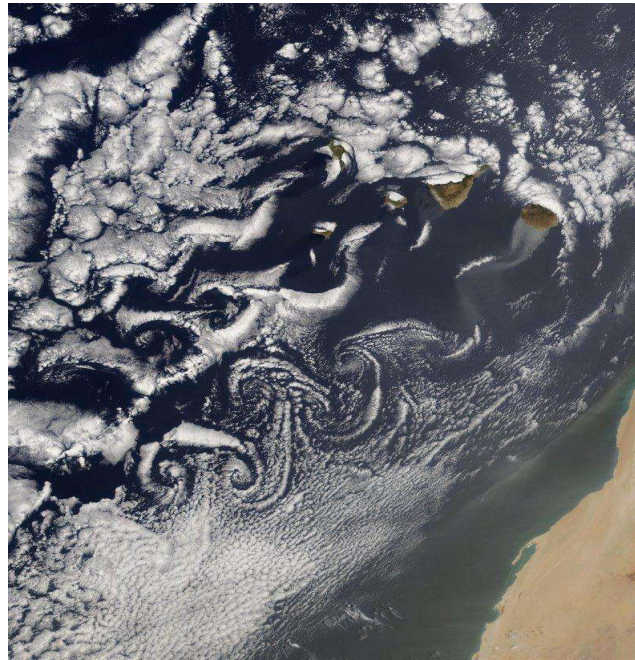


Figura 183: Vórtices de Von Karman producidos por los vientos alisios en las islas Canarias. Fuente: Jacques Desclotres (MODIS Land Rapid Response Team, NASA/GSFC).

Los remolinos al sur de las islas son recurrentes, y combinados con otras estructuras de la zona costera, como es el caso de los filamentos de afloramiento, contribuyen a la variabilidad física y biológica al sur del archipiélago (Aristegui *et al.*, 1997). La coincidencia al sur del archipiélago canario a un mismo tiempo de remolinos generados por las islas da lugar a interacciones entre estas estructuras oceanográficas. Estos remolinos son generados todo el año, pero su número e intensidad es mayor en el segundo semestre de modo que las interacciones son más probables en este periodo. Las interacciones posibles pueden tener lugar entre remolinos de distinto carácter (ciclón-anticiclón) o de igual carácter (anticiclón-anticiclón) (ciclón-ciclón), con resultados bien distintos. La interacción entre remolinos de distinto carácter ha sido bastante documentada. También ha sido documentada la existencia de interacciones entre remolinos y las aguas del afloramiento costero.



Al sur de las islas Canarias se ha observado la presencia de filamentos de agua fría que se extienden desde la costa más de 150 km hacia el océano (Barton *et al.*, 1998). Estos filamentos pueden invadir las aguas del archipiélago, interfiriendo con las estructuras generadas por las islas. Así, la presencia de estos filamentos cerca de las islas puede impedir la propia generación de remolinos.

Sin embargo, si los remolinos están ya formados cuando los filamentos se aproximan, ambos pueden colaborar para transportar las aguas del afloramiento a mayores distancias de la costa. Se ha observado como un remolino anticiclónico generado en Gran Canaria interactuaba con un filamento, introduciendo agua rica y con alto contenido en fitoplancton en su periferia. Puede ocurrir además que más de un remolino esté involucrado en este transporte de agua del afloramiento.

8.1.3. Afloramiento

Aunque el archipiélago canario está situado entre las latitudes 27° 30'N y 29° 30'N, en la zona subtropical, los parámetros físico-químicos oceanográficos de sus aguas, tales como la salinidad y la temperatura, difieren notablemente de los correspondientes a dicha latitud, al estar afectado el archipiélago por la Corriente de Canarias y, especialmente, por el afloramiento de aguas profundas o upwelling que tiene lugar junto a la costa africana.

En la región noroccidental africana y según la teoría de Ekman, los vientos alisios producen, sobre todo en verano, cuando son más intensos y constantes, un transporte neto en superficie perpendicular a la dirección del viento y hacia mar abierto. Esto ocasiona en la franja costera africana una corriente de aguas que proceden de hasta 250 m de profundidad, ricas en nutrientes, frías y de baja salinidad, que de forma continua sustituyen a las aguas desplazadas mar adentro, donde se mezclan con las aguas superficiales, y que afecta a la zona de Canarias. La riqueza en nutrientes produce gran actividad biológica junto a la costa africana (Figura 184). Esta es la causa de que las regiones de afloramiento sean importantes zonas pesqueras. Sin embargo, las bajas temperaturas y salinidades de las aguas afloradas también afectan a toda el área de las islas, produciendo en las aguas superficiales un gradiente horizontal de ambos parámetros, en la dirección de los paralelos.

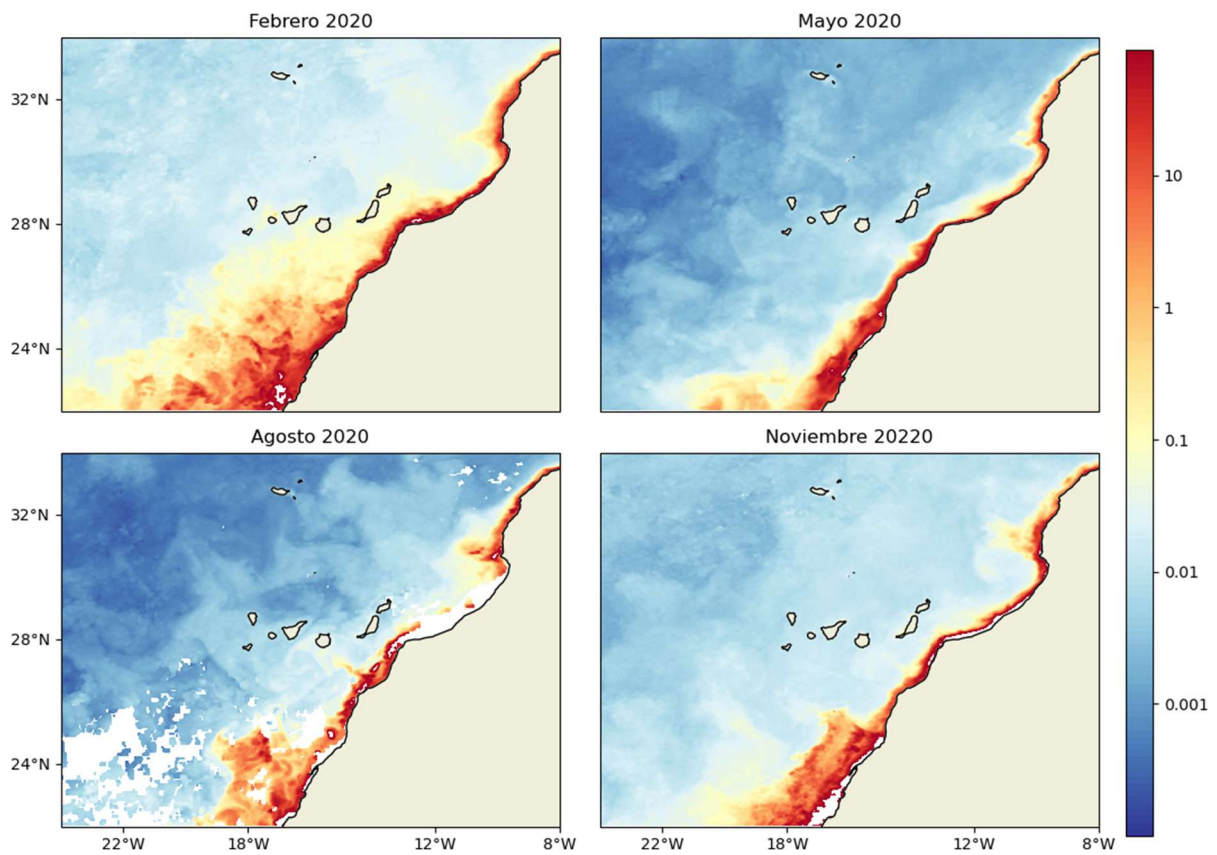


Figura 184: Media mensual de concentración de clorofila a (mg/m^3) de la zona de Canarias, durante 2020. Fuente: Elaboración propia a partir de datos MODIS-NASA.

En la región canaria, los filamentos de afloramiento procedentes de la región comprendida entre cabo Juby y cabo Bojador, son una característica recurrente que parecen tener un papel importante en el transporte de aguas ricas en clorofila, zooplancton y larvas de peces (Hernández-León *et al.*, 2007) (Figura 184).



8.2. Condiciones hidrográficas

Las islas Canarias están inmersas entre el borde oriental del Giro Subtropical del Atlántico Norte, que se extiende a todo lo ancho de la cuenca atlántica y desde los 45°N hasta las zonas ecuatoriales, y la zona de afloramiento de la corriente de Canarias. De este modo el archipiélago canario está bajo la influencia de los procesos oceanográficos del giro subtropical, como con las Corrientes de Canarias y de las Azores, pero también de los asociados a las zonas de afloramiento, como son los frentes y filamentos de agua aflorada. Adicionalmente estos procesos interactúan con el propio archipiélago generando una variedad de fenómenos de diversas escalas. En las siguientes secciones se detalla, de manera general, como son estos fenómenos y las condiciones oceánicas en el archipiélago canario.

8.2.1. Las capas superficiales

8.2.1.1. Temperatura superficial: estacionalidad y tendencias

La temperatura de las aguas superficiales varía zonalmente de manera muy marcada, al estar las islas orientales bajo la influencia del afloramiento, mientras que las islas occidentales están cerca del centro del giro subtropical. Las islas orientales poseen una temperatura media más baja que las occidentales, debido al afloramiento de aguas más profundas, y por lo tanto más frías, cerca de las costas africanas, que es más intenso cerca de Fuerteventura y Lanzarote. Estas aguas afloradas, además de ser más frías aportan nutrientes.

La temperatura superficial de las aguas oscila entre los 18-20°C de mínima en los meses de invierno y los 22-25°C de verano, aunque se pueden presentar fenómenos estacionales de temperaturas más extremas. En general, en las distribuciones horizontales en la superficie y a diferentes niveles, hasta aproximadamente los 800 m de profundidad, las isotermas tienden a ser paralelas a la costa africana, con valores crecientes a medida que la distancia de la costa aumenta, como consecuencia del afloramiento (Figura 185).

Por eso las temperaturas en superficie de las aguas de las islas occidentales son, a lo largo del año, superiores a las de las orientales, en un valor que en ciertas ocasiones puede alcanzar los 3°C, principalmente a finales de verano. Entre las aguas de las islas orientales y las de la plataforma continental de Cabo Juby existe una diferencia de temperaturas que también se incrementa en verano, y que puede alcanzar los 5°C.

En las aguas oceánicas, alejadas de la costa de África, la temperatura de las aguas superficiales del archipiélago canario puede alcanzar un valor máximo de 25°C en septiembre y octubre, y un valor mínimo de 17°C en los meses de invierno. En aguas someras, especialmente en las bahías de aguas tranquilas, el intercambio de calor con la atmósfera y con la tierra en la zona intermareal, sobre todo en las playas de poca pendiente, hace que la diferencia de las temperaturas extremas sea por lo general superior a la indicada, y dependa de las características de las zonas costeras.

En algunas zonas de las islas más orientales, e incluso en el sur de Gran Canaria, la presencia de aguas procedentes del afloramiento africano puede hacer descender la temperatura, de manera puntual por debajo de los 17°C.

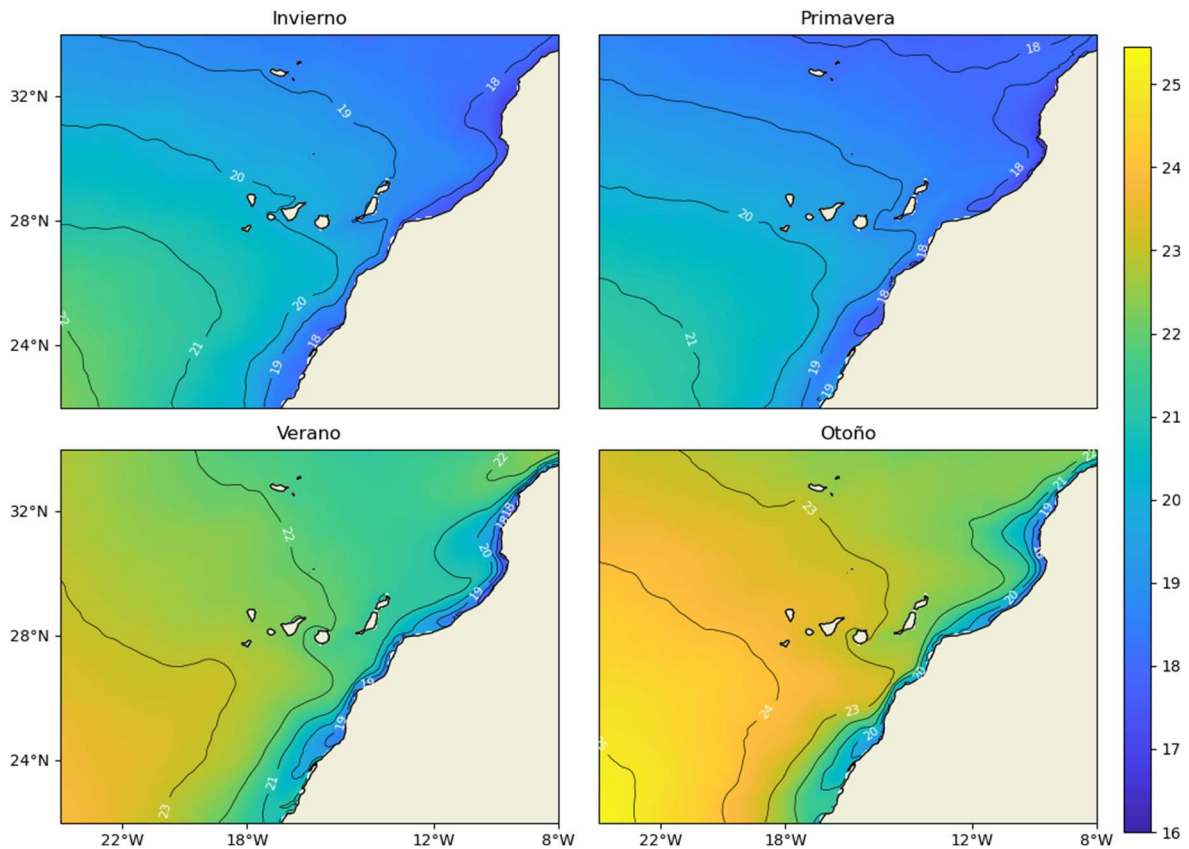


Figura 185: Temperatura superficial del océano (10 m) promedio en las cuatro estaciones del año. Fuente: Elaboración propia a partir de datos Argo.

8.2.1.2. Salinidad superficial: estacionalidad y tendencias

La salinidad de las aguas superficiales (Figura 186) tiene valores anuales que oscilan entre 36,6-36,9 psu, presentando valores mayores de salinidad en las islas occidentales que en el resto de islas, debido a su cercanía con el centro del giro subtropical, donde se alcanzan valores cercanos a los 37,5.

En las islas más cercanas a la zona de afloramiento la salinidad alcanza sus valores mínimos al ser estas aguas procedentes de zonas más profundas (100-150 m), alcanzando valores inferiores a los 36,25 psu.

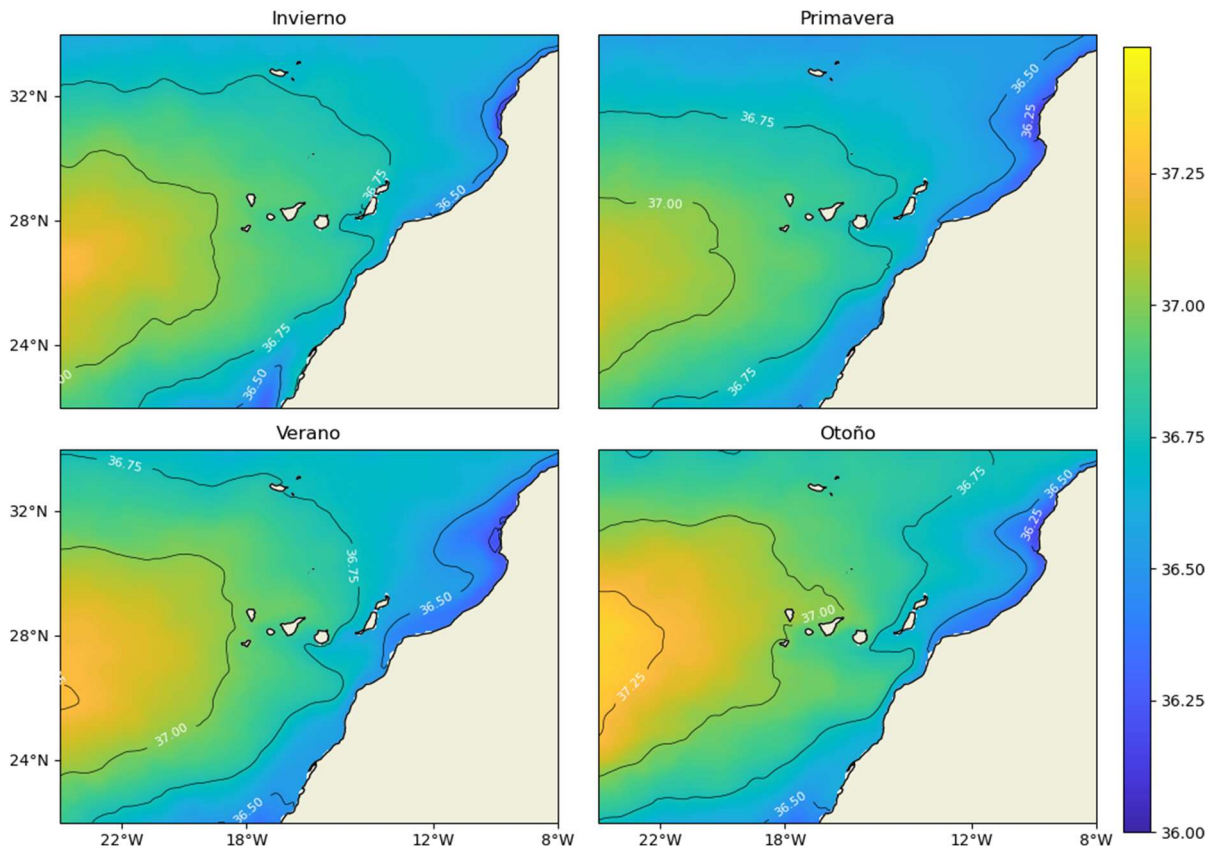


Figura 186: Salinidad superficial del océano (10 m) promedio en las cuatro estaciones del año. Fuente: Elaboración propia a partir de datos Argo.

En general, en las distribuciones horizontales en la superficie y a diferentes niveles, hasta aproximadamente los 800 m de profundidad, las isoterms tienden a ser paralelas a la costa africana, con valores crecientes a medida que la distancia de la costa aumenta, como consecuencia del afloramiento (Figura 185), del mismo modo que ocurre con la temperatura superficial.

8.2.1.3. Hidrografía subsuperficial

En la zona de Canarias, como sucede en las latitudes medias y bajas, la temperatura del mar presenta una distribución vertical muy acusada en los primeros 500 m, como consecuencia de la interacción con la atmósfera. Esta variación con la profundidad es diferente para las zonas oceánicas y las cercanas al afloramiento (Figura 187).

A continuación, podemos encontrar la termoclina permanente, constituida por aguas intermedias entre 150 m y aproximadamente 700 m, en el que la temperatura disminuye desde 17°C hasta 11°C.

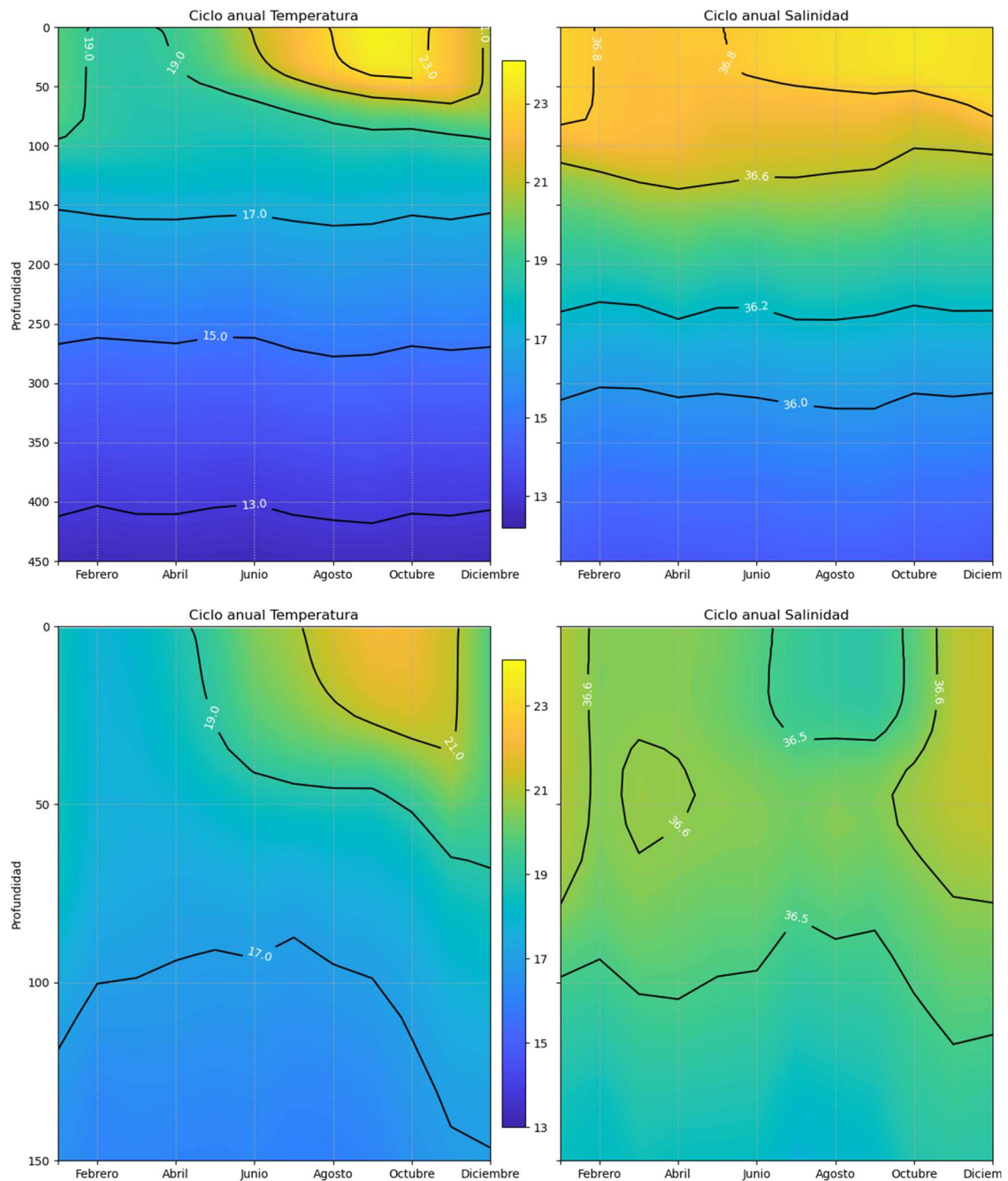


Figura 187: Temperatura (°C) y salinidad de la columna de agua en (superior) la estación oceánica ESTOC (Estación Europea de Series Temporales Oceánicas de Canarias) promedio durante todo el año y (inferior) en las aguas bajo la influencia del afloramiento en el canal de Lanzarote promedio durante todo el año. Fuente: Elaboración propia a partir de datos Argo.

8.2.1.4. Capa de mezcla y estratificación

La capa de mezcla, que puede alcanzar 150 m de profundidad, presenta una gran variación térmica a lo largo del año, por estar sometida al intercambio de energía con la atmósfera. Durante el invierno, la parte más superficial (100-150 m) del mar en Canarias está constituida por agua homogénea, mezclada por convección y por la turbulencia causada por el viento. Sin embargo, al final de la primavera y comienzos del verano, la absorción de calor produce en la parte superior del mar una gran disminución de la temperatura con profundidad, a la que se denomina termoclina estacional. A lo largo del verano la termoclina estacional se intensifica, adquiriendo su máximo gradiente al final de ese periodo y a principios del otoño, para luego debilitarse, desapareciendo casi por completo cuando



finaliza dicha estación. Sin embargo, inmediatamente debajo de las aguas intermedias, existe durante todo el año una apreciable disminución de la temperatura con la profundidad, aunque mucho menos acusada que la termoclina estacional, denominada termoclina permanente.

Al respecto de la salinidad, en los primeros 100 m varía poco con la profundidad, y no es tan homogénea como la temperatura, presentando algunas veces pequeños incrementos causados por agua subtropical superficial de alta salinidad que, procedente de la parte central del Atlántico Norte, ha alcanzado la zona de Canarias después de haberse mezclado y hundido ligeramente.

La salinidad de las aguas de las islas Canarias disminuye con la profundidad, así como la de las aguas oceánicas a latitudes medias y bajas. Inmediatamente debajo del agua superficial, casi isohalina, se produce una notable disminución de la salinidad, la haloclina. A una profundidad media de 800 m se observa un mínimo, con un valor de 35,2-35,5 psu para luego aumentar ligeramente entre 1100 m y 1300 m, donde alcanza un máximo de 35,7-35,3 psu, causado por agua procedente del mar Mediterráneo que se difunde a esa profundidad. A partir de dicho máximo, la salinidad disminuye lentamente, sobre todo a profundidades superiores a los 2000 m, en las aguas de origen polar, para permanecer prácticamente constante desde los 4000 m hasta el fondo, con un valor de 34,9 psu (Figura 187).

8.2.1.5. Masas de agua centrales

En el entorno del archipiélago canario se pueden diferenciar varias masas de agua en función de sus propiedades físico-químicas y de su localización en la columna de agua (Figura 188). En base a estas dos características se distinguen las siguientes masas de agua: Agua Superficial, Agua Central Noratlántica, Agua Antártica Intermedia, Agua Mediterránea, Agua Profunda del Atlántico Norte y Agua Antártica de Fondo (Hernández-Guerra *et al.*, 2005; Pérez-Hernández *et al.*, 2013; Vélez-Belchí *et al.*, 2017).

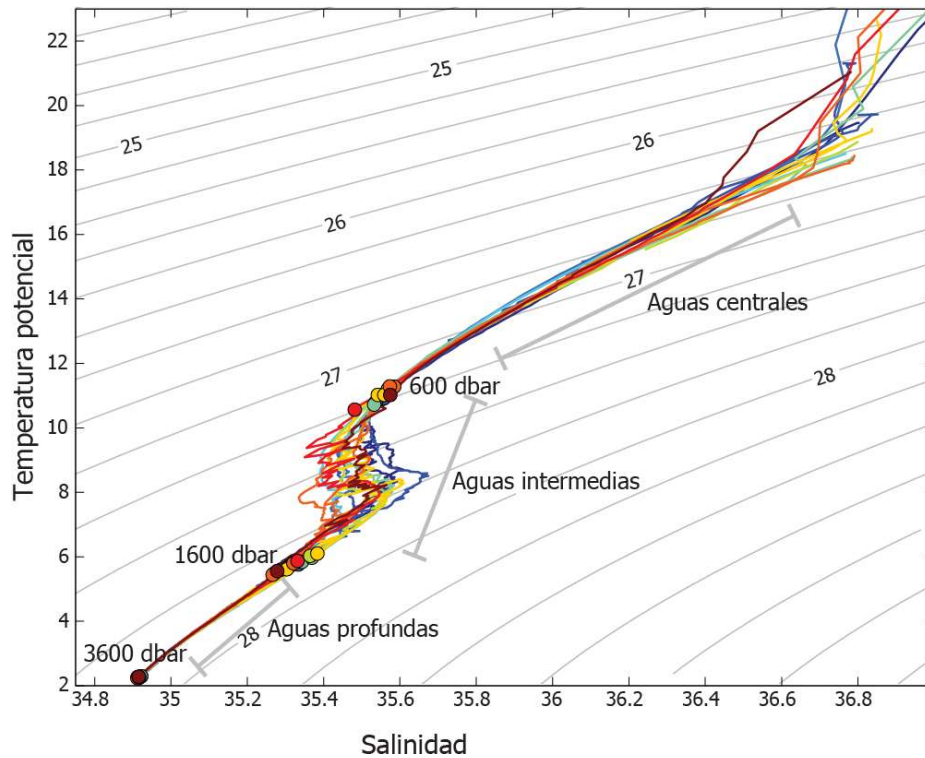


Figura 188: Diagrama de temperatura (°C) y salinidad de la columna de agua en la estación oceánica ESTOC. Fuente: Elaboración propia a partir de datos del Sistema de Observación del IEO.

8.2.1.6. Evolución de la hidrografía

El programa de observación oceánica RAPROCAN (RADial PROFunda de CANarias) tiene como objetivo el seguimiento de las condiciones ambientales en las aguas circundantes al archipiélago canario. Para alcanzar este objetivo se realiza una sección oceanográfica, denominada radial profunda, al norte del archipiélago canario, así como radiales en la costa de África, al sureste de Canarias, en la región de transición entre las ricas aguas del afloramiento del noroeste de África y las aguas pobres en nutrientes del centro del giro (CTZ, Coastal Transition Zone o Zona de Transición Costera). Estas campañas tienen lugar dos veces al año, en primavera y en otoño.

La radial norte se lleva a cabo desde 1997 y a día de hoy se han realizado un total de 38 campañas, las cuales muestran la evolución de la temperatura y salinidad tanto en aguas oceánicas (estaciones de 22 a 11 en la Figura 189) como en la Zona de Transición Costera (estaciones 10 a 6 en la Figura 189).

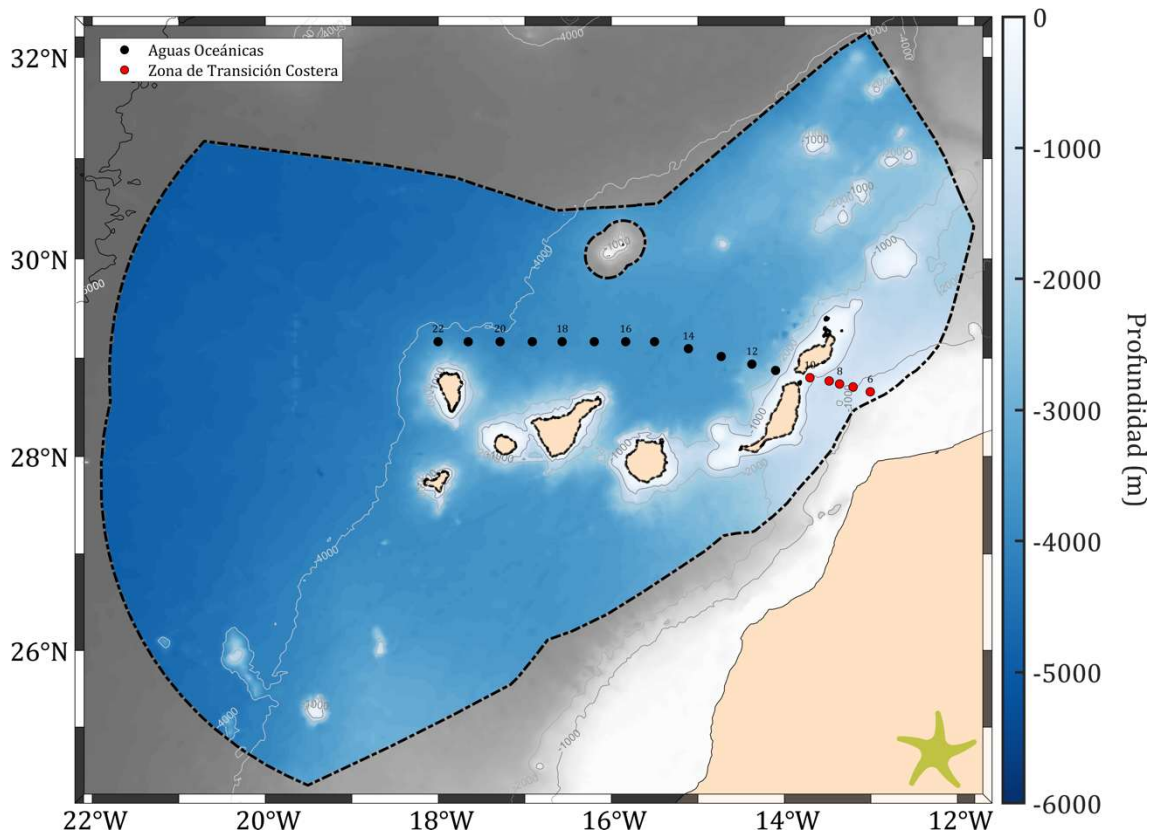


Figura 189: Estaciones de la radial norte de la campaña RAPROCAN utilizadas para el cálculo de las series temporales de las propiedades hidrográficas en la demarcación canaria.

Las aguas superficiales en la CTZ (Figura 190) muestran un calentamiento de $0,02 \pm 0,37^\circ\text{C}$ por década y una disminución de la salinidad de $-0,021 \pm 0,045$ por década. En la CTZ, el año 2015 fue el más fresco registrado en lo que respecta a las aguas superficiales influenciadas por el afloramiento.

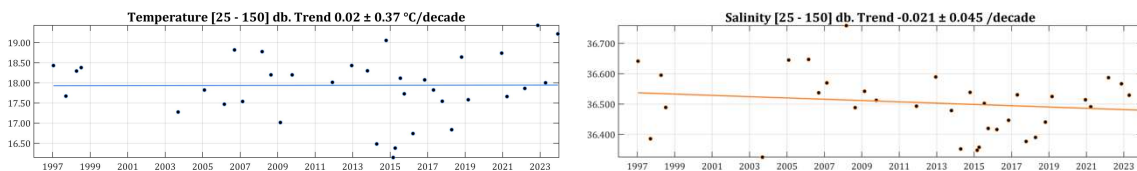


Figura 190: Series temporales de temperatura (izquierda) y salinidad (derecha) en las capas someras de la Zona de Transición Costera (CTZ).

En aguas oceánicas (Figura 191), a la profundidad que caracteriza las aguas de la NACW (200–800 dbar), hay un calentamiento global de $0,05 \pm 0,05^\circ\text{C}$ por década y un descenso de la salinidad de $-0,002 \pm 0,009^\circ\text{C}$ por década.

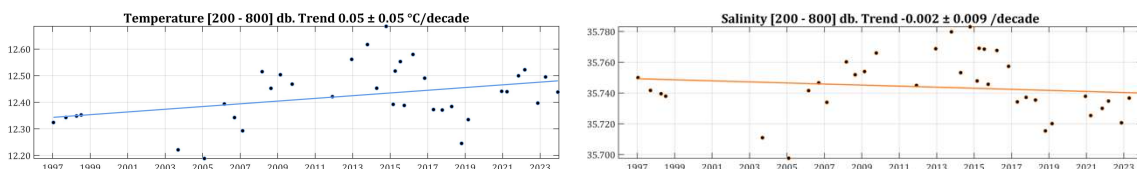


Figura 191: Series temporales de temperatura (izquierda) y salinidad (derecha) en las capas centrales en aguas oceánicas.

Las tendencias en la CTZ en la NACW (Figura 192) son más variables debido a la proximidad de la región de afloramiento y a las frecuentes intrusiones de filamentos.

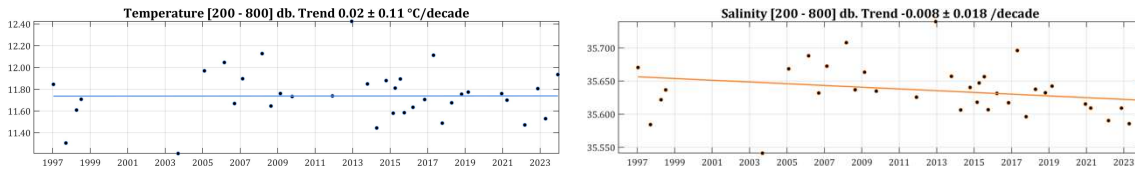


Figura 192: Series temporales de temperatura (izquierda) y salinidad (derecha) en las capas centrales de la Zona de Transición Costera (CTZ).

8.2.2. Las masas de agua intermedias

A continuación de las aguas centrales, se pueden encontrar las aguas intermedias, principalmente el Agua Antártica Intermedia (AAIW) y el Agua Mediterránea (MW). El Agua Antártica Intermedia está descrita en los tres océanos del hemisferio sur, y se caracteriza por tener una componente principal hacia el norte. Se sitúa entre los 700 m y los 1100 m de profundidad y a pesar de tener poca importancia en cuanto a volumen, es importante por la cantidad de nutrientes que contiene. Su temperatura oscila entre 8-10°C, y su salinidad entre 35,25-35,55 psu. El Agua Mediterránea se caracteriza por una alta salinidad debido a las características de la cuenca mediterránea. Se puede encontrar de forma generalizada por todo el archipiélago canario, pero su presencia se incrementa hacia el noroeste. El agua del mar Mediterráneo sale a través del estrecho de Gibraltar a una profundidad entre 500 m y 1100 m y se va mezclando gradualmente con las aguas del Atlántico, lo que explica que este océano presente una salinidad media mayor que los océanos Índico o Pacífico. En su avance a través del Atlántico desde el Mediterráneo, esta masa de agua forma unas grandes estructuras con forma de lenteja conocidas como *meddies*, que pueden alejarse más de 2000 km conservando sus propiedades y alcanzar radios de hasta 50 km. El archipiélago canario es el límite de influencia del Agua Mediterránea, que se localiza entre los 1000 m y los 1400 m. Su temperatura oscila entre 7-9,5°C y su salinidad entre 35,5-35,75 psu.

8.2.2.1. Evolución de la hidrografía

En aguas oceánicas (Figura 193), en la capa correspondiente a aguas intermedias (800-1400 dbar), se ha observado una disminución de la salinidad desde la década de 1990, pero no hay una tendencia clara para la temperatura. Esta serie temporal muestra una alta variabilidad, consecuencia de las dos masas de agua intermedias muy diferentes presentes en la región, es decir, la MW y la AAIW. En la CTZ (Figura 194), las aguas intermedias, dominadas por las MW, presentan un débil aumento de temperatura y salinidad.

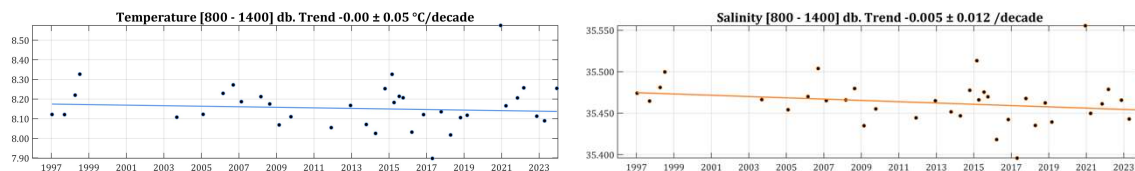


Figura 193: Series temporales de temperatura (izquierda) y salinidad (derecha) en las capas intermedias en aguas oceánicas.

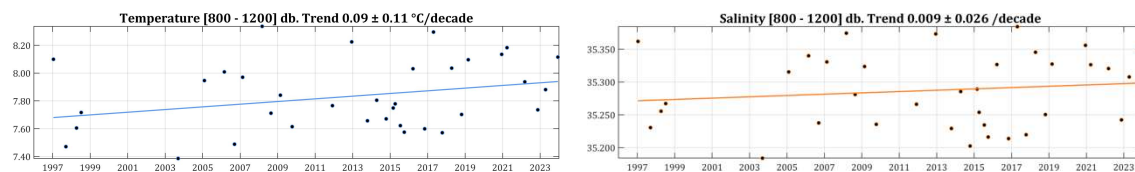


Figura 194: Series temporales de temperatura (izquierda) y salinidad (derecha) en las capas intermedias de la Zona de Transición Costera (CTZ).



8.2.3. Las masas de agua profundas

Las aguas profundas están principalmente compuestas por el Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW), que se encuentra en el archipiélago canario, entre los 1400 m de profundidad hasta el fondo marino. Su temperatura está comprendida entre los 2°C y los 7°C y su salinidad oscila entre 34,8 y 35,5 psu. Presenta unas propiedades muy homogéneas y estables, siendo el volumen más importante de la zona. Se considera un elemento esencial en el mantenimiento de la circulación oceánica planetaria, debido a que su extensión abarca desde su lugar de formación en el Atlántico Norte a todos los grandes océanos y a que está implicada en el proceso de transporte termohalino que sustenta gran parte del transporte de calor que efectúa el océano.

8.2.3.1. Evolución de la hidrografía

En aguas oceánicas (Figura 195), en la capa correspondiente al NADW superior (1400-2600 dbar), ha habido un débil aumento de temperatura y un débil descenso de la salinidad. Sin embargo, en los estratos correspondientes al NADW inferior (2600-3600 dbar), se puede observar un descenso de la salinidad ($-0,001 \pm 0,001$ por década), aunque no se pudo confirmar ninguna tendencia, para temperatura ($0,00 \pm 0,01$ °C por década).

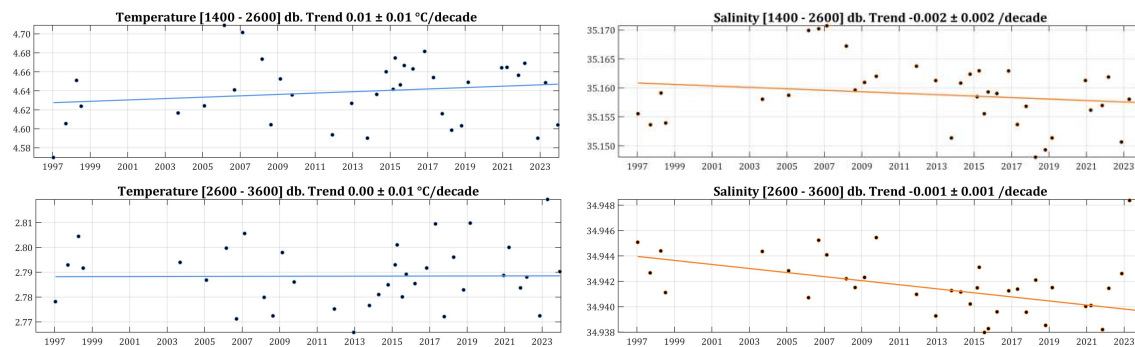


Figura 195: Series temporales de temperatura (izquierda) y salinidad (derecha) en las capas profundas en aguas oceánicas.

La tendencia general de temperatura y salinidad medida en capas de 20 dbar para las aguas oceánicas (Figura 196) muestra una tendencia positiva tanto para la temperatura y la salinidad en la capa correspondiente a la NACW, mientras que esta tendencia es negativa en las capas correspondientes a la AAIW y MW. Para las aguas profundas no se observa ninguna tendencia estadísticamente significativa, aunque sí un ligero descenso, principalmente en temperatura de las aguas más profundas.

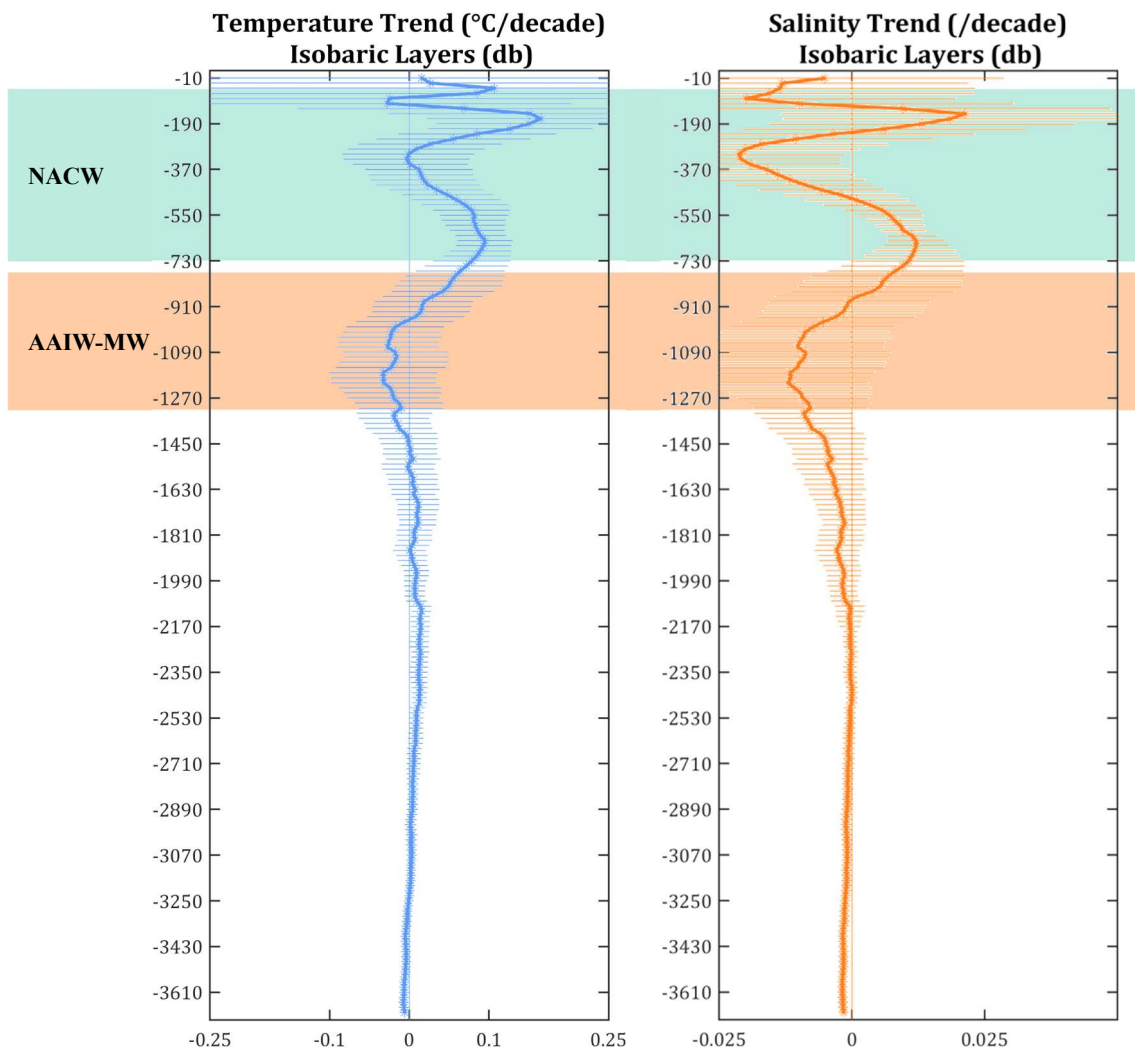


Figura 196: Tendencia general de temperatura (izquierda) y salinidad (derecha) en capas de 20 dbar en aguas oceánicas. Las líneas horizontales representan la significancia estadística de la tendencia.

En el caso de la CTZ (Figura 197), se observa un descenso de la temperatura y la salinidad hasta los aproximadamente los 430 dbar, y por debajo, el aumento de la temperatura y la salinidad debida a la presencia de la MW.

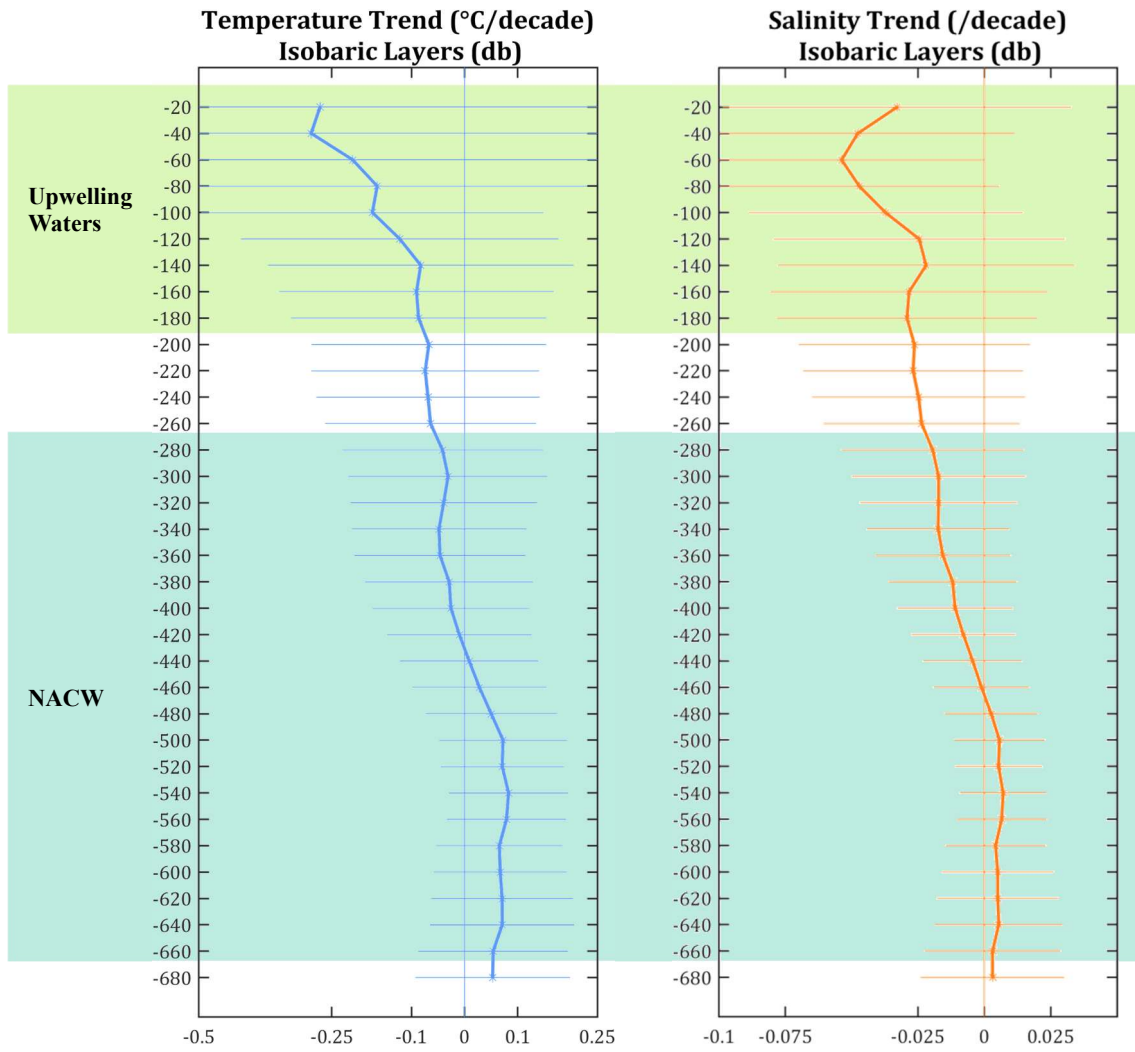


Figura 197: Tendencia general de temperatura (izquierda) y salinidad (derecha) en capas de 20 dbar de la Zona de Transición Costera (CTZ). Las líneas horizontales representan la significancia estadística de la tendencia.



BIBLIOGRAFIA



9. Bibliografía

Ambar, I.; Howe, M.R.; 1979a. Observation of the Mediterranean outflow-I. Mixing in the Mediterranean outflow. Deep-Sea Research, 26A: 535-554, [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(79\)90095-5](https://doi.org/10.1016/0198-0149(79)90095-5)

Ambar, I.; Howe, M.R.; 1979b. Observation of the Mediterranean outflow-II. The deep circulation in the vicinity of the Gulf of Cadiz. Deep-Sea Research, 26A: 555-568, [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(79\)90096-7](https://doi.org/10.1016/0198-0149(79)90096-7)

Anfuso, G.; Rangel-Buitrago, N.; Cortés-Useche, C.; Iglesias Castillo, B.; Gracia, F. J.; 2016. Characterization of storm events along the Gulf of Cadiz (eastern central Atlantic Ocean). International Journal of Climatology, 36(11): 3690-3707. <https://doi.org/10.1002/joc.4585>

Arhan, M.; Colin de Verdière, A.; Mémer, L.; 1994. The eastern boundary of the subtropical North Atlantic. Journal Physical Oceanography, 24:1295-1316.

Arias, P. A. *et al.*, 2021. Technical Summary. In Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 33–144. doi:10.1017/9781009157896.002.

Aristegui, J.; Brito, A.; Cruz, T.; Bacallado, J.J.; Barquín, J.; Núñez, J.; Pérez-Dionis, G.; 1987. El poblamiento de los fondos de *Dendrophyllia ramea* (Antozoa: Scleractinia) en las Islas Canarias. Cuadernos marisqueros. Publicación Técnica, 11: 163-181. ISSN: 0213-7208.

Baker, D.J.; Schmitt, R.; Wunsch, C.; 2007. COMMENTARY | endowments and new institutions for long-term observation. Oceanography (Washington, D.C.), 20(4): 10-14. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2007.19>

Bar-On, Y. M., R. Phillips, R. Milošević, 2018. The biomass distribution on Earth. PNAS, 115, 25, 6506-6511, doi: 10.1073/pnas.1711842115

Barceló-Llull, B., Pascual, A., Ruiz, S., Escudier, R., Torner, M., and Tintoré, J., 2019. Temporal and spatial hydrodynamic variability in the Mallorca Channel (Western Mediterranean Sea) from eight years of underwater glider data. J. Geophys. Res. Oceans 124, 2769–2786. doi: 10.1029/2018JC014636

Barton, E.D.; 1998. Eastern boundary of the North Atlantic: Northwest Africa and Iberia. Coastal segment (18,E). In The Sea, Vol. 11, Robinson, A.R. and K.H. Brink, eds, John Wiley and Sons, Inc., New York, pp. 633–657.

Barton, E.D.; Aristegui, J.; Tett, P.; Cantón, M.; García-Braun, J.; Hernández-León, S.; Nykjaer, L.; Almeida, C.; Almunia, J.; Ballesteros, S.; Basterretxea, G.; Escáñez, J.; García-Weill, L.; Hernández-Guerra, A.; López-Laatzén, F.; Molina, R.; Montero, M.F.; Navarro-Pérez, E.; Rodríguez, J.M.; van Lenning, K.; Vélez, H.; Wild, K.; 1998. The transition zone of



the Canary Current upwelling region. *Progress in Oceanography*, 41 (4): 455-504.
[https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(98\)00023-8](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(98)00023-8)

Bellanco, M.J.; 2019. El flujo mediterráneo en el Golfo de Cádiz: transformación, evolución y acoplamiento con aguas superficiales. Disponible en: <https://produccioncientifica.uca.es/documentos/5febd9335ef7446310f9503a>

Bellanco, M.J.; Sánchez-Leal, R.F.; 2016. Spatial Distribution and Intra-Annual Variability of Water Masses on the Eastern Gulf of Cadiz Seabed. *Continental Shelf Research*, 128: 26–35, <https://doi.org/10.1016/j.csr.2016.09.001>

Benavente, J.; Gracia, F.J.; Lopez-Aguayo, F.; 2000. Empirical model of morphodynamic beachface behaviour for low-energy mesotidal environments. *Marine Geology*, 167(3–4): 375–390. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(00\)00036-0](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00036-0)

Blunden, J.; Boyer, T.; Bartow-Gillies, E.; 2023. State of the Climate in 2022. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 104(9), S1-S516. <https://doi.org/10.1175/2023bamsstateoftheclimate.1>

Bode, A.; Álvarez, M.; García, L.; Louro, M.A.; Nieto-Cid, M.; Ruiz-Villarreal, M.; Varela, Marta, M.; 2020. Time series of hydrographic, biogeochemical and plankton variables for a shelf station off A Coruña (NW Spain): 1990-2018. *PANGAEA*.

Bode, A.; Álvarez, M.; Ruíz-Villarreal, M., Varela, M.M.; 2019. Changes in phytoplankton production and upwelling intensity off A Coruña (NW Spain) for the last 28 years. *Ocean Dynamics*, 69: 861-873.

Bode, A.; Fernández, E.; Botas, A.; Anadón, R.; 1990. Distribution and composition of suspended particulate matter related to a shelf-break saline intrusion in the Cantabrian Sea (Bay of Biscay). *Oceanologica Acta*, 13(2): 219-228.

Bolado-Penagos, M., I. Sala, J. J. Gomiz-Pascual, J. Romero-Cózar, D. González-Fernández, J. Reyes-Pérez., A. Vázquez, M. Bruno, 2021. Revising the effects of local and remote atmospheric forcing on the Atlantic Jet and Western Alboran Gyre dynamics. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 126, e2020JC016173. doi: 10.1029/2020JC016173

Botas, J.A.; Fernández, E.; Anadón, R.; 1990. A persistent upwelling off the central Cantabrian coast (Bay of Biscay). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 30: 185-199.

Bryden, H.L., Kinder, T.H., 1991. Steady two-layer exchange through the Strait of Gibraltar. *Deep-Sea Res.* 38S, S445eS463.

Bryden, H.L., Stommel, H., 1984. Limiting processes that determine basic features of the circulation in the Mediterranean Sea. *Oceanol. Acta* 7, 289e296.

Caballero, I.; Morris, E.P.; Pietro, L.; Navarro, G.; 2014. The influence of the Guadalquivir river on spatio-temporal variability in the pelagic ecosystem of the eastern Gulf of Cádiz. <http://dx.doi.org/10.12681/mms.844>

Cabanas, J.M.; 1999. Variabilidad temporal en las condiciones oceanográficas de las aguas de la plataforma continental gallega. Algunas consecuencias biológicas. Tesis doctoral. Universidade de Vigo. 155 págs.



Cabré, A., Marinov, I. & Leung, S. Consistent global responses of marine ecosystems to future climate change across the IPCC AR5 earth system models. *Climate Dynamics* 45, 1253–1280 (2015).

Camiñas, J.A.; 2008. Mar de Alborán. En: Mares de España: The Seas of Spain. Secretaría General del Mar. Ministerio de Medio Ambiente, y Medio Rural y Marino. ISBN: 978-84-8320-423-8.

Capotondi, A., Alexander, M., Bond, N., Curchitser, E. & Scott, J. Enhanced upper ocean stratification with climate change in the CMIP3 models. *J Geophys Res Oceans* 19782012117, n/a–n/a (2012).

Cha, H.; Moon, J.H.; Kim, T.; Song, Y.T.; 2023. A process-based assessment of the sea-level rise in the northwestern Pacific marginal seas. *Communications Earth & Environment* 4, 300. <https://doi.org/10.1038/s43247-023-00965-5>

Charria, G., Theetten, S., Vandermeirsch, F., Yelekçi, Ö., and Audiffren, N.: Interannual evolution of (sub)mesoscale dynamics in the Bay of Biscay, *Ocean Sci.*, 13, 777–797, <https://doi.org/10.5194/os-13-777-2017>, 2017.

Church, J.A.; White, N.J.; 2006. A 20th century acceleration in global sea-level rise. *Geophys Res Lett* 33: L01602. *Geophysical Research Letters*, 33. L01602. <https://doi.org/10.1029/2005GL024826>

Chust, G., M. González, A. Fontán, M. Revilla, P. Alvarez, M. Santos, U. Cotano, M. Chifflet, A. Borja, I. Muxika, Y. Sagarminaga, A. Caballero, I. de Santiago, I. Epelde, P. Liria, L. Ibaibarriaga, R. Garnier, J. Franco, E. Villarino, X. Irigoien, J.A. Fernandes-Salvador, A. Uriarte, X. Esteban, D. Orue-Echevarria, T. Figueira, Ad. Uriarte, 2022. Climate regime shifts and biodiversity redistribution in the Bay of Biscay. *Science of the Total Environment*, 803, 149622.

Coelho, H.; Neves, R.; White, M.; Leitao, P.; Santos, A.; 2002. A model for ocean circulation on the Iberian coast. *Journal of Marine Systems*, 32 (1-3): 153-179. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(02\)00032-5](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(02)00032-5)

Comas-Rodríguez, I.; Hernández-Guerra, A.; Fraile-Nuez, E.; Martínez-Marrero, A.; Benítez-Barrios, V. M.; Pérez-Hernández, M. D.; Vélez-Belchí, P.; 2011. The Azores Current System from a meridional section at 24.5°W. *Journal of Geophysical Research*, 116(9), C09021.

Costa, M.; Silva, R.; Vitorino, J.; 2001. Contribuicao para o studio do clima de agitacao maritime na costa portuguesa. 2º Jornadas Engenharia Costeira Portuguesas, Sines, 20 pp.

Costoya, X., M. Castro, M. Gómez-Gesteira, F. Santos. Mixed Layer Depth Trends in the Bay of Biscay over the Period 1975–2010. *PlosONE*, June 12, 2014 doi:10.1371/journal.pone.0099321

Cravo, A.; Relvas, P.; Cardeira, S.; Rita, F.; Madureira, M.; Sanchez, R.; 2010. An upwelling filament off southwest Iberia: Effect on the chlorophyll a and nutrient export. *Continental Shelf Research*, 30(15): 1601-1613. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.06.007>

Criado-Aldeanueva, F.; 2004. Distribución y circulación de masas de agua en el Golfo de Cádiz. Variabilidad inducida por el forzamiento meteorológico. Universidad de Málaga, Servicio de Publicaciones. Disponible en: <http://hdl.handle.net/10630/2596>



Criado-Aldeanueva, F.; García-Lafuente, J.; Vargas, J.M.; Del Río, J.; Vázquez, A.; Real, A.; Sánchez, A.; 2006. Distribution and circulation of water masses in the Gulf of Cadiz from *in situ* observations. *Deep Sea Research*, 2 (53): 1144-1160, <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.04.012>

Dangendorf, S.; Marcos, M.; Woppelmann, G.; Conrad, C.; Frederikse, T.; Riva, R.; 2017. Reassessment of 20th century global mean sea level rise. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 114. <https://doi.org/10.1073/pnas.1616007114>

Daniault, N.; Mazé, J.P.; Arhan, M.; 1994. Circulation and mixing of Mediterranean water west of the Iberian Peninsula, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, Volume 41, Issues 11–12. [https://doi.org/10.1016/0967-0637\(94\)90068-X](https://doi.org/10.1016/0967-0637(94)90068-X)

de Boyer Motégut, C., G. Madec, A. S. Fisher, A. Lazar, D. Iudicone, 2004. Mixed Layer Depth Over the Global Ocean: An Examination of Profile Data and a Profile-Based Climatology. *J. Geophys. Res.* 109, C12003. doi: 10.1029/2004JC002378

de Oliveira Júnior, L.; Relvas, P.; Garel, E.; 2022. Kinematics of surface currents at the northern margin of the Gulf of Cádiz. *Ocean Science*, 18(4): 1183-1202. <https://doi.org/10.5194/os-18-1183-2022>

Del Río, L.; Plomaritis, T.A.; Benavente, J.; Valladares, M.; Ribera, P.; 2012. Establishing storm thresholds for the Spanish Gulf of Cádiz coast. *Geomorphology*, 143–144, 13–23. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.04.048>

Díaz del Río, G.; González, N.; Marcote, D.; 1998. The intermediate Mediterranean water inflow along the northern slope of the Iberian Peninsula. *Oceanologica Acta*, 21 (2): 157-163.

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/nature07080.

Durrieu deMadron, X, Guieu, C., Sempéré, R., Conan, P., Cossa, D., D’Ortenzio, F., et al. (2011). Marine Ecosystems’ Responses to Climatic and Anthropogenic Forcings in the Mediterranean. *Prog. Ocean.* 91, 97–166. doi: 10.1016/j.pocean.2011.02.003

Escudier, R., B. Mourre, M. Juza, J. Tintoré, 2016. Subsurface circulation and mesoscale variability in the Algerian subbasin from altimeter-derived eddy trajectories. *J. Geophys. Res. Oceans*, 121, 6310–6322, doi:10.1002/2016JC011760

Escudier, R., E. Clementi, A. Cipollone, J. Pistoia, M. Drudi, A. Grandi, V. Lyubartsev, R. Lecci, A. Aydogdu, D. Delrosso, M. Omar, S. Masina, G. Coppini, N. Pinardi, 2021. A high resolution reanalysis for the Mediterranean Sea. *Front. Earth Sci.* 9, 702285.

European Commission, 2022. MSFD CIS Guidance Document No. 19, Article 8 MSFD, May 2022, update May 2023. [Disponible en: <https://circabc.europa.eu/ui/group/326ae5ac-0419-4167-83ca-e3c210534a69/library/20abe862-2684-4a16-9e25-52ffc2e71de6/details>].

Fanelli, C.; Gomiz Pascual, J.J.; Bruno-Mejías, M.; Navarro, G.; 2024. Using a Combination of High-Frequency Coastal Radar Dataset and Satellite Imagery to Study the Patterns Involved in the Coastal Countercurrent Events in the Gulf of Cadiz. *Remote Sensing*, 16(4), 687. <https://doi.org/10.3390/rs16040687>



Fernández-Barba, M.; Huertas, I.E.; Navarro, G.; 2023. Assessment of Surface and Bottom Marine Heatwaves Along the Spanish Coast: An Integrated Approach in Support to the Marine Strategy Framework Directive. Available at SSRN: <https://ssrn.com/abstract=4646328> or <http://dx.doi.org/10.2139/ssrn.4646328>

Folkard, A.M.; Davies, P.A.; Fiúza, A.F.G.; Ambar, I.; 1997. Remotely sensed sea surface thermal patterns in the Gulf of Cadiz and the Strait of Gibraltar: Variability, correlations, and relationships with the surface wind field. *Journal of Geophysical Research*, 102 (C3): 5669-5683. <https://doi.org/10.1029/96JC02505>

Fontán, A., V. Valencia, A. Borja, N. Goikoetxea, 2008. Oceano-meteorological conditions and coupling in the southeastern Bay of Biscay, for the period 2001-2005: A comparison with the past two decades. *Journal of Marine Systems*, 72(1-4): 167-177.

Fox-Kemper, B., H.T. Hewitt, C. Xiao, G. Aðalgeirsdóttir, S.S. Drijfhout, T.L. Edwards, N.R. Golledge, M. Hemer, R.E. Kopp, G. Krinner, A. Mix, D. Notz, S. Nowicki, I.S. Nurhati, L. Ruiz, J.-B. Sallée, A.B.A. Slangen, and Y. Yu, 2021: Ocean, Cryosphere and Sea Level Change. In *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 1211–1362, doi:10.1017/9781009157896.011

Fox-Kemper, B.; Hewitt, H.T.; Xiao, C.; Aðalgeirsdóttir, G.; Drijfhout, S.S.; Edwards, T.L.; Golledge, N.R.; Hemer, M.; Kopp, R.E.; Krinner, G.; Mix, A.; Notz, D.; Nowicki, S.; Nurhati, I.S.; Ruiz, L.; Sallée, J.-B.; Slangen, A.B.A.; Yu, Y.; 2021. Ocean, cryosphere, and sea level change. En V. Masson-Delmotte, P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, Ö. Yelekçi, R. Yu, & B. Zhou (Eds.), *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157896>

Freedon, W.; Nashed, M.Z.; Sonar, T.; 2015. *Handbook of Geomathematics: Second Edition*, Springer, 353-390. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-54551-1>

Frouin, R.; Fuiza, A.F.; Ambar, I.; Boyd, T.J.; 1990: Observations of a Poleward Surface Current off the coasts of Portugal and Spain during the winter. *Journal of Geophysical Research*, 95: 679-691. <https://doi.org/10.1029/JC095iC01p00679>

García Lafuente, J., E. Bruque Pozas, J. C. Sánchez Garrido, G. Sannino, S. Sammartino, 2013. The interface mixing layer and the tidal dynamics at the eastern part off the Strait of Gibraltar. *Journal of Marine Systems* 117–118, 31–42, doi: 10.1016/j.jmarsys.2013.02.014

García Lafuente, J., J. M. Vargas, F. Plaza, T. Sarhan, J. Candela, B. Bascheck, 2000. Tide at the eastern section of the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res. Oceans* 105 (C6), 14197e14213.



García-Lafuente J, S. Sammartino, E. Huertas, S. Flecha, R. F. Sánchez-Leal, C. Naranjo, I. Nadal, M. J. Bellanco MJ (2021) Hotter and Weaker Mediterranean Outflow as a Response to Basin-Wide Alterations. *Front. Mar. Sci.* 8:613444. doi: 10.3389/fmars.2021.613444

García-Lafuente, J., A. Sánchez-Román, G. Díaz del Río, G. Sannino, J. C. Sánchez- Garrido, 2007. Recent observations of the seasonal variability of the Mediterranean outflow in the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.* 112, C10005.

García-Lafuente, J.; 2008. Golfo de Cádiz y Estrecho de Gibraltar. En: *Mares de España: The Seas of Spain*. Secretaría General del Mar. Ministerio de Medio Ambiente, y Medio Rural y Marino. ISBN: 978-84-8320-423-8.

García-Lafuente, J.; Delgado, J.; Criado-Aldeanueva, F.; Bruno, M.; del Río, J.; Vargas, J.M.; 2006. Water mass circulation on the continental shelf of the Gulf of Cadiz. *Deep Sea Research Part II*, 53: 1182-1197. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.04.011>

García-Lafuente, J.; Ruiz, J.; 2007. The Gulf of Cádiz pelagic ecosystem: A review. *Progress in Oceanography*, 74(2-3): 228-251. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2007.04.001>

García-Lafuente, J.; Vargas, J.M.; Plaza, F.; Sarhan, T.; Candela, J.; Bascheck, B.; 2000. Tide at the eastern section of the Strait of Gibraltar, *Journal of Geophysical Research*, 105 (C6): 14197-14213. <https://doi.org/10.1029/2000JC900007>

García, M.J.; Tel, E.; Molinero, J.; 2012. Sea-level variations on the north and northwest coasts of Spain, *ICES Journal of Marine Science*, Volumen 69(5): 720-727. <https://doi.org/10.1093/icesjms/fss058>

Gattuso, J. P., L. Bopp, C. Duarte, F. Joos, 2021. Humans will always have oxygen to breathe, but we can't say the same for ocean life. *The conversation* (Web article).

Geldmacher, J.; Hoernle, K.; Bogaard, P.V.D.; Duggen, S.; Werner, R.; 2005. New ⁴⁰Ar/³⁹Ar age and geochemical data from seamounts in the Canary and Madeira volcanic provinces: support for the mantle plume hypothesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 237(1-2): 85-101.

Gil, J.; 2008. Macro and mesoscale physical patterns in the Bay of Biscay. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 88 (2): 217-225.

González-Ortegón, E.; Amaral, V.; Baldó, F.; Sánchez-Leal, R.F.; Bellanco, M.J.; Jiménez, M.P.; ... Tovar-Sánchez, A.; 2018. Sources and coastal distribution of dissolved organic matter in the Gulf of Cadiz. *Science of the Total Environment*, 630: 1583-1595. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.02.293>

González-Pola, C.; Díaz del Río, G.; Ruiz-Villarreal, M.; Sánchez, R. F.; Mohn, C.; 2012. Circulation patterns at Le Danois Bank, an elongated shelf-adjacent seamount in the Bay of Biscay. *Deep-Sea Research Part I, Oceanographic Research Papers*, 60: 7-21. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2011.10.001>

González-Pola, C.; Fernández-Díaz, J.M.; Lavín, A.; 2007. Vertical structure of the upper ocean from profiles fitted to physically consistent functional forms. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 54(11): 1985-2004. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2007.08.007>



González-Pola, C.; Fratantoni, P.; Larsen, K.M.H.; Holliday, N.P.; Dye, S.; Mork, K.A.; Beszczynska-Möller, A.; Valdimarsson, H.; Trofimov, A.; Parner, H.; Klein, H.; Cisewski, B.; Fontán, A.; Lyons, K.; Kolodziejczyk, N.; Graña, R.; Linders, J.; Wodzinowski, T.; Goszczko, I.; Cusack, C.; 2019. The ICES Working Group on Oceanic Hydrography: A Bridge From In-situ Sampling to the Remote Autonomous Observation Era. *Frontiers in Marine Science*, 6(103).

González-Pola, C.; Larsen, K.M.H.; Fratantoni, P.; Beszczynska-Möller, A. (Eds.); 2023. ICES Report on ocean climate. ICES Cooperative Research Reports Vol. 358. 123 pp. <https://doi.org/10.17895/ices.pub.24755574>

González-Pola, C.; Lavín, A. and Vargas-Yáñez, M.; 2005. Intense warming and salinity modification of intermediate water masses in the southeastern corner of the Bay of Biscay for the period 1992–2003. *Journal of geophysical research*, 110(C5). <https://doi.org/10.1029/2004jc002367>

Good, S.A.; M. J. Martin, N. A. Rayner, 2013. Quality controlled ocean temperature and salinity profiles and monthly objective analyses with uncertainty estimates. *J. Geophys. Res. Ocean.*, 118, 6704–6716

GOOS Observations Coordination Group, OceanOPS, GOOS-BGC and BioEco Panels, OOPC Panel, WMO and IOC/UNESCO Secretariats. Ocean Observing System Report Card 2023. GOOS Report No. 292

Gouretski, V., and K. P. Koltermann (2007). How much is the ocean really warming?, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L01610, doi:10.1029/2006GL027834.

Gruber, N., D. Clement, B. R. Carter, R. A. Feely, S. van Heuven, M. Hoppema, M. Ishii, R. M. Key, A. Kozyr, S. K. Lauvset, C. Lo Monaco, J. T. Mathis, A. Murata, A. Olsen, F. F. Perez, C. L. Sabine, T. Tanhua, R. Wanninkhof, 2019. The oceanic sink for anthropogenic CO₂ from 1994 to 2007. *Science* 363, 1193–1199, doi: 10.1126/science.aau5153

Gulev, S.K., P.W. Thorne, J. Ahn, F.J. Dentener, C.M. Domingues, S. Gerland, D. Gong, D.S. Kaufman, H.C. Nnamchi, J. Quaas, J.A. Rivera, S. Sathyendranath, S.L. Smith, B. Trewin, K. von Schuckmann, and R.S. Vose, 2021: Changing State of the Climate System. In *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 287–422, doi:10.1017/9781009157896.004.

Hammond, M. L., Beaulieu, C., Henson, S. A., and Sahu, S. K. (2020). Regional Surface Chlorophyll Trends and Uncertainties in the Global Ocean. *Sci. Rep* 10, 15273. doi: 10.1038/s41598-020-72073-9

Harvey, J.; 1982. Theta-S relationships and water masses in the eastern North Atlantic. *Deep Sea Research*, 29(8A):1021-1033.

Haynes, R.; Barton, E.D.; 1990. A poleward flow along the Atlantic coast of the Iberian Peninsula, *Journal of Geophysical Research*, 95: 11425-11441. <https://doi.org/10.1029/JC095iC07p11425>



Hernández-Guerra, A.; Espino-Falcón, E.; Vélez-Belchí, P.; Pérez-Hernández, M.D.; Martínez-Marrero, A.; Cana, L.; 2017. Recirculation of the Canary Current in fall 2014. *Journal of Marine Systems*, 174: 25–39. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2017.04.002>

Hernández-Guerra, A.; Fraile-Nuez, E.; López-Laatzén, F.; Martínez, A.; Parrilla, G.; Vélez-Belchí, P.; 2005. Canary Current and North Equatorial Current from an inverse box model. *Journal of Geophysical Research*, 110(12): 1–16. <https://doi.org/10.1029/2005JC003032>

Hernández-León, S.; Rodríguez, J.M.; Moyano, M.; Arístegui, J.; 2007. The coastal-ocean transition zone in the Canary Current system. *GLOBEC International Newsletter* October 2007: 26-28.

Heslop, E. E., Ruiz, S., Allen, J., Lopez-Jurado, J. L., Renault, L., and Tintoré, J. (2012). Autonomous underwater gliders monitoring variability at "choke points" in our ocean system: a case study in the Western Mediterranean Sea. *Geophys. Res. Lett.* 39:L20604. doi: 10.1029/2012GL053717

Holliday, N.P.; Bersch, M.; Berx, B.; Chafik, L.; Cunningham, S.; Florindo-López, C.; Hátún, H.; Johns, W.; Josey, S.A.; Larsen, K.M.H.; Mulet, S.; Oltmanns, M.; Reverdin, G.; Rossby, T.; Thierry, V.; Valdimarsson, H.; Yashayaev, I.; 2020. Ocean circulation causes the largest freshening event for 120 years in eastern subpolar North Atlantic. *Nature Communications*, 11(1): 585. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-14474-y>

Holte, J., Talley, L. D., Gilson, J., and Roemmich, D. (2017). An Argo Mixed Layer Climatology and Database. *Geophys. Res. Lett.* 44, 5618–5626. doi: 10.1002/2017GL073426

Huang, B., Liu, C., Freeman, E., Graham, G., Smith, T., Zhang, H.M., 2021. Assessment and intercomparison of NOAA daily optimum interpolation sea surface temperature (DOISST) version 2.1. *J. Clim.* 34, 7421–7441. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-21-0001.1>.

Hughes, S.L.; Hindson, J.; Berx, B.; Gallego, A.; Turrell, W.R.; 2018. Scottish Ocean Climate Status Report 2016. *Scottish Marine and Freshwater Science*, 9(4), 167pp. <https://doi.org/10.7489/12086-1>

Hurrell, J.W.; Kushnir, Y.; Ottensen, G.; Visbeck, M.; 2003. An overview of the North Atlantic oscillation. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 134: 1-36.

Instituto Hidrográfico de la Marina, (2024). <https://armada.defensa.gob.es/ArmadaPortal/page/Portal/ArmadaEspañola/cienciahm1/prefLang-es/> (último acceso el 16/04/2024).

Iorga, M.C.; Lozier, M.S.; 1999. Signatures of the Mediterranean outflow from a North Atlantic climatology 1. Salinity and density fields. *Journal of Geophysical Research*, 104(C11): 25985-26009.

IPCC; 2021. Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 3–32. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.001>

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.



Ishii, M., M. Kimoto, K. Sakamoto, S. Iwasaki, 2006. Steric sea level changes estimated from historical ocean subsurface temperature and salinity analyses. *J. Oceanogr.*, 62, 155–170.

Ishii, M., M. Kimoto, K. Sakamoto, S. Iwasaki, 2021. Subsurface Temperature and Salinity Analyses. Available online: <https://rda.ucar.edu/datasets/ds285.3/> (accessed on 19 August 2021).

Jevrejeva, S.; Moore, J.C.; Grinsted, A.; Woodworth, P.L.; 2008. Recent global sea level acceleration started over 200 years ago? *Geophysical Research Letters*, 35, L08715. <https://doi.org/10.1029/2008GL033611>

Jordà, G., D. Gomis, 2013a. On the interpretation of the steric and mass components of sea level variability: The case of the Mediterranean Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Vol. 118, 953-963, doi: 10.1002/jgrc.20060

Jordà, G., D. Gomis, 2013b. Reliability of the steric and mass components of Mediterranean sea level as estimated from hydrographic gridded products. *Geophysical Research Letters*, Vol. 40, 3655–3660, doi:10.1002/grl.50718

Jordà, G., Von Schuckmann, K., Josey, S. A., Caniaux, G., García-Lafuente, J., Sammartino, S., *et al.* (2017). The Mediterranean sea heat and mass budgets : estimates, uncertainties and perspectives. *Prog. Oceanogr.* 156, 174–208. doi:10.1016/j.pocean.2017.07.001

Jordà, G.; Gomis, D.; 2013. On the interpretation of the steric and mass components of sea level variability: The case of the Mediterranean basin. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118: 953–963. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20060>

Juza, M., Escudier, R., Vargas-Yáñez, M., Mourre, B., Heslop, E., Allen, J., *et al.*, 2019. Characterization of changes in Western Intermediate water properties enabled by an innovative geometry-based detection approach. *J. Mar. Syst.* 191, 1–12. doi: 10.1016/j.jmarsys.2018.11.003

Juza, M., Renault, L., Ruiz, S., and Tintoré, J., 2013. Origin and pathways of intermediate water in the Northwestern Mediterranean Sea using observations and numerical modelling. *J. Geophys. Res. Oceans*. 118, 6621–6633. doi: 10.1002/2013JC009231

Kersting, D.K.; 2016. Cambio climático en el medio marino español: impactos, vulnerabilidad y adaptación. Oficina Española de Cambio Climático, Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. Madrid, 166 pág. Lam, F.P.A.; Gerkema; T.; Maas, L.R.M.; 2003. Preliminary results from observations of internal tides and solitary waves in the Bay of Biscay.

Kida, S.; 2006. Overflows And Upper Ocean Interaction: A Mechanism For The Azores Current. Doctoral Dissertation, MIT/WHOI.

Lam, F.P.A.; Gerkema; T.; Maas, L.R.M.; 2003. Preliminary results from observations of internal tides and solitary waves in the Bay of Biscay. <https://www.whoi.edu/science/AOPE/people/tduda/isww/text/lam/lam.htm>.

Lavín, A.; Díaz del Río, G.; Cabanas, J. M.; Casas, G.; 1991. Afloramiento en el noroeste de la península Ibérica. Índices de afloramiento para el punto 43° N 11° W. Periodo 1966-1989. Informe Técnico del Instituto. Español. *Oceanografía*, 91: 40 págs.



Lavín, A.; Díaz del Río, G.; Cabanas, J. M.; Casas, G.; 2000. Afloramiento en el noroeste de la península Ibérica. Índices de afloramiento para el punto 43°N 11°W. Periodo 1990-1999. Datos y resúmenes del Instituto Español de Oceanografía. 15: 25 págs.

Lavín, A.; García, M.J.; 1992. Mean Sea level along the North Atlantic Spanish coast 1980-1989. ICES Marine Science Symposia, 195: 187-192.

Lavín, A.; González-Pola, C.; Cabanas, J.M.; 2001. Upper water hydrographic conditions in the SEAMAR 0400 and SEAMAR 0500 cruises. En 2nd year Report of the E.U. SEAMAR Project.

Lavín, A.; Valdés, L.; Gil, J.; Moral, M.; 1998. Seasonal and interannual variability in properties of surface water off Santander (Bay of Biscay) (1991-1995). *Oceanologica Acta* 21 (2): 179-190.

Le Cann, B.; Assenbaum, M.; Gascard, J.-C.; & Reverdin, G.; 2005. Observed mean and mesoscale upper ocean circulation in the midlatitude northeast Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 110(C7). <https://doi.org/10.1029/2004jc002768>

Le Cann, B.; Serpette, A.; Morel, Y.; Carton, X.; 1999. Real-time tracking of a Galician Meddy. *Geophysical Research Letters*, 26 (13): 1877-1880.

Levitus, S., J. I. Antonov, T. P. Boyer, R. A. Locarnini, H. E. García, and A. V. Mishonov (2009), Global ocean heat content 1955– 2008 in light of recently revealed instrumentation problems, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L07608, doi:10.1029/2008GL037155.

Li, G. *et al.* Increasing ocean stratification over the past half-century. *Nat Clim Change* 1–8 613 (2020). doi:10.1038/s41558-020-00918-2

Liang, X.; Spall, M.; Wunsch, C.; 2017. Global ocean vertical velocity from a dynamically consistent ocean state estimate. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(10): 8208–8224, <https://doi.org/10.1002/2017JC012985>

Llases, J., G. Jordà, D. Gomis, 2015. Skills of different hydrographic networks in capturing changes in the Mediterranean Sea at climatescales. *Clim. Res.* 63, 1–18. doi: 10.3354/cr01270

Llope, M.; Anadón, R.; Álvarez-Ossorio, M.; Valdés, L.; Varela, M.; 2003. Zooplankton biomass timing with temperature in South Bay of Biscay. 3rd International Zooplankton Production Symposium, Gijón (Mayo 2003).

López-Jurado, J.L., R. Balbín, B. Amengual, A. Aparicio-González, M.L. Fernández de Puelles, M.C. García-Martínez, M. Gaza, J. Jansá, A. Morillas-Kieffer, F. Moya, R. Santiago, M. Serra, M. Vargas-Yáñez, L. Vicente, 2015. The RADMED monitoring program: towards an ecosystem approach. *Ocean Sci. Discuss.*, 12, 645-671. <https://doi.org/10.5194/osd-12-645-2015>

Lorbacher, K., D. Demmenget, P. P. Niiler, A. Köhl, 2006. Ocean Mixed Layer: A Subsurface Proxy for Ocean-Atmosphere Variability. *J. Geophys. Res. Ocean.* 111 (C7), C07010. doi: 10.1029/2003jc002157

Louarn, E.; Morin, P.; 2011. Antarctic Intermediate Water Influence on Mediterranean Sea Water Outflow. *Deep-Sea Research Part I*, 58: 932–942. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2011.05.009>



Loureiro, C.; Ferreira, O.; Cooper, J.A.G.; 2013. Applicability of parametric beach morphodynamic state classification on embayed beaches. *Marine Geology*, 346: 153–164. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.09.005>

Madelain, F.; 1970. Influence de la topographie du fond sur l'écoulement Méditerranéen entre le détroit de Gibraltar et le Cap Saint-Vincent. *Cahiers Océanographie*, 22: 43-61.

Manuel Vargas-Yáñez, Francina Moya, Rosa Balbín, Rocío Santiago, Enrique Ballesteros1, Ricardo F. Sánchez-Leal3, Patricia Romero and Ma Carmen García-Martínez, (2022) Seasonal and Long-Term Variability of the Mixed Layer Depth and its Influence on Ocean Productivity in the Spanish Gulf of Cádiz and Mediterranean Sea. *Front. Mar. Sci.* 9:901893. doi: 10.3389/fmars.2022.901893

Marcos, M.; Puyol, B.; Gómez, B.P.; Fraile, M.A.; Talke, S.A. Historical tide-gauge sea level observations in Alicante and Santander (Spain) since the 19th century. *Geosci. Data J.* 2021.

María del Carmen García-Martínez, Manuel Vargas-Yáñez, Francina Moya, Rocío Santiago, María Muñoz, Andreas Reul, Teodoro Ramírez, Rosa Balbín, 2019. Average nutrient and chlorophyll distributions in the western Mediterranean: RADMED Project. *Oceanologia*, 61, 143-169, <https://doi.org/10.1016/j.oceano.2018.08.003>

Mauritzen, C.; Morel, Y.; Paillet, J.; 2001. On the influence of Mediterranean Water on the Central Waters of the North Atlantic Ocean, *Deep-Sea Research Part I*, 48(2): 347-381. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(00\)00043-1](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(00)00043-1)

McClain, C.R.; Chao, S.Y.; Atkinson, L.P.; Blanton, J.O.; Decastillejo, F.; 1986. Wind-driven upwelling in the vicinity of Cape Finisterre, Spain. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 91(C7): 8470-8486. <https://doi.org/10.1029/JC091iC07p08470>

MEDAR Group, 2002. Mediterranean and Black Sea Database of temperature, salinity and biochemical parameters and climatological atlas (4 CD-ROMs). Ifremer Ed., Plouzane, France (<http://www.ifremer.fr/sismer/program/medar>).

Medina, R.; 2008. El Golfo de Vizcaya. En: Mares de España: The Seas of Spain. Secretaría General del Mar. Ministerio de Medio Ambiente, y Medio Rural y Marino. España. ISBN: 978-84-8320-423-8.

MEDOC Group, 1970. Observation of the formation of Deep Water in the Mediterranean Sea, 1969. *Nature*, Vol., 227, No. 5262, 1037-1040.

Mémery, L.; *et al.*; 2005. Introduction to the POMME special section: Thermocline ventilation and biogeochemical tracer distribution in the northeast Atlantic Ocean and impact of mesoscale dynamics. *Journal of Geophysical Research*, 110(C7). <https://doi.org/10.1029/2005jc002976>

Millot, C., 1999. Circulation in the Western Mediterranean Sea. *J. Mar. Syst.*, 20, 423-442.

Molina, R.; 1972. Contribución al estudio del upwelling frente a la costa noroccidental de la Península Ibérica. *Boletín del Instituto Español De Oceanografía*, 152, 39 págs.

Moreno-Ventas, X.; Lavín, A.; Valdés, L.; 1997. Hydrodynamic Singularities Observed by Satellite Imagery in the Continental Margin of the Bay of Biscay. 2nd International Symposium on the Ibero-Atlantic Continental Margin, Cádiz.



Naranjo, C., J. García-Lafuente, S. Sammartino, J. C. Sánchez-Garrido, R. Sánchez-Leal, J. M. Bellanco, (2017). Recent changes (2004–2016) of temperature and salinity in the Mediterranean outflow. *Geophys. Res. Lett.* 44:615. doi: 10.1002/2017GL072615

Navarro, G.; Ruiz, J.; 2006. Spatial and temporal variability of phytoplankton in the Gulf of Cádiz through remote sensing images. *Deep Sea Research Part II*, 53: 1241-1260. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.04.014>

Nolan, G.; Cusack, C.; Fitzhenry, D. (Eds.); 2023. Irish Ocean Climate & Ecosystem Status Report. Marine Institute, Galway, Ireland.

Northeast Fisheries Science Center (U.S.); 2023. State of the ecosystem 2023: Mid-Atlantic. Northeast Fisheries Science Center (U.S.). <https://doi.org/10.25923/VY6J-W454>

Oppenheimer, M., B.C. Glavovic, J. Hinkel, R. van de Wal, A.K. Magnan, A. Abd-Elgawad, R. Cai, M. Cifuentes-Jara, R.M. DeConto, T. Ghosh, J. Hay, F. Isla, B. Marzeion, B. Meysignac, and Z. Sebesvari, 2019: Sea Level Rise and Implications for Low-Lying Islands, Coasts and Communities. In: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, pp. 321-445, doi: 10.1017/9781009157964.006.

OSPAR; 2022. Ocean Acidification. In: OSPAR, 2023: The 2023 Quality Status Report for the North-East Atlantic. OSPAR Commission, London. Available at: <https://oap.ospar.org/en/ospar-assessments/quality-status-reports/qsr-2023/other-assessments/ocean-acidification>

OSPAR; 2023. Climate Change Thematic Assessment. In: OSPAR, 2023: Quality Status Report 2023. OSPAR Commission, London. Available at: <https://oap.ospar.org/en/ospar-assessments/quality-status-reports/qsr-2023/thematic-assessments/climate-change/>

Otero, P.; Cabrero, A.; Alonso-Pérez, F.; Gago, J.; Nogueira, E.; 2023. Temperature and salinity trends in the northern limit of the Canary Current Upwelling System. *Science of The Total Environment*, 901: 165791. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2023.165791>

Otero, P.; Ruiz Villarreal, M.; Peliz, A.; Cabanas, J.M.; 2010. Climatology and reconstruction of runoff time series in northwest Iberia: influence in the shelf buoyancy budget off Ría de Vigo. *Scientia Marina*, 74(2):247-266. <https://doi.org/10.3989/scimar.2010.74n2247>

Paillet, J.; Le Cann, B.; Serpette, A.; Morel, Y.; Carton, X.; 1999. Real-time tracking of a Galician Meddy. *Geophysical Research Letters*, 26(13): 1877–1880. <https://doi.org/10.1029/1999gl900378>

Paillet, J.; Mercier, H.; 1997. An inverse model of the eastern North Atlantic general circulation and thermocline ventilation. *Deep-Sea Research Part I, Oceanographic Research Papers*, 44(8): 1293–1328. [https://doi.org/10.1016/s0967-0637\(97\)00019-8](https://doi.org/10.1016/s0967-0637(97)00019-8)

Parrilla, G., T. H. Kinder, R. H. Preller, 1986. Deep and Intermediate Mediterranean Water in the Western Alborán Sea. *Deep-Sea Res.* 33 (1), 55– 88.

Pasquero de Fommervault, O., Migon, C., D'Ortenzio, F., Ribera d'Alcalà, M., and Coppola, L. (2015). Temporal Variability of Nutrient Concentrations in the Northwestern



Mediterranean Sea (DYFAMED Time-Series Station). *Deep-Sea Res. I* 100, 1–12. doi: 10.1016/j.dsr.2015.02.006

Peliz, A.; Dubert, J.; Haidvogel, D.B.; Le Cann, B.; 2003. Generation and unstable evolution of a density-driven Eastern Poleward Current: the Iberian Poleward Current. *Journal of Geophysical Research*, 108(C8): 3268. <http://dx.doi.org/10.1029/2002JC001443>

Peliz, A.; Fiuza, A.F.G.; 1999. Spatial and temporal variability of CZCS-derived phytoplankton pigment concentrations off the Western Iberian Peninsula. *International Journal of Remote Sensing*, 20(7): 1363-1403. <https://doi.org/10.1080/014311699212786>

Peliz, A.; Marchesiello, P.; Dubert, J.; Teles-Machado, A.; Marta-Almeida, M.; Le Cann, B.; 2009. Surface Circulation in the Gulf of Cadiz. Part 2: Inflow/outflow coupling and the Gulf of Cadiz Slope Current. *Journal of Geophysical Research*, 114: C03011. <http://dx.doi.org/10.1029/2008JC004771>

Peliz, A.; Santos, A. M. P.; Oliveira, P. B.; Dubert, J.; 2004. Extreme cross-shelf transport induced by eddy interactions southwest of Iberia in winter 2001. *Geophysical Research Letters*, 31(8). <https://doi.org/10.1029/2004GL019618>

Peltier W.R, 1998. Postglacial Variations in the Level of the Sea: Implications for Climate Dynamics and Solid-Earth Geophysics. *Reviews of Geophysics*. 36(4),603-689.

Peltier, W. R., 2004. Global Glacial Isostasy and the surface of the ice-age Earth: The ICE-5G (VM2) Model and GRACE. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 32:111–49, doi: 10.1146/annurev.earth.32.082503.144359

Peltier, W.R., 2005. On the Hemispheric Origins of Meltwater Pulse 1A. *Quat. Sci. Rev.*, 24, 1655-1671.

Peltier, W.R.; 1998. Postglacial variations in the level of the sea: Implications for climate dynamics and solid-Earth geophysics. *Reviews of Geophysics*, 36(4): 603–689. <https://doi.org/10.1029/98RG02638>

Pérez de Rubín Feigl, J., 2011. Pioneras investigaciones en el Mar de Alborán, Estrecho y Golfo de Cádiz desde 1911. Editado por el Instituto Español de Oceanografía, 129 pp. Depósito legal 2272-2011, Málaga.

Pérez-Hernández, D.M.; Hernández-Guerra, A.; Fraile-Nuez, E.; Comas-Rodríguez, I.; Benítez-Barrios, V.M.; Domínguez-Yanes, J.F.; Vélez-Belchí, P.; De Armas, D.; 2013 The source of the Canary current in fall 2009. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118: 2874–2891. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20227>

Pérez-Hernández, M.D.; Hernández-Guerra, A.; Cana-Cascallar, L.; Arumí-Planas, C.; Caínzos, V.; González-Santana, A.J.; Gutiérrez-Guerra, M.Á.; Martínez-Marrero, A.; Mosquera Giménez, Á.; Presas Navarro, C.; Santana-Toscano, D.; Vélez-Belchí, P.; 2023. The seasonal cycle of the eastern boundary currents of the North Atlantic Subtropical Gyre. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 128, e2022JC019487. <https://doi.org/10.1029/2022JC019487>

Pingree, R.D.; 1973. A component of Labrador Sea Water in the Bay of Biscay. *Limnology and Oceanography*, 18 (5): 711-718.



Pingree, R.D.; 1993. Flow of surface waters to the west of the British Isles and in the Bay of Biscay. *Deep-Sea Research Part II, Topical Studies in Oceanography*, 40(1-2): 369-388. [https://doi.org/10.1016/0967-0645\(93\)90022-f](https://doi.org/10.1016/0967-0645(93)90022-f)

Pingree, R.D.; 1997. The eastern Subtropical Gyre (North Atlantic): Flow Rings Recirculations Structure and Subduction. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 78: 351-376.

Pingree, R.D.; Le Cann, B.; 1989. Celtic and Armorican slope and shelf residual currents. *Progress in Oceanography*, 23: 303-338.

Pingree, R.D.; Le Cann, B.; 1990. Structure, strength, and seasonality of the slope current in the Bay of Biscay region. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 70: 857-885.

Pingree, R.D.; Le Cann, B.; 1992. Anticyclonic eddy X91 in the southern Bay of Biscay, May 1991 to February 1992. *Journal of Geophysical Research*, 97 (C9): 14353-14367.

Pinot, J.-M., López-Jurado, J. L., and Riera, M., 2002. The CANALES experiment (1996-1998). Interannual, seasonal, and mesoscale variability of the circulation in the Balearic Channels. *Prog. Oceanogr.* 55, 335-370. doi: 10.1016/S0079-6611(02)00139-8

Plomaritis, T.A.; Benavente, J.; Laiz, I.; Del Río, L.; 2015. Variability in storm climate along the Gulf of Cadiz: the role of large scale atmospheric forcing and implications to coastal hazards. *Climate Dynamics*, 45: 2499-2514. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2486-4>

Pollard, R.T.; Griffiths, M.J.; Cunningham, S.A.; Reid, J.F.; Perez, F.F.; Rios, A.; 1996. Vivaldi-1991, A study of the formation, circulation and ventilation of eastern North Atlantic Central Water. *Progress in Oceanography. Francia*, 37: 167-192.

Pons, J.M.; 2009. La medición del nivel medio del mar: principios y métodos. *Mapping*, 135, 6-10. ISSN: 1131-9100.

Prieto, E.; González-Pola, C.; Lavín, A.; Holliday, N.P.; 2025. Interannual variability of the northwestern Iberia deep ocean: Response to large-scale North Atlantic forcing. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(2): 832-847. <https://doi.org/10.1002/2014JC010436>

Prieto, E.; González-Pola, C.; Lavín, A.; Sánchez, R. F.; Ruiz-Villarreal, M.; 2013. Seasonality of intermediate waters hydrography west of the Iberian Peninsula from an 8 yr semiannual time series of an oceanographic section. *Ocean Science*, 9(2): 411-429. <https://doi.org/10.5194/os-9-411-2013>

Reid, J.L.; 1994. On the total geostrophic circulation of the North Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers and transports, *Progress in Oceanography*, 33: 1-92.

Reiniger. R.F.; Ross, C.K.; 1968. A method of interpolation with application to oceanographic data. *Deep Sea Research*, 15: 185-193.

Relvas, P.; Barton, E.D.; 2002. Mesoscale patterns in the Cape Sao Vicente (Iberian Peninsula) upwelling region. *Journal of Geophysical Research*, 107(C10): 3164. <http://dx.doi.org/10.1029/2000JC000456>



Relvas, P.; Barton, E.D.; 2005. A separated jet and coastal counterflow during upwelling relaxation off Cape Sao Vicente (Iberian Peninsula). *Continental Shelf Research*, 25: 29-49. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.09.006>

Renault, L., T. Orguz, A. Pascual, J. Tintoré, 2012. Surface circulation in the Alborán Sea (Western Mediterranean) inferred from remotely sensed data. *J. Geophys. Res.* Vol. 117, C08009, doi: 10.1029/2011JC007659

Roque, D.; Parras-Berrocal, I.; Bruno, M.; Sánchez-Leal, R.; Hernández-Molina, F.J.; 2019. Seasonal variability of intermediate water masses in the gulf of Cádiz: implications of the antarctic and subarctic seesaw. *Ocean Science*, 15 (5): 1381–1397. <https://doi.org/10.5194/os-15-1381-2019>

Ruiz, S., A. Pascual, B. Garau, Y. Faugère, A. Álvarez, J. Tintoré, 2009. Mesoscale dynamics of the Balearic Front, integrating glider, ship and satellite data. *Journal of Marine Systems*, 78, s3-s16, doi: 10.1016/j.jmarsys.2009.01.007

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*. 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., J. Pascual, M. Flexas, T. M. Chin, J. Vazquez-Cuervo, 2019. Forty five years of oceanographic and meteorological observations at a coastal station in the NW Mediterranean: a ground truth for satellite observations. *Ocean Dyn.* 69, 1067–1084. doi: 10.1007/s10236-019-01285-z

Sallée, Jean-Baptiste, Violaine Pellichero, Camille Akhoudas, Etienne Pauthenet, Lucie Vignes, Sunke Schmidt, Alberto Naveira Garabato, Peter Sutherland, y Mikael Kuusela. «Summertime increases in upper-ocean stratification and mixed-layer depth». *Nature* 591, n.o 7851 (1 de marzo de 2021): 592-98. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03303-x>.

Sammartino, S., Garcia Lafuente, J., Naranjo, C., Sánchez-Garrido, J. C., Sanchez Leal, R., and Sánchez-Román, A. (2015). Ten years of marine current measurements in Espartel Sill, Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res. Oceans* 120, 6309–6328. doi: 10.1002/2014JC010674

Sánchez-Garrido, J. C., J. García-Lafuente, E. Álvarez Fanjul, M. García Sotillo, F. J. de los Santos, 2013. What does cause the collapse of the Western Alboran Gyre? Results of an operational ocean model. *Progress in Oceanography*, 116, 142-153, doi: 10.1016/j.pocean.2013.07.002

Sánchez-Leal, R.F.; Bellanco, M.J.; Fernández-Salas, L.M.; García-Lafuente, J.; Gasser-Rubinat, M.; González-Pola, C.; ... Sánchez-Garrido, J.C.; 2017. The Mediterranean Overflow in the Gulf of Cadiz: A rugged journey. *Science Advances*, 3(11), eaao0609. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aao0609>

Sánchez-Leal, R.F.; Bellanco, M.J.; Naranjo, C.; García-Lafuente, J.; González-Pola, C.; 2020. On the seasonality of waters below the seasonal thermocline in the Gulf of Cádiz. *Continental Shelf Research*, 204: 104190. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2020.104190>



Sánchez, R.F.; Mason, E.; Relvas, P.; da Silva, A.J.; Peliz, A.; 2006. On the inshore circulation in the northern Gulf of Cadiz, southern Portuguese shelf. *Deep Sea Research Part II*, 53: 1198-1218. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.04.002>

Sánchez, R.F.; Relvas, P.; 2003. Spring-summer climatological circulation in the upper layer in the region of Cape St. Vincent, SW Portugal. *ICES Journal of Marine Sciences*, 60: 1232-1250. [https://doi.org/10.1016/S1054-3139\(03\)00137-1](https://doi.org/10.1016/S1054-3139(03)00137-1)

Sánchez, R.F.; Relvas, P.; Martinho, A.; Miller, P.; 2008. Physical description of an upwelling filament west of Cape St. Vincent in late October 2004. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 113(C7). <https://doi.org/10.1029/2007JC004430>

Schroeder, K., J. Garcia-Lafuente, S. A. Josey, V. Artale, B. BuongiornoNardelli, A. Carrillo, M.Gacic, G. P.Gasparini, M. Herrmann, P.Lionello, W. Ludwig, C.Millot, E.Ozsoy, G.Pisacane, J. C. Sanchez-Garrido, G. Sannino, R.Santoleri, S.Somot, M.Struglia, E.Stanev, I. Taupier-Letage, M. N. Tsimplis, M. Vargas-Yanez, V.Zervakis, G.Zodiatis, 2012. Circulation of the Mediterranean Sea and its Variability, en *The climate of the Mediterranean region, from the past to the future* (Editor P. Lionello).187-238. ISBN 978-0-12-416042-2, Amsterdam.

Schroeder, K., T. Tanhua, J. Chiggiato, D. Velaoras, S. A. Josey, J. García-Lafuente, M. Vargas-Yáñez, 2022. The forcings of the Mediterranean Sea and the physical properties of its water masses. En *Oceanography of the Mediterranean Sea. An introductory guide*. Editores K. Schroeder y J. Chiggiato. Elsevier, Amsterdam.

Siedler, G.; 1968. Die Häufigkeitsverteilung von Wasserarten im Ausstromgebiet von Meerestrassen. *Kieler Meeresforsch*, 24: 59-65.

Simoncelli, S.; Oliveri, P.; Mattia, G.; Myroshnychenko, V.; Barth, A.; Troupin, C.; 2020. SeaDataCloud Temperature and Salinity Climatology for the Mediterranean Sea (Version 2). Ref. Product Information Document (PIDoc). SeaDataCloud. <https://doi.org/10.13155/77514>

Skliris N, J.D. Zika, L. Herold, S.A. Josey, R. Marsh, 2018. Mediterranean sea water budget long-term trend inferred from salinity observations. *Climate Dynamics* 51: 2857-2876.

Somavilla R.; González-Pola C.; Schauer U.; Budéus G.; 2016. Mid-2000s North Atlantic shift: Heat budget and circulation changes. *Geophysical Research Letters*, 43(5): 2059–2068.

Somavilla, R.; González-Pola, C.; Lavín, A.; Rodríguez, C.; 2013: Temperature and salinity variability in the south-eastern corner of the Bay of Biscay (NE Atlantic). *Journal of Marine Systems*, 109(30): S105–S120.

Somavilla, R.; González-Pola, C.; Rodríguez, C.; Josey, S. A.; Sánchez, R. F. and Lavín, A.; 2009. Large changes in the hydrographic structure of the Bay of Biscay after the extreme mixing of winter 2005. *Journal of Geophysical Research*, 114, C01001, <https://doi.org/10.1029/2008JC004974>

Somavilla, González-Pola & Fernández-Díaz. The warmer the ocean surface, the shallower the mixed layer. How much of this is true? *Journal of Geophysical Research: Oceans* 122, 7698–607 7716 (2017).



Steinacher, M., Joos, F., Frölicher, T. L., Bopp, L., Cadule, P., Cocco, V., et al. (2010). Projected 21st Century Decrease in Marine Productivity: A Multi-Model Analysis. *Biogeosciences* 7, 979–1005. doi: 10.5194/bg-7-979-2010

Taboada, F and Anadón, R. 2012. "Patterns of change in sea surface temperature in the North Atlantic during the last three decades: beyond mean trends," *Climatic Change*, Springer, vol. 115(2), pages 419-431, November.

Talley, Lynne D.; 2011. *Descriptive physical oceanography: an introduction*. Academic press.

Tel, E., R. Balbin, J.-M. Cabanas, M.-J. Garcia, M. C. Garcia-Martinez, C. Gonzalez-Pola, A. Lavin, J.-L. Lopez-Jurado, C. Rodriguez, M. Ruiz-Villarreal, R. F. Sánchez-Leal, M. Vargas-Yáñez, and P. Vélez-Belchí, 2016. IEOOS: the Spanish Institute of Oceanography Observing System. *Ocean Sci.*, 12, 345–353, doi:10.5194/os-12-345-2016

Tel, E.; Balbin, R.; Cabanas, J.-M.; Garcia, M.-J.; Garcia-Martinez, M. C.; Gonzalez-Pola, C.; Lavin, A.; Lopez-Jurado, J.-L.; Rodriguez, C.; Ruiz-Villarreal, M.; Sánchez-Leal, R. F.; Vargas-Yáñez, M.; Vélez-Belchí, P.; 2016. IEOOS: the Spanish Institute of Oceanography Observing System. *Ocean Science*, 12: 345–353. <https://doi.org/10.5194/os-12-345-2016>.

Testor, P., Send, U., Gascard, J.-C., Millot, C., Taupier-Letage, I., Béranger, K., 2005. The mean circulation of the southwestern Mediterranean Sea: Algerian gyres. *J. Geophysical Research*, Vol. 110, C11017, doi: 10.1029/2004JC002861

Tintoré, J., La Violette, P. E., Blade, I. B., Cruzado, A., 1988. A study of an intense front in the Eastern Alboran Sea: the Almería-Orán Front. *Journal of Physical Oceanography*, 18(10), 1384-1397, doi: 10.1175/1520-0485(1988)018<1384:ASOAIID>2.0.CO;2

Tomczak, M.; Godfrey, J. S.; 2001. *Regional Oceanography: An Introduction*. Pergamon.

Troupin, C., A. Pascual, S. Ruiz, A. Olita, B. Casas, F. Margirier, P.-M. Poulain, G. Notarstefano, M. Torner, J. G. Fernández, M. A. Rújula, C. Muñoz, E. Alou, I. Ruiz, A. Tovar-Sánchez, J. T. Allen, A. Mahadevan, J. Tintoré, 2019. The AlborEx data set: sampling mesoscale features in the Alboran Sea. *Earth System Science Data*, 11, 129-145, doi: 10.5194/essd-11-129-2019

Valdés, L.; Álvarez-Ossorio, M.T.; Lavín, A.; Varela, M.; Carballo, R.; 1991. Ciclo anual de parámetros hidrográficos, nutrientes y plancton en la plataforma continental de La Coruña (NO, España). *Boletín del Instituto Español de Oceanografía*, 7 (1): 91-138.

Valdés, L.; Bode, A.; Latasa, M.; Nogueira, E.; Somavilla, R.; Varela, M. M.; González-Pola, C.; Casas, G.; 2021. Three decades of continuous ocean observations in North Atlantic Spanish waters: The RADIALES time series project, context, achievements and challenges. *Progress in Oceanography*, 198(102671), 102671. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2021.102671>

Valencia, V.; Fontán, A.; Goikoetxea, N.; Chifflet, M.; González, M. & Conde, A.; 2019. Long-term evolution of the stratification, winter mixing and θ -S signature of upper water masses in the southeastern Bay of Biscay. *Continental Shelf Research*. 181. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2019.05.010>



Valencia, V.; Franco, J.; Borja, A.; Fontán, A.; 2004. Hydrography of the southeastern Bay of Biscay. En *Oceanography and Marine Environment of the Basque Country*. A. Borja y M. Collins (Eds.), Elsevier Oceanography Series, Elsevier. Amsterdam, 2004: 159-194.

Van Aken, H. M.; 2000a. The Hydrography of the Mid-Latitude Northeast Atlantic Ocean I, The Deep Water Masses, 47: 757–788. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(99\)00092-8](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(99)00092-8)

van Aken, H.M.; 2000b. The hydrography of the mid-latitude northeast Atlantic Ocean: II. The intermediate water masses. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 47 (5): 789-824.

van Aken, H.M.; 2002. Surface currents in the Bay of Biscay as observed with drifters between 1995 and 1999. *Deep-Sea Research Part I, Oceanographic Research Papers*, 49(6): 1071–1086. [https://doi.org/10.1016/s0967-0637\(02\)00017-1](https://doi.org/10.1016/s0967-0637(02)00017-1)

Varela, R. *et al.* Has upwelling strengthened along worldwide coasts over 1982-2010? *Sci. Rep.* 5, 10016; doi: 10.1038/srep10016 (2019).

Vargas Yáñez, M., M. C. García Martínez, F. Moya Ruiz, J. L. López-Jurado Marqués, M. Serra Tur, R. Balbín Chamorro, R. Santiago Domenech, J. Salat, J. Pascual, T. Ramírez Cárdenas, E. Tel, M. P. Jiménez Gómez, A. Reul, G. Parrilla Barrera, 2019b. El estado actual de los ecosistemas marinos en el Mediterráneo español en un contexto de cambio climático. Editado por Instituto Español de Oceanografía. Ministerio de Ciencia Innovación y Universidades en *Temas de Oceanografía*, nº 12. NIPO 696-19-002-X, 283 pp., Madrid.

Vargas-Yáñez, M., F. Moya, R. Balbín, R. Santiago, E. Ballesteros, R. F. Sánchez-Leal, P. Romero, M. C. García-Martínez, 2022. Seasonal and Long-Term Variability of the Mixed Layer Depth and its Influence on Ocean Productivity in the Spanish Gulf of Cádiz and Mediterranean Sea. *Front. Mar. Sci.* 9:901893. doi: 10.3389/fmars.2022.901893

Vargas-Yáñez, M., E. Tel, F. Moya, E. Ballesteros, M. C. García-Martínez, 2021b. Long-Term Changes, Inter-Annual, and Monthly Variability of Sea Level at the Coasts of the Spanish Mediterranean and the Gulf of Cádiz. *Geosciences*, 11, 350, doi: 10.3390/geosciences11080350

Vargas-Yáñez, M., F. Moya, E. Tel, M. C. García-Martínez, E. Guerber, and M. Bourgeon (2009), Warming and salting of the western Mediterranean during the second half of the XX century: Inconsistencies, unknowns and the effect of data processing, *Sci. Mar.*, 73(1), 7– 28, doi:10.3989/scimar.2009.73n1007.

Vargas-Yáñez, M., J. Salat, M.L. Fernández de Puelles, J. L. López-Jurado, J. Pascual, T. Ramírez, D. Cortés, I. Franco, 2005. Trends and time variability in the northern continental shelf of the Western Mediterranean. *Journal Geophysical Oceanography*, Vol. 110, C10019, doi: 10.1029/2004JC002799

Vargas-Yáñez, M., Juza, M., Balbín, R., Velez-Belchí, P., García-Martínez, M. C., Moya, F., Hernández-Guerra, A., 2020. Climatological Hydrographic Properties and Water Mass Transports in the Balearic Channels From Repeated Observations Over 1996–2019. *Front. Mar. Sci.* 7:568602. doi: 10.3389/fmars.2020.568602



Vargas-Yáñez, M., Juza, M., García-Martínez, M. C., Moya, F., Balbín, R., Ballesteros, E., *et al.* (2021a). Long-Term Changes in the Water Mass Properties in the Balearic Channels Over the Period 1996–2019. *Front. Mar. Sci.* 8. doi: 10.3389/fmars.2021.640535

Vargas-Yáñez, M., M. C. García Martínez, F. Moya, E. Tel, G. Parrilla, F. Plaza, A. Lavín, M.J. García, J. Salat, J. Pascual, J. García Lafuente, D. Gomis, E. Álvarez, M. García Sotillo, C. González Pola, F. Polvorinos, E. Fraile Nuez, 2008. Cambio Climático en el Mediterráneo español. Editado por Instituto Español de Oceanografía, ISBN: 84 95877 39 2, 171 pp., Madrid.

Vargas-Yáñez, M., M. C. García-Martínez, F. Moya, J. L. López-Jurado, M. Serra, R. Santiago-Domenech, R. Balbín, J. Salat, J. Pascual, T. Ramírez Cárdenas, E. Tel, F. Fernández Corregidor, M. P. Jiménez Gómez, A. Reul, G. Parrilla Barrera (2019a). The Present state of Marine Ecosystems in the Spanish Mediterranean in a Climate Change Context, ed. Grupo Mediterráneo de Cambio Climático, 186 pp. (Málaga: Tuimagina editorial). ISBN: 978-84-09-13597-4. doi: 10.1029/2000gl012098

Vargas-Yáñez, M., M.C. García-Martínez, F. Moya, R. Balbín, J.L. López-Jurado, M. Serra, P. Zunino, J. Pascual, J. Salat, 2017. Updating temperature and salinity mean values and trends in the Western Mediterranean: The RADMED Project. *Progress in Oceanography*, 157, 27–46.

Vargas-Yáñez, M., M^a Carmen García Martínez, Francina Moya, Elena Tel, Gregorio Parrilla, Francisco Plaza, Alicia Lavín, M^a Jesús García, Jordi Salat, José Luis López-Jurado, Josep Pascual, Jesús García Lafuente, Damiá Gomis, Enrique Álvarez, Marcos García Sotillo, César González Pola, Fausto Polvorinos, Eugenio Fraile Nuez, M^a Luz Fernández de Puellas, Patricia Zunino, 2010a. Cambio Climático en el Mediterráneo español. Segunda edición actualizada. Editado por Instituto Español de Oceanografía, ISBN: 978-84-95877-48-2, 176 pp., Madrid.

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., 2010c. Climate change in the Western Mediterranean Sea 1900–2008. *J. Mar. Syst.* 82, 171–176.

Vargas-Yáñez, M., Plaza, F., García-Lafuente, J., Sarhan, T., Vargas, J. M., Vélez-Belchi, 2002. About the seasonal variability of the Alboran Sea circulation, *Journal of Marine Systems* 35, 229–248, doi: 10.1016/S0924-7963(02)00128-8

Vargas-Yáñez, M., Zunino, P., Benali, A., Delpy, M., Pastre, F., Moya, F., García-Martínez, M.C., Tel, E., 2010b. 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.; Tel, E.; Marcos, M.; Moya, F.; Ballesteros, E.; Alonso, C.; García-Martínez, M.C.; 2023. Factors Contributing to the Long-Term Sea Level Trends in the Iberian Peninsula and the Balearic and Canary Islands. *Geosciences*, 13(6), 160. <https://doi.org/10.3390/geosciences13060160>

Vargas-Yáñez, M.; Tel, E.; Moya, F.; Ballesteros, E.; García-Martínez, M.C.; 2021. Long-Term Changes, Inter-Annual, and Monthly Variability of Sea Level at the Coasts of the Spanish Mediterranean and the Gulf of Cádiz. *Geosciences*, 11(8): 350. <https://doi.org/10.3390/geosciences11080350>



Vargas, J.M.; Sarhan, T.; García-Lafuente, J.; Cano, N.; 1999. An advection-diffusion model to explain thermal surface anomalies in Cape Trafalgar. *Oceanography of the Iberian Continental Margin*. Boletín Instituto Español de Oceanografía, 15(1-4): 91-99, [doi:10.1175/jpo-d-20-0130.1](https://doi.org/10.1175/jpo-d-20-0130.1)

Vélez-Belchí, P.; Caínzos, V.; Romero, E.; Casanova-Masjoan, M.; Arumí-Planas, C.; Santana-Toscano, D.; González-Santana, A.; Pérez-Hernández, M.D.; Hernández-Guerra, A.; 2021. The Canary intermediate poleward undercurrent: Not another poleward undercurrent in an eastern boundary upwelling system. *Journal of Physical Oceanography*, 51(9): 2973–2990. <https://doi.org/10.1175/jpo-d-20-0130.1>

Vélez-Belchí, P.; Pérez-Hernández, M.D.; Casanova-Masjoan, M.; Cana, L.; Hernández-Guerra, A.; 2017. On the seasonal variability of the Canary Current and the Atlantic Meridional Overturning Circulation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(6): 4518–4538. <https://doi.org/10.1002/2017JC012774>

von Schuckmann, K., L. Cheng, M. D. Palmer, J. Hansen, C. Tassone, V. Aich, S. Adusumilli, H. Beltrami, T. Boyer, F. J. Cuesta-Valero, D. Desbruyères, C. Domingues, A. García-García, P. Gentine, J. Gilson, M. Gorfer, L. Haimberger, M. Ishii, G. C. Johnson, R. Killick, B. A. King, G. Kirchengast, N. Kolodziejczyk, J. Lyman, B. Marzeion, M. Mayer, M. Monier, D. P. Monselesan, S. Purkey, D. Roemmich, A. Schweiger, S. I. Seneviratne, A. Shepherd, D. A. Slater, A. K. Steiner, F. Straneo, M.-L. Timmermans, and S. E. Wijffels, 2020. Heat stored in the Earth system: where does the energy go? *Earth Syst. Sci. Data*, 12, 2013–2041, <https://doi.org/10.5194/essd-12-2013-2020>

von Schuckmann, K.; Moreira, L.; Le Traon, P.-Y.; Grégoire, M.; Marcos, M.; Staneva, J.; Brasseur, P.; Garric, G.; Lionello, P.; Karstensen, J.; and Neukermans, G. (Eds.); 2023. 7th edition of the Copernicus Ocean State Report (OSR7), Copernicus Publications, State Planet, 1-osr7. <https://doi.org/10.5194/sp-1-osr7>

Weller, R.A.; Baker, D.J.; Glackin, M.M.; Roberts, S.J.; Schmitt, R.W.; Twigg, E.S.; Vimont, D. J.; 2019. The challenge of sustaining ocean observations. *Frontiers in Marine Science*, 6. <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00105>

Wijffels, S., J. Willis, C. M. Domingues, P. Barker, N. J. White, A. Gronell, K. Ridgway, and J. A. Church (2008), Changing expendable bathythermograph fall-rates and their impact on estimates of thermohaline sea level rise, *J. Clim.*, 5657– 5672, [doi:10.1175/2008JCLI2290.1](https://doi.org/10.1175/2008JCLI2290.1).

Wooster, W.S.; Bakun, A.; McLain, D.R.; 1976. The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the North Atlantic. *Journal of Marine Research*, 34(2).

Zenk, W.; 1970. On the temperature and salinity structure of the Mediterranean water in the Northeast Atlantic, *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 17 (3): 627-630. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(70\)90072-0](https://doi.org/10.1016/0011-7471(70)90072-0)

Zenk, W.; Armi, L.; 1990. The complex spreading pattern of Mediterranean Water off the Portuguese continental slope. *Deep-Sea Research*, 37: 1805-1823 [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(90\)90079-B](https://doi.org/10.1016/0198-0149(90)90079-B)

ESTRATEGIAS MARINAS

Protegiendo el mar para todos