



Región de Murcia
Consejería de Medio Ambiente,
Universidades, Investigación y Mar Menor
Dirección General Mar Menor



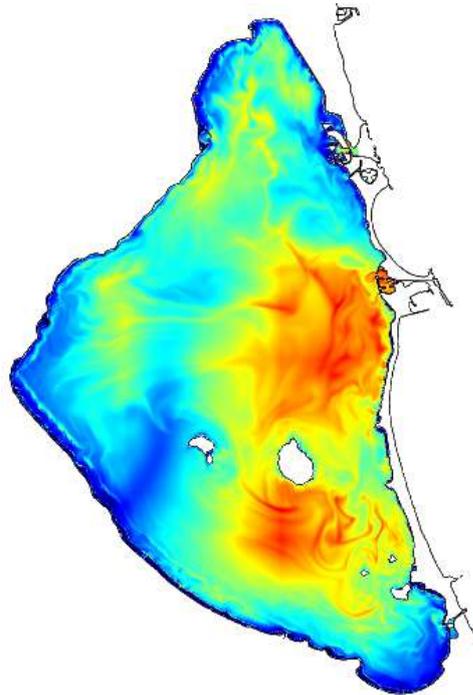
**Universidad
Politécnica
de Cartagena**



Estudio Hidrodinámica del Mar Menor

(Gastos Corrientes)

Noviembre 2023



Región de Murcia
Consejería de Medio Ambiente, Universidades, Investigación y Mar Menor
Dirección General del Mar Menor
Plaza Juan XXIII s/n
30071 – Murcia.

Javier Gilabert
Francisco Duarte Pereira
Renato Oliveira Cecilio
Bartolomé Morote Sánchez
Daisy Pemba García Steinebronn
Guillermo Carballo Lafuente
Laura López Martínez
Francisco López Castejón
Carolina Rodríguez de Mesas

Departamento de Ingeniería Química y Ambiental
Universidad Politécnica de Cartagena
Paseo Alfonso XIII, 52
30203 – Cartagena
javier.gilabert@upct.es



Región de Murcia
Consejería de Medio Ambiente,
Universidades, Investigación y Mar Menor
Dirección General Mar Menor



**Universidad
Politécnica
de Cartagena**





Región de Murcia
Consejería de Medio Ambiente,
Universidades, Investigación y Mar Menor
Dirección General Mar Menor



**Universidad
Politécnica
de Cartagena**



Informe final de justificación de subvención nominativa a la Universidad Politécnica de Cartagena para la realización del proyecto “Estudio Hidrodinámica del Mar Menor. Gastos Corrientes” conforme a la Ley 1/2022, de 24 de enero, de Presupuestos Generales de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia para el ejercicio 2022, con el fin de llevar a cabo la monitorización y modelización del intercambio de agua a través de los canales de comunicación entre el Mar Menor y el Mediterráneo.

Fdo.: Javier Gilabert Cervera

Cartagena, 27 de noviembre de 2023



Región de Murcia
Consejería de Medio Ambiente,
Universidades, Investigación y Mar Menor
Dirección General Mar Menor



**Universidad
Politécnica
de Cartagena**





Contenido

1. INTRODUCCIÓN	11
2. CARACTERIZACIÓN GENERAL DE LA HIDRODINÁMICA DEL MAR MENOR	17
2.1. CARACTERIZACIÓN GENERAL DE LOS VIENTOS EN EL MAR MENOR	17
2.2. CARACTERIZACIÓN OCEANOGRÁFICA GENERAL DEL MAR MENOR	21
2.3. MAPAS AUTOORGANIZADOS (SELF ORGANIZING MAPS - SOM)	25
2.4. PATRONES HIDRODINÁMICOS DE CORRIENTES BASADOS EN MAPAS AUTOORGANIZADOS (SOMs)	28
3. IMPLEMENTACIÓN DE UNA HERRAMIENTA DE MONITORIZACIÓN DEL INTERCAMBIO DE AGUA A TRAVÉS DE LOS CANALES DE COMUNICACIÓN ENTRE EL MAR MENOR Y EL MEDITERRÁNEO.....	37
3.1. ANÁLISIS DE DATOS DE PRESIÓN ATMOSFÉRICA	42
3.1.1. <i>Variabilidad estacional de la presión atmosférica</i>	<i>47</i>
3.2. HERRAMIENTA BASADA EN SISTEMA DE MODELADO OCEANOGRÁFICO REGIONAL – ROMS	55
3.2.1. <i>Implementación y redefinición en el Sistema de Modelado Oceanográfico Regional – ROMS</i>	<i>55</i>
3.2.2. <i>Validación del modelo.....</i>	<i>86</i>
3.2.3. <i>Evaporación</i>	<i>158</i>
3.3. HERRAMIENTA BASADA EN DESNIVELES ENTRE MARES.....	160
3.3.1. <i>Medidas de ADCPs</i>	<i>161</i>



3.3.2.	<i>Datos de elevación posteriores a octubre 2020</i>	165
3.3.3.	<i>Datos de elevación anteriores a octubre 2020</i>	169
3.3.4.	<i>Ecuaciones empíricas</i>	171
3.3.5.	<i>Definición de serie temporal de flujo neto</i>	176
3.3.6.	<i>Validación de flujos en los canales con datos los datos estimados a través del modelo ROMS</i>	180
3.3.1.	<i>Expansión de la serie temporal de flujo entre el interior y exterior de la laguna</i>	200
4.	ANÁLISIS DE OLEAJE.	202
4.1.	MAPAS AUTOORGANIZADOS (SELF ORGANIZING MAPS - SOM) DE OLEAJE.....	202
4.1.1.	<i>Series temporales de parámetros del oleaje</i>	203
4.1.2.	<i>Distribución espacial de los parámetros de oleaje en el Mar Menor.</i> ..	220
4.1.3.	<i>Datos preliminares sobre el modelado de la resuspension de sedimentos</i>	230
4.1.4.	<i>Aproximación al modelado del transporte de sedimentos</i>	238
4.2.	RESUMEN Y CONCLUSIONES	242
5.	ACOPLAMIENTO ATMÓSFERA Y OLEAJE EN LA LAGUNA.	245
5.1.	SIMULACIONES EN EL OCEAN-GRID	256
5.2.	SIMULACIONES EN EL SHELF-GRID	265
5.3.	SIMULACIONES EN EL LAGOON-GRID.....	274
5.4.	SERIES TEMPORALES EN PUNTOS DE CONTROL	280
6.	EXPLORACIÓN Y TOMA DE MEDIDAS DE VARIABLES DE ESTADO A INTRODUCIR EN EL MODELO BIOGEOQUÍMICO.	295
6.1.	ANÁLISIS DE NUTRIENTES	298
6.1.1.	<i>Evolución de nitratos</i>	301



6.1.2.	<i>Evolución de nitritos.....</i>	<i>303</i>
6.1.3.	<i>Evolución del amonio.....</i>	<i>305</i>
6.1.4.	<i>Evolución de los fosfatos.....</i>	<i>307</i>
6.1.5.	<i>Evolución de los silicatos.....</i>	<i>309</i>
6.2.	ANÁLISIS DE LA PRODUCCIÓN PRIMARIA DEL FITOPLANCTON.....	311
6.2.1.	<i>Fundamentos teóricos y prácticos de la medida de fotosíntesis mediante fluorometría activa.....</i>	<i>312</i>
6.2.1.2.	BASES TEÓRICAS DE LA MEDIDA DE FOTOSÍNTESIS MEDIANTE FLUOROMETRÍA ACTIVA	322
6.2.2.	<i>Estimación de parámetros fotosintéticos.....</i>	<i>347</i>
7.	RESUMEN Y CONCLUSIONES.....	368
8.	AGRADECIMIENTOS.....	390
9.	BIBLIOGRAFÍA.....	¡ERROR! MARCADOR NO DEFINIDO.



Región de Murcia
Consejería de Medio Ambiente,
Universidades, Investigación y Mar Menor
Dirección General Mar Menor



**Universidad
Politécnica
de Cartagena**





Región de Murcia
Consejería de Medio Ambiente,
Universidades, Investigación y Mar Menor
Dirección General Mar Menor



**Universidad
Politécnica
de Cartagena**



ACRÓNIMOS

ADCP	Perfilador Acústico de Corrientes de Efecto Doppler (Acoustic Doppler Current Profiler)
AEMET	Agencia Estatal de Meteorología
CHS	Confederación Hidrográfica del Segura
COARE	Coupled Ocean Atmosphere Experiment
IGN	Instituto Geográfico Nacional
IMIDA	Instituto Murciano de Investigación y Desarrollo Agrario y Alimentario
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration, US
ROMS	Regional Ocean Model System
SDC	Servidor de Datos Científicos del Mar Menor
TOGA	Tropical Ocean Global Atmosphere
UPCT	Universidad Politécnica de Cartagena
USGS	US Geological Survey
WHOI	Woods Hole Oceanographic Institution



Región de Murcia
Consejería de Medio Ambiente,
Universidades, Investigación y Mar Menor
Dirección General Mar Menor



**Universidad
Politécnica
de Cartagena**



1. Introducción

El presente informe de resultados se realiza como documento de justificación del proyecto Estudio Hidrodinámica del Mar Menor (Gastos Corrientes) correspondiente al año 2023. Recoge los trabajos, las metodologías y algunos de los resultados obtenidos en este periodo de tiempo. Es un trabajo ampliamente multidisciplinar que comprende tanto aspectos físicos – tales como meteorología, mecánica de olas y transporte de sedimentos - como la composición química del agua a introducir en los modelos biogeoquímicos, como modelos biofísicos y ópticos para cuantificar la asimilación de carbono por los microorganismos fotosintéticos que crecen y son transportados por las corrientes y que en última instancia determinan las propiedades de calidad de las aguas y, cuando proliferan y se descomponen, episodios de anoxia y mortandades masivas de peces y otros organismos.

El trabajo incluye tanto la obtención y análisis de datos obtenidos en el periodo de trabajo como datos de series históricas obtenidos en estudios previos por el equipo de trabajo. Para ello se ha realizado un esfuerzo de organización y procesado de los datos, elaborando rutinas informáticas. Se ha reorganización del sistema de modelado oceanográfico regional ROMS redefiniendo tanto el mallado

como las condiciones de contorno del modelo para optimizar el tiempo de cómputo aumentando la resolución. Se ha prestado una especial atención a la validación de cada paso dado para comprobar la fiabilidad del nuevo modelo. No se ha incluido la descripción del modelo y sus características al haberse ya incluido en informes previos.

Se ha realizado un estudio mediante técnicas de inteligencia artificial aplicadas a los resultados del modelo para obtener los patrones de corrientes más característicos del Mar Menor. Se han agrupado en seis tipos de mapas asociados a sus correspondientes vientos definidos por sus respectivos rangos de velocidad y direcciones.

Se han opuesto a punto las técnicas para determinar el flujo de agua por los canales de comunicación entre el Mar Menor y el Mediterráneo, evaluándose diferentes formas de cálculo basadas tanto en el modelo hidrodinámico como y en ecuaciones empíricas mejoradas a partir del desnivel entre los dos mares. Para el segundo método se han rescatado series históricas de datos con interpolaciones a partir de datos de diferentes procedencias.

Se han fondeado equipo de medida en las goas de las Encañizadas, un sistema con especial dificultad en su modelado ya que se trata de un complejo de canales inundables con batimetría cambiante y fondo cubierto de vegetación.

Se ha completado el análisis del oleaje previamente comenzado en 2022 aplicando también técnicas de inteligencia artificial para la clasificación de los principales mapas de oleaje teniendo en cuenta tanto la altura significativa del oleaje como la velocidad orbital en el fondo, el período y la longitud de la ola. En esta apartado se omite también la descripción del modelo utilizado incluido en informes previos (Gilabert et al., 2022).

A partir de los resultados del modelo de oleaje se ha realizado una aproximación al transporte de sedimentos que se abordará de forma definitiva en posteriores estudios cuando se disponga de datos de campo para la validación.

Seguidamente se ha implementado - y está en continua evolución - el acoplamiento de los modelos hidrodinámicos y de oleaje mediante el modelo COAWST (Coupled-Ocean-Atmosphere-Wave-Sediment Transport Modeling System). Para ello ha habido que implementar diferentes mallas de transición para disminuir errores de propagación en las condiciones de contorno.

Para comenzar a abordar el modelado biogeoquímico es necesario disponer de series temporales de diferentes parámetros químicos como son los nutrientes. Para ello se han realizado análisis y procesado los datos.

Un aspecto clave a conocer en este tipo de modelado es la capacidad de asimilación de carbono inorgánico por el fitoplancton a través de la fotosíntesis.

Para ello son necesarios tanto los datos de campo como modelos ópticos y biofísicos. Un método de medida de la capacidad fotosintética del fitoplancton es la fluorescencia activa que se ha utilizado en este trabajo. Se han preparado los protocolos de tratamiento de los datos obtenidos por el fluorómetro y, aunque se ha obtenido la serie temporal correspondiente a este año, se han analizado datos históricos únicamente para comprobar la validez de los protocolos empleados. Se dedica un apartado amplio a los aspectos teóricos y prácticos de la fluorimetría activa y los modelos biofísicos utilizados.

Los objetivos conseguidos en el desarrollo del trabajo se han expuesto en cada apartado en los que se ha dividido este informe. Tras este primer capítulo de introducción, el segundo capítulo aborda la caracterización de la hidrodinámica del Mar Menor estableciendo la clasificación de los mapas característicos de corrientes en la laguna. El tercer capítulo hace referencia a las metodologías recalibradas para calcular el intercambio de agua a través de los canales de comunicación con el Mediterráneo. En la nueva implementación del modelo se han mejorado tanto la resolución espacial como el tiempo de computación y se han incluido tanto las fuentes de agua dulce - escorrentía superficial y descarga de agua subterránea - como enlazado al modelo atmosférico HARMONIE-AROME de la AEMET. El cuarto capítulo comprende el estudio de oleaje realizado mediante las mismas técnicas de aprendizaje-máquina donde además se inicia una aproximación al transporte de sedimentos y resuspensión que se está en la

actualidad abordando. En el quinto capítulo se presentan los resultados de la implementación del modelo COAWST de acoplamiento atmósfera-océano y en el sexto se abordan diferentes aspectos del modelado biogeoquímico, particularmente el análisis de nutrientes y la fotosíntesis como elementos clave de este tipo de modelado.

El equipo de trabajo dirigido por el Dr. Javier Gilabert ha estado formado por los siguientes miembros del laboratorio de Ecosistemas del Departamento de Ingeniería Química y Ambiental de la Universidad Politécnica de Cartagena:

- Dr. Francisco López Castejón, Licenciado en Ciencias del Mar, Máster en Informática y Matemática aplicada a la ciencia y la ingeniería por la Universidad de Murcia, y Doctor en Tecnologías Industriales por la Universidad Politécnica de Cartagena.

- D. Francisco Duarte Pereira, graduado en Ciencia del Mar y Máster en Ciencias Marinas y Atmosféricas por la Universidad de Aveiro Portugal.

- Dr. Renato Oliveira Cecilio, graduado en Oceanografía y doctor en Geociencias y Geología Marina por la Universidad Federal de Rio Grande do Sul, Brasil.

- Dr. Jean-Pierre Auclair, Graduado en Física por la Universidad de McGill, Canadá, y Doctor en Oceanografía por la Universidad de Dalhousie, Canadá.

- D. Bartolomé Morote Sánchez, Graduado en Ingeniería Civil por la Universidad Politécnica de Cartagena y becario FPU.

- Dña. Laura López Martínez. Graduada en Ciencias del Mar por la Universidad de Alicante.

- Dña. Carolina Rodríguez de Mesas, Ingeniera Naval y Oceánica por la Universidad Politécnica de Cartagena.

- Dña. Daisy Pemba García Steinebronn, graduada en Ciencias del Mar por la Universidad de Cádiz.

- D. Guillermo Carvallo Lafuente, graduada en Ciencias del Mar por la Universidad de Alicante y Máster en Oceanografía por la Universidad de Vigo.

- D. Alfonso Liarte - técnico de Laboratorio – graduado técnico superior en Salud Ambiental

- D. Rafael Díez Bevia - patrón de embarcación y gestión de equipos de fondeo.

Los trabajos se han desarrollado desde enero a octubre 2023.

2. Caracterización general de la hidrodinámica del Mar Menor

2.1. CARACTERIZACIÓN GENERAL DE LOS VIENTOS EN EL MAR MENOR

El mayor forzante de las corrientes en la laguna son los vientos, en cambio el mayor forzante del intercambio efectivo de agua entre la laguna y el Mediterráneo son los desniveles entre los dos mares producidos por cambios en la presión atmosférica. Para este análisis se han utilizado los datos registrados de vientos y otros parámetros atmosféricos por la estación meteorológica de San Javier perteneciente a la Agencia Española de Meteorología (AEMET) de ambos vientos y presiones atmosféricas. Particularmente se han utilizado las series históricas de los años 2010 a 2012 cuando se realizaron también simulaciones hidrodinámicas del Mar Menor con ROMS. Este estudio se ampliará cuando haya disponibles nuevas simulaciones disponibles (a la hora de finalizar este informe ya se dispone de dichas series y queda pendiente para futuros trabajos completar estas tareas).

En este periodo, y por lo general, los vientos están caracterizados por ser de baja intensidad con valores medios entre 0.5 y 2.1 m/s pudiendo llegar a

alcanzar un valor máximo entre 12 y 15 m/s de manera puntual en dirección SO. Las direcciones predominantes son NE y SO, seguidas del SE. El análisis de componentes principales de los vientos (que no se muestra aquí) indica que el eje NE-SO representa el 67% de la varianza total del viento.

Se diferencian dos tipos de vientos:

- vientos locales, como por ejemplo las brisas marinas con dirección perpendicular a costa debidas a diferencias de temperatura aire/mar y una cadencia diurna/semidiurna
- vientos no locales, cuya génesis radica en zonas alejadas del área dónde se han registrado, pudiendo presentar diferentes direcciones.

Mediante una rotación de ejes se ha situado el nuevo eje X en dirección paralela a la costa de San Javier, en la que está situada la estación meteorológica coincidiendo con el primer componente principal, denominando a estos vientos longitudinales. El segundo eje, perpendicular al primero y por tanto a la costa, recogerá los vientos que denominaremos transversales.

La Figura 1 muestra la rosa de vientos de este periodo.

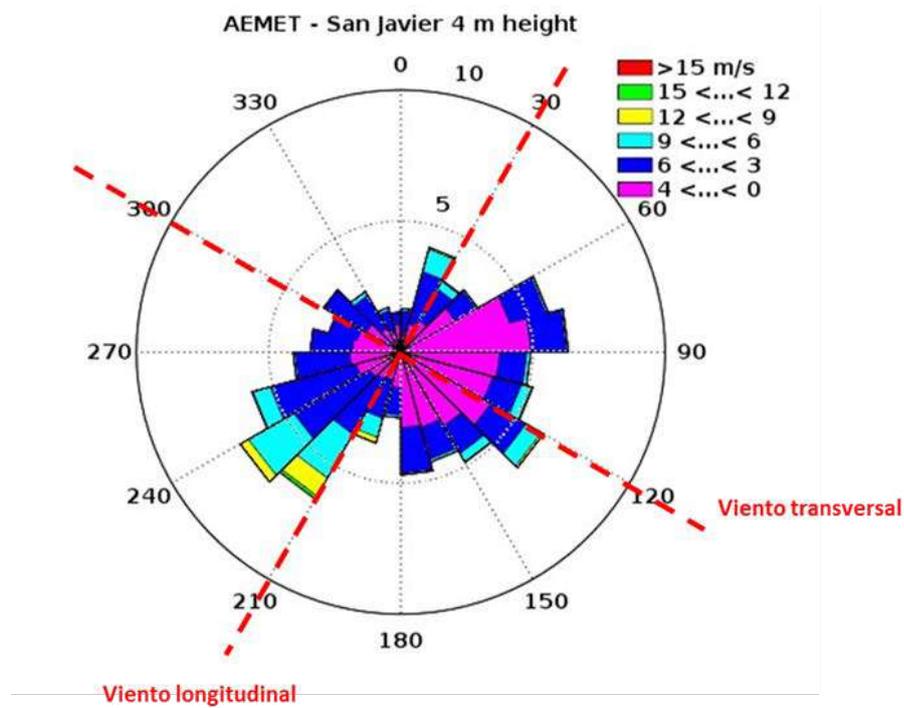


Figura 1. Rosa de vientos de la estación de la AEMET de San Javier entre los años 2010-2012. Las líneas rojas indican los nuevos ejes de rotación y la nomenclatura para cada uno de los vientos.

El análisis de la densidad espectral de potencia para el viento (Figura 2) muestra una periodicidad clara a las 12/24 horas, atribuyéndose a las brisas marinas.

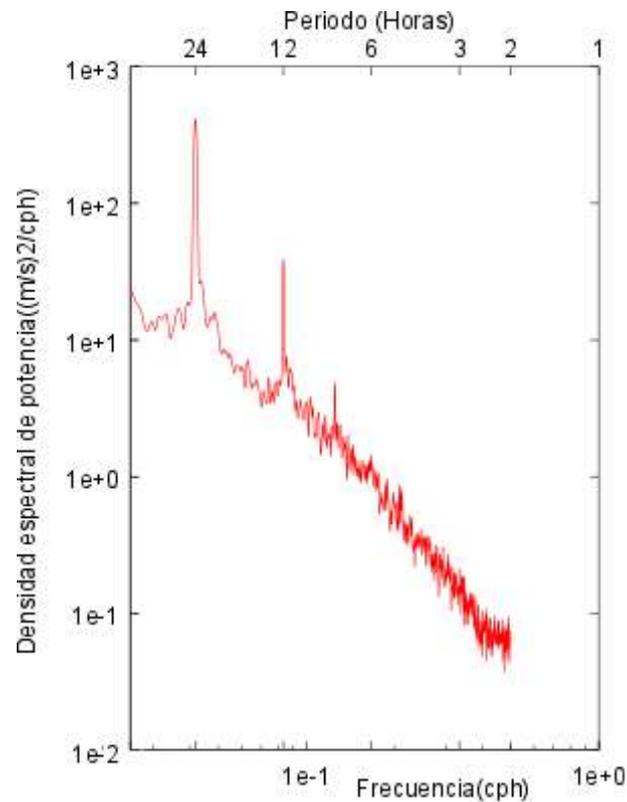


Figura 2. Densidad espectral de potencia obtenida para el viento registrado en la estación de San Javier entre los años 2010 y 2012.

La densidad espectral obtenida para la presión atmosférica (Figura 3) muestra los mismos picos de energía en los periodos de 12 y 24 horas, apuntando a una relación entre ambos procesos. Este resultado es el esperable ya que los cambios en la presión debido a diferencias de temperatura son los causantes de las brisas marinas de periodicidad 12/24 h.

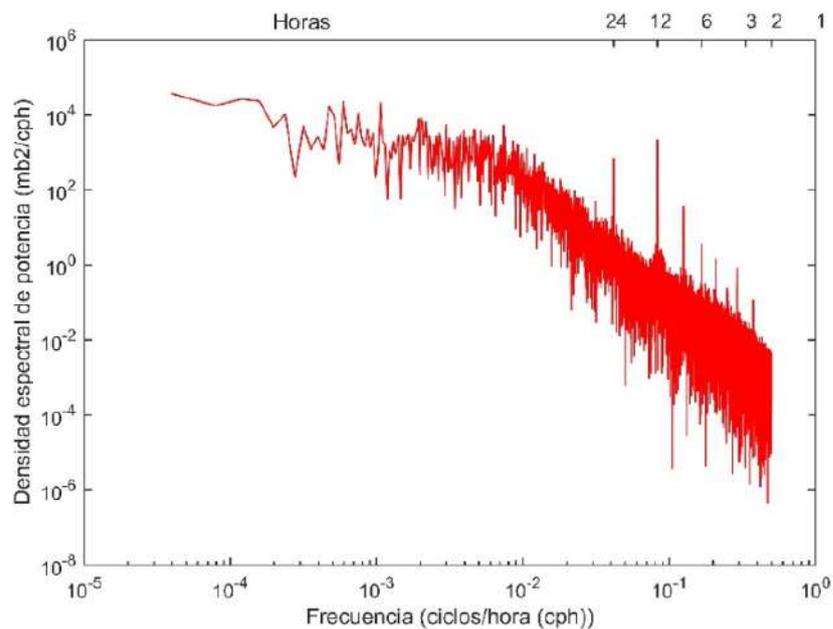


Figura 3. Densidad espectral de potencia obtenido para la presión atmosférica.

2.2. CARACTERIZACIÓN OCEANOGRÁFICA GENERAL DEL MAR MENOR

Las corrientes en el Mar Menor determinan la estructura tridimensional de la columna de agua en la que, a su vez, se definen las diferentes estructuras que varían en el tiempo y que configuran patrones oceanográficos característicos.

El análisis de las simulaciones numéricas muestra que el Mar Menor se comporta de manera homogénea en superficie y en el fondo para velocidades de viento menores de 3 m/s (Figura 86 y 87) con dirección igual a la del viento. La

baja velocidad de la corriente generada no es capaz de provocar una acumulación de agua en alguna de sus vertientes o la generación de giros debido al estrés lateral entre dos corrientes de diferente dirección. Los vientos causantes de esta situación (Figura 85) se dan con una frecuencia del 54%.

A continuación, se describen de modo muy somero y general algunas de estas estructuras como son las corrientes y giros que se pueden observar en las figuras resultantes del análisis de los mapas autoorganizados (SOM).

La Figura 4 muestra las cuatro zonas en las que se definen las principales corrientes que generalmente se establecen en la laguna y los principales giros.

La corriente costera de Los Urrutias tiene dirección NE-SW discurriendo paralela a la costa NW del Mar Menor. Presenta una velocidad media de 0.04 m/s, fluyendo en casi el 70% de las ocasiones en dirección SW debido a la predominancia de los vientos de levante en la zona. Durante episodios de fuertes vientos, puede alcanzar velocidades máximas de 0.4 m/s, sin embargo, solo en un 5% de las ocasiones supera valores de 0.2 m/s.

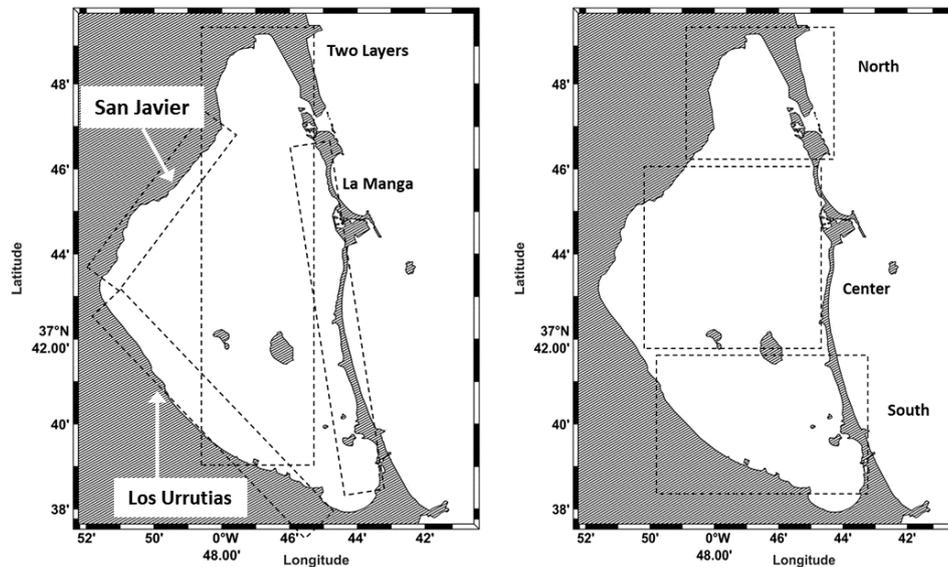


Figura 4. Esquema de las zonas donde se dan las principales corrientes y giros en el Mar Menor.

La corriente costera de Lo Pagán tiene dirección NW-SE discurriendo paralela a la costa SE del Mar Menor. Presenta una velocidad media de 0.02 m/s, fluyendo en casi el 50% de las ocasiones en dirección SE debido a la predominancia de los vientos de levante en la zona. El resto de las ocasiones se reparte entre las demás direcciones con una predominancia del NW. Durante episodios de fuertes vientos, puede alcanzar velocidades máximas de 0.2 m/s, sin embargo, solo en un 2% de las ocasiones supera valores de 0.1 m/s.

La corriente costera de La Manga discurre de norte a sur desde el canal del Estacio hasta la isla del ciervo. Esta corriente transporta agua mediterránea que entra por El Estacio y la desplaza hacia al sur.

Las corrientes superficiales de Norte a Sur (o Sur-Norte) a lo largo del Mar Menor sólo se dan para aquellos vientos que soplan en dirección hacia alguna de las vertientes del Mar Menor con la intensidad suficiente (> 6 m/s) como para producir una acumulación de agua en la costa hacia la que soplan. Este incremento en el nivel del mar se ve compensado por la aparición de una corriente barotrópica en dirección contraria a la de superficie (Figura 2 y 3). Al ser los vientos más frecuentes en la zona en las direcciones NE y SO, estas acumulaciones de agua se dan con mayor frecuencia en la zona de Los Urrutias y Las Encañizadas, dándose con una frecuencia cercana al 8%, principalmente en invierno. Estas corrientes de retorno adquieren una especial relevancia en el cálculo de la tasa de renovación de la laguna, en el transporte de sustancias disueltas y particuladas en el agua por el fondo, en la redistribución del oxígeno en la masa de agua o en la conectividad entre poblaciones.

De otro lado, por la geomorfología del Mar Menor se pueden diferenciar tres cubetas- norte, central y sur – que facilitan la formación de giros en condiciones concretas para cada una de ellas. En la cubeta norte suele producirse

un giro anticiclónico si bien, y en algunas ocasiones, se pueden formar dos giros, uno en sentido ciclónico y otro anticiclónico en el extremo norte.

El giro central suele ser anticiclónico debido a los vientos del NE, si bien puede fragmentarse en dos cuando los vientos soplan del E, de forma que la vertiente norte es ciclónica y la sur anticiclónica.

2.3. MAPAS AUTOORGANIZADOS (SELF ORGANIZING MAPS - SOM)

Los mapas autoorganizados (Self-Organizing Maps, SOM) (Kohonen, 1990) son una técnica de inteligencia artificial con aprendizaje automático no supervisado utilizada para visualizar y analizar datos complejos aplicada. Los SOM son un tipo de red neuronal artificial diseñada para identificar estructuras subyacentes y patrones en conjuntos de datos multidimensionales. Consisten en una cuadrícula bidimensional de nodos o neuronas, donde cada nodo representa un vector en el espacio de características de los datos. Durante el entrenamiento, los nodos se ajustan para capturar las características clave y las relaciones de los datos de entrada.

Durante el entrenamiento, se presenta un vector de entrada a la vez a todas las neuronas y se determina cuál es la neurona más similar, generalmente

basándose en un coeficiente de similitud euclidiano. Los n pesos de la llamada unidad de mejor coincidencia se ajustan para lograr una coincidencia aún mejor. Más importante –y esencial para la naturaleza autoorganizada de un SOM– es que los pesos de las neuronas vecinas alrededor de la unidad de mejor coincidencia también se ajustan, hasta un cierto tamaño de vecindad y con una magnitud decreciente que se describe mejor como disminución de la distancia. En el transcurso de muchas de estas ejecuciones de entrenamiento, la red de baja dimensión de los vectores neuronales comienza a replicar las principales estructuras topológicas existentes en el espacio de entrada de n dimensiones.

A medida que se presentan muestras de datos, los nodos compiten para activarse según la similitud entre su vector de peso y el vector de entrada. El nodo ganador, también conocido como la neurona ganadora, y sus nodos vecinos en la cuadrícula se ajustan para que sus vectores de peso sean más similares al vector de entrada. Este proceso permite la agrupación y organización de datos en el mapa.

Después de entrenar un SOM con un conjunto de datos, se puede utilizar para asignar nuevas muestras a categorías existentes según su similitud con los nodos del mapa. Cada nodo representa una clase o categoría, y las muestras de entrada se asignan a la clase del nodo ganador más cercano. Esta capacidad de clasificación es particularmente útil cuando no hay etiquetas o categorías

preexistentes en los datos, ya que el SOM puede agrupar automáticamente los datos e identificar estructuras subyacentes.

Un SOM bidimensional entrenado se puede visualizar de varias formas, incluida la visualización de pesos para una variable particular como sombreado de color en la red neuronal.

Para clasificar los resultados, se emplea un Mapa Auto-Organizado (SOM) utilizando el enfoque descrito por Barbariol et al. (2016). El mapa auto-organizado de Kohonen se refiere a una red neuronal entrenada mediante aprendizaje competitivo. El proceso de aprendizaje competitivo implica seleccionar un elemento de procesamiento ganador basado en ciertos criterios antes del ciclo de aprendizaje. El vector de peso del elemento de procesamiento ganador se ajusta utilizando una ley de aprendizaje específica (Hecht Nielsen, 1990).

En el contexto de las corrientes del Mar Menor, se han introducido para los análisis los mapas resultantes de las simulaciones hidrodinámicas para clasificarlos acorde a su similitud.

2.4. PATRONES HIDRODINÁMICOS DE CORRIENTES BASADOS EN MAPAS AUTOORGANIZADOS (SOMs)

El análisis de los mapas autoorganizados ha identificado seis patrones de corrientes en el Mar Menor. Para cada uno de ellos se han obtenidos los rangos de vientos que los originan, obteniéndose como resultado una correspondencia entre vientos y patrón típico de corrientes.

La Figura 5 representa las rosas de vientos correspondientes a cada uno de los grupos identificados.

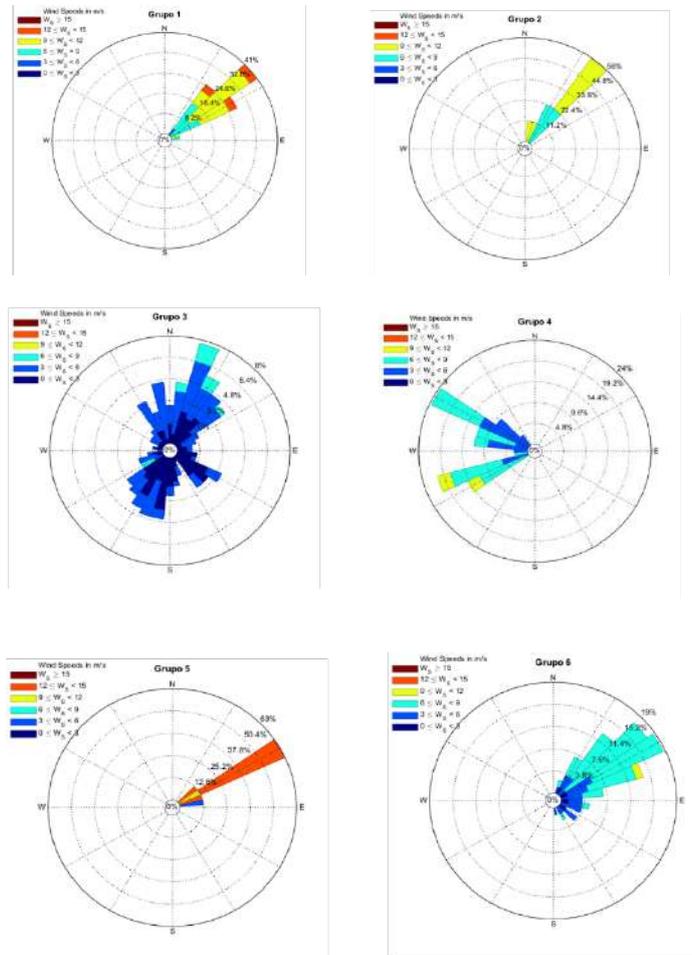


Figura 5. Rosas de viento obtenidas para cada uno de los grupos de patrones de corrientes obtenidas a partir de SOMs. La dirección indica la procedencia del viento.

A cada rango de vientos le corresponde un patrón de corrientes:

- Grupo 1 - vientos del NE mayores de 9 m/s
- Grupo 2 - vientos del NE entre 6 y 9 m/s
- Grupo 3 - vientos del del NE-SW menores de 6 m/s



- Grupo 4 - vientos del NW de velocidades inferiores a 9 m/s
- Grupo 5 - vientos del NE de velocidades superiores a 12 m/s
- Grupo 6 - vientos del NE de entre 2 y 6 m/s

La Tabla 1 especifica el rango de dirección e intensidades para cada grupo.

Tabla 1. Características del viento para cada uno de los patrones de corrientes obtenidos por SOMS.

	Rango Dirección procedencia viento (º)	Rango Intensidad (m/s)
Grupo 1	30-90	6-12
Grupo 2	0-60	<9
Grupo 3	Variado	<6
Grupo 4	240-330	3-9
Grupo 5	30-90	>9
Grupo 6	30-120	3-9

Las Figuras 6 a 11 corresponden a cada uno de los seis patrones de corrientes típicos en el Mar Menor.

El grupo 1 (Figura 6) muestra un patrón de corriente en superficie con un giro central ciclónico y una fuerte corriente de San Javier y La Manga. Este patrón se genera con vientos mayores de 9 m/s del NE. Se originan algunos remolinos en

la cubeta sur y una corriente de fondo desde Los Urrutias a Lo Pagán. En el fondo se origina una corriente intensa hacia el Norte.

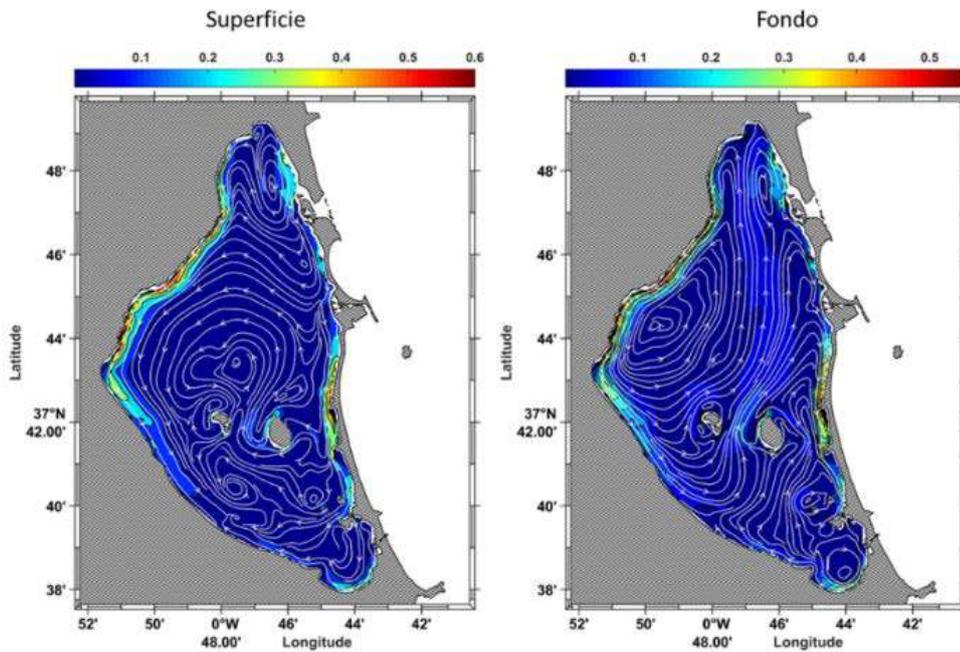


Figura 6. Patrón de corriente en superficie y fondo identificado en el grupo 1 de los SOMs para vientos mayores de 9 m/s del NE.

La Figura 7 muestra el patrón que originan vientos del NE entre 6 y 9 m/s (Grupo 2) donde se identifica un giro central igual al del grupo 1, con velocidades de las corrientes de San Javier y La Manga aproximadamente la mitad de las anteriores y donde desaparecen los remolinos de la cubeta sur en superficie y la velocidad de corriente del giro central disminuye considerablemente.

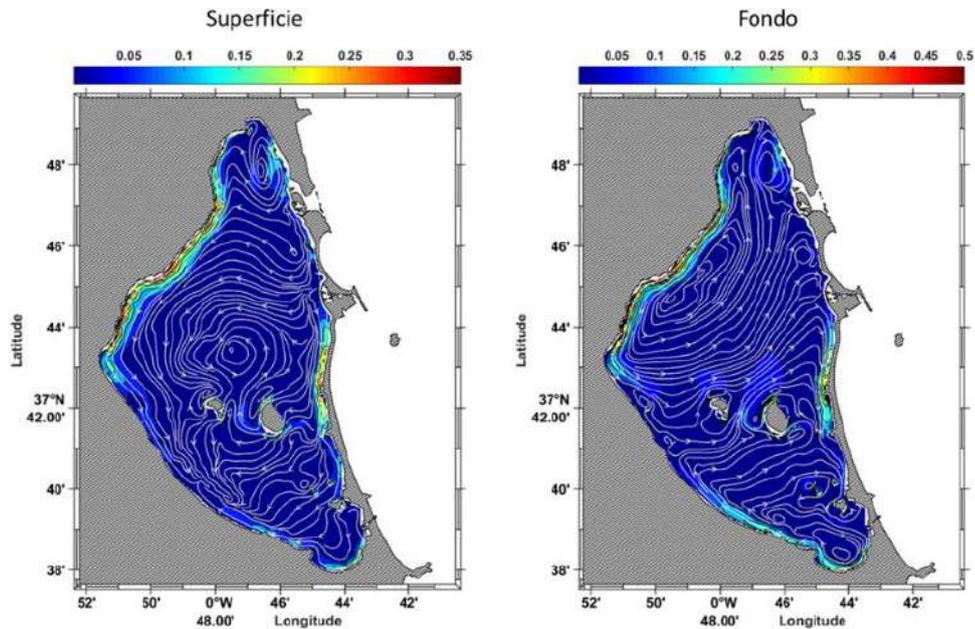


Figura 7. Patrón de corriente en superficie y fondo identificado en el grupo 2 de los SOMs para vientos entre 6 y 9 m/s del NE.

El tercer grupo (Figura 8) lo originan vientos de menos de 6 m/s del NE-SW. Se identifica una corriente de entrada de agua por el canal del Estacio, con las corrientes de San Javier y La Manga muy debilitadas.

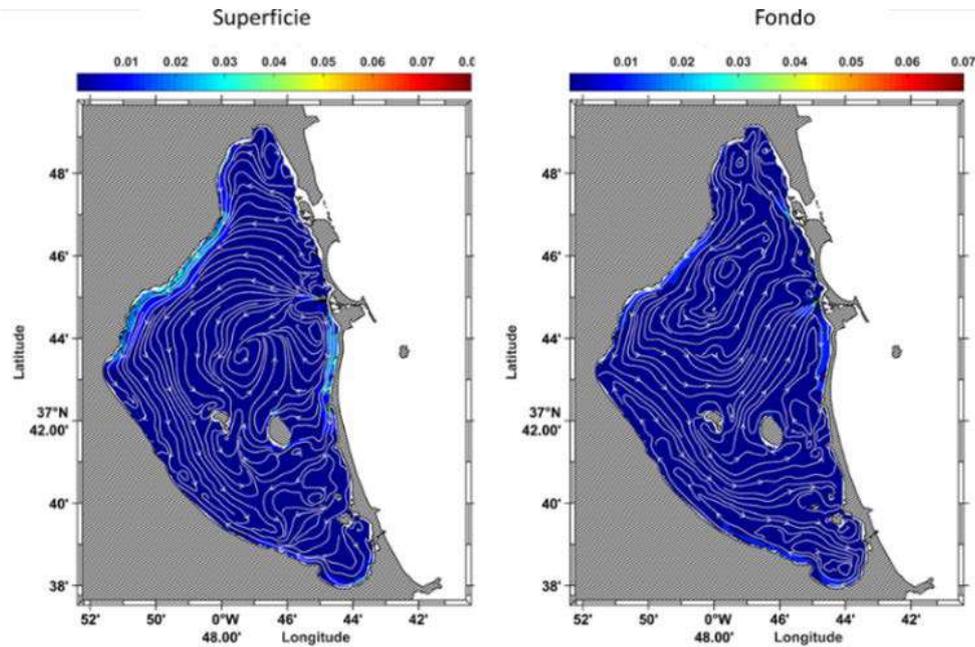


Figura 8. Patrón de corriente en superficie y fondo identificado en el grupo 3 de los SOMs para vientos de menos de 6 m/s del NE-SW.

La Figura 9 muestra el patrón clasificado como grupo 4 originado por vientos de velocidades inferiores a 9 m/s del NW. Es una situación en la que las corrientes de Los Urrutias y la Manga adquieren mayor protagonismo, con la corriente de San Javier adquiriendo una velocidad menor. No se identifica un giro, aunque el sentido de corriente sigue la línea de costa en sentido ciclónico. En cambio, sí se origina una corriente de fondo de norte a sur.

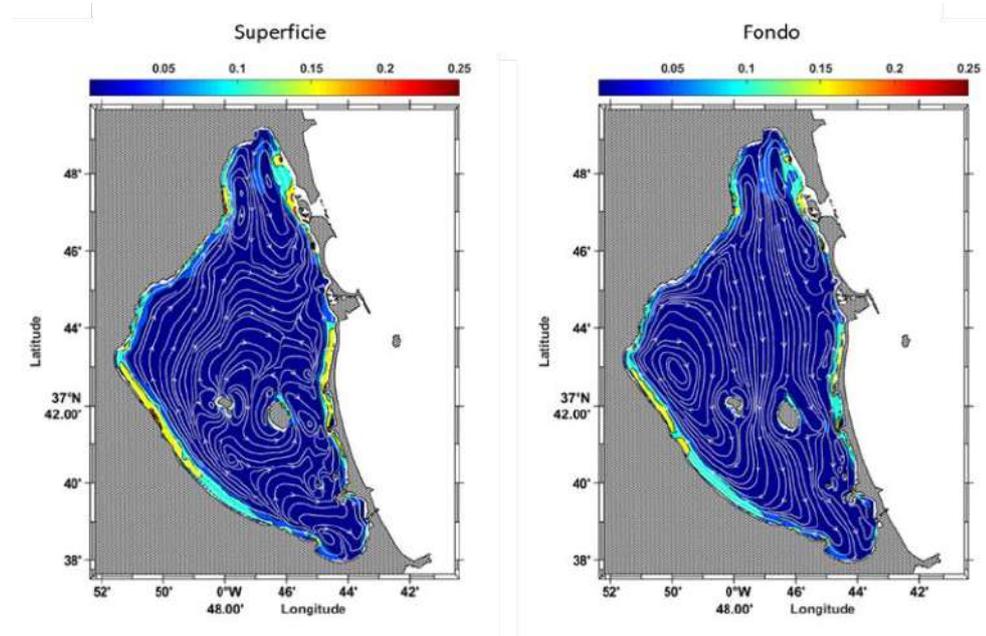


Figura 9. Patrón de corriente en superficie y fondo identificado en el grupo 4 de los SOMs para vientos inferiores a 9 m/s del SW.

La Figura 10 muestra el patrón clasificado como grupo 5 originado por vientos de velocidades superiores a 12 m/s del NE. Es una situación corresponde a tormentas de Levante típicas de invierno que suelen tener una duración de 3 días. Aquí las corrientes de San Javier, Los Urrutias y La Manga se magnifican y adquieren velocidades elevadas. Se genera un giro ciclónico en el centro de la laguna y varios remolinos en la cubeta sur. A su vez la corriente entre islas se acentúa y se genera una corriente de fondo intensa hacia el norte.

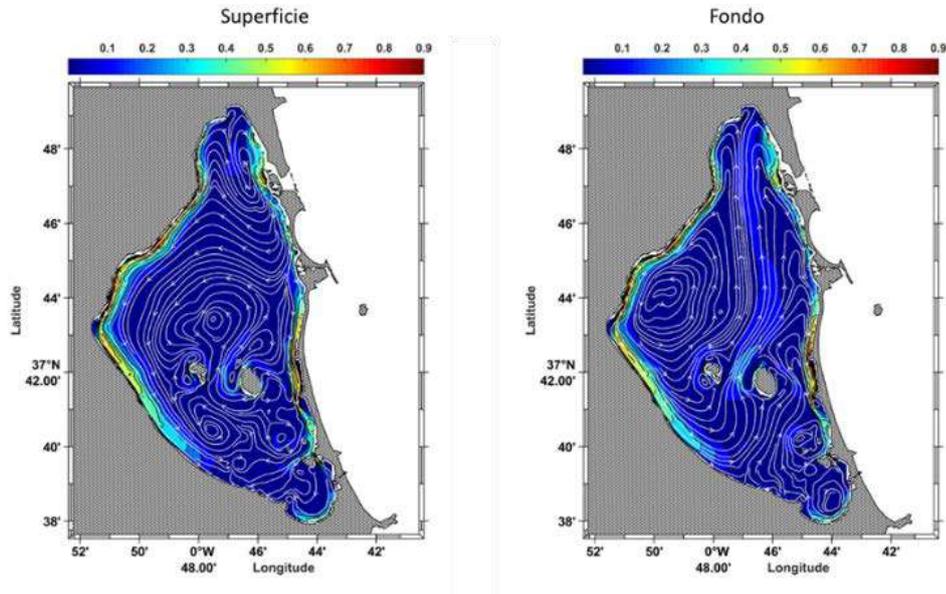


Figura 10. Patrón de corriente en superficie y fondo identificado en el grupo 3 de los SOMs para vientos de menos de 6 m/s del NE-SW.

El último patrón identificado (Grupo 6) corresponde a vientos del NE de entre 2 y 6 m/s (Figura 11). En este grupo se engloban todos los patrones en situación prácticamente de calma, por lo que las corrientes son muy débiles variantes. No obstante, se identifican las tres corrientes costeras principales con velocidad de 0,1 m/s y una corriente de fondo hacia el norte

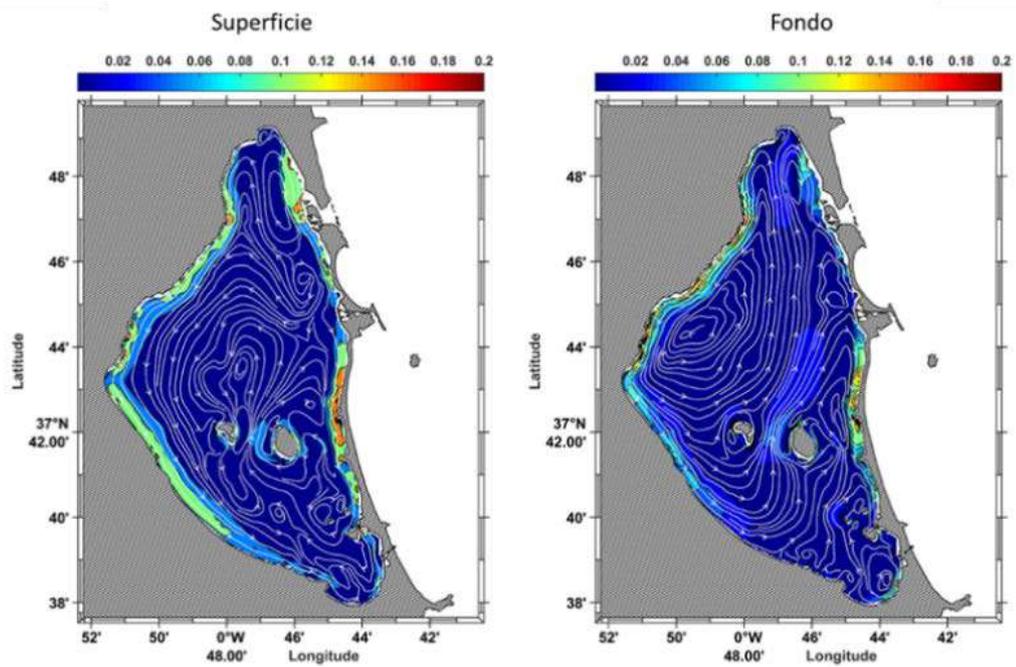


Figura 11. Patrón de corrientes en superficie y fondo identificado en el grupo 6 de los SOMs para vientos de entre 2 y 6 m/s del NE.

3. Implementación de una herramienta de monitorización del intercambio de agua a través de los canales de comunicación entre el Mar Menor y el Mediterráneo.

El Mar Menor es una laguna hipersalina situada en el sureste de la Región de Murcia. Es de las lagunas costeras más grandes de Europa, con una profundidad máxima de 7m y un volumen de aproximadamente 610 hm³ (Martinez-Alvarez *et al.*, 2011). Sus aguas alcanzan las temperaturas más bajas en enero (10,6 °C) y las más altas en agosto (24,9 °C) (Conesa y Jiménez-Cárcales, 2007).

Está separada del Mar Mediterráneo por una barra arenosa de 23 km de largo (La Manga del Mar Menor), que se comunica con el Mar Mediterráneo a través los tres canales inidcados en la Figura 12. El canal principal de El Estacio, junto al Puerto del Tomás Maestre, es el más importante en la regulación de este intercambio de agua pues representa aproximadamente un 60% del volumen total anual (López Castejón, 2017). El canal de Marchamalo aporta un 7% y las Encañizadas el 33% restante. Esta zona de aguas someras que separa La Manga del Mar Menor de San Javier, cobra especial importancia cuando el nivel del mar es alto por su gran extensión y poca profundidad. Las Encañizadas incluyen a su vez tres canales o golas: La Torre, El Charco y el canal de Veneziaola.

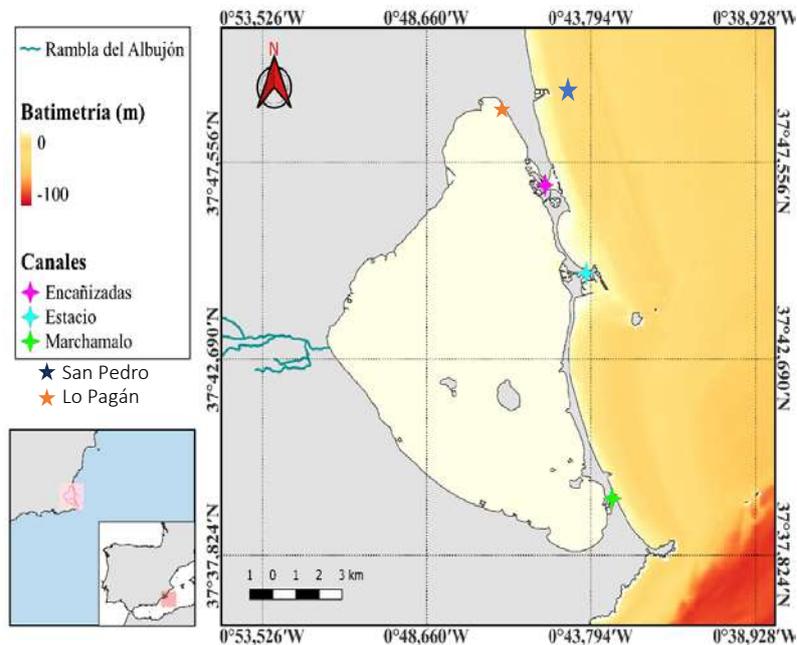


Figura 12. Mapa del Mar Menor con los canales de El Estacio, Marchamalo y Encañizadas están marcados con una estrella de color ciana, verde y morado respectivamente. Las estrellas azul y naranja indican las estaciones de medida del nivel del mar en Lo Pagán y San Pedro del Pinatar.

El principal responsable de los flujos de entrada y salida de agua por los canales es el desnivel entre ambos mares que está principalmente condicionado por el efecto barométrico inverso sobre el Mar Mediterráneo. Altas presiones producen un descenso del nivel del Mar Mediterráneo dando lugar a un desnivel positivo que se regula mediante el flujo de agua del Mar Menor hacia el Mediterráneo (salida de agua). Las bajas presiones, por el contrario, son

responsables del efecto inverso, aguas Mediterráneas entrando al Mar Menor. Los efectos de las mareas y vientos son notables en episodios de mayor estabilidad barométrica.

El mecanismo físico que subyace en el intercambio entre los dos mares es el gradiente de presión horizontal, el desnivel entre ambos mares es el que fuerza el intercambio. Hasta la fecha se han estado midiendo los flujos mediante perfiladores de corriente de efecto Doppler (ADCP), pero no se ha producido su reposición al no contemplarse la adquisición de nuevos equipos en este proyecto por motivos ajenos al grupo de investigación. La serie temporal de estos flujos ha permitido la obtención de ecuaciones empíricas para estimar este flujo de agua a través de cada uno de los canales, únicamente a partir del desnivel (de Gilabert et al. (2022)). Para ello se utilizan las medidas del nivel del mar en las estaciones de San Pedro y de Lo Pagán como representativas de las elevaciones del Mar Mediterráneo y del Mar Menor respectivamente. No obstante, el intercambio de agua entre ambos mares a través de los canales no es la única fuente de entrada y salida de agua al Mar Menor. De un lado, el aporte de agua por precipitación ya sea de forma directa sobre la superficie del Mar Menor, o por escorrentías a través de las ramblas, junto con la descarga de agua subterránea del acuífero cuaternario, son una importante fuente de entrada de agua dulce. Por otro lado, la salida de agua por evaporación, sobre todo en los meses de verano, produce un déficit de agua en el Mar Menor que es compensado con una entrada desde

el Mediterráneo, y que varía en función de las condiciones climáticas de cada año, es decir, de la variación interanual de la temperatura atmosférica.

Tomando como base este modelo conceptual, se ha trabajado en dos vertientes: de un lado la implementación de modelos de simulación numérica hidrodinámica basada en el Sistema de Modelado Oceanográfico Regional (ROMS) y, de otro, el diseño de nuevas ecuaciones empíricas mejoradas basadas en los registros de nivel del mar proporcionadas por los sensores instalados en San Pedro y Lo Pagán para describir el comportamiento del flujo en función del desnivel entre los dos mares.

Las borrascas (léase, bajas presiones) son responsables de un aumento del nivel del mar en el Mediterráneo, impulsando el agua a entrar hacia el Mar Menor. Los anticiclones (léase, altas presiones), producen el efecto contrario. Dado que los desniveles están influidos por la presión atmosférica se ha investigado la posibilidad de estimar los flujos directamente a partir de los datos de presión atmosférica, en lugar de usar el desnivel. Al mismo tiempo, en episodios de lluvias fuertes, la descarga de la rambla del Albuñón es mayor, aumentando el nivel del Mar Menor y, por tanto, generando un flujo de salida hacia el Mediterráneo. Por el contrario, las altas temperaturas en verano, donde se han batido récords históricos sucesivos de temperatura en 2022 y 2023, inducen una mayor evaporación en el Mar Menor, generando un flujo de entrada hacia el Mar Menor.

Además, cada canal responde de forma diferente a los desniveles, de modo que cuando el nivel del mar está alto, aumenta el flujo en las Encañizadas debido a su elevación y mayor anchura, aunque tenga poca profundidad, mientras que, con un nivel del mar bajo, la funcionalidad de este sistema de canales disminuye concentrándose la mayor parte del flujo en el canal del Estacio. Así pues, para mejorar el conocimiento de los procesos de intercambio de agua entre dentro y fuera de la laguna del Mar Menor se han abordado los siguientes objetivos:

- Recopilar, ordenar, guardar y procesar adecuadamente todas las medidas tanto de elevación existentes como de corrientes de los ADCP fondeados en los canales.
- Elaborar todas las rutinas en Python, en lugar de Matlab, y documentarlas para facilitar su entendimiento a otros usuarios.
- Mejorar la fiabilidad de las ecuaciones empíricas obtenidas, con una mayor disponibilidad de datos y modificaciones en la metodología aplicada.
- Estudiar el efecto de la meteorología, principalmente de la presión, temperatura y precipitación, sobre el intercambio de agua.
- Definir la variabilidad estacional e interanual con datos desde la más antigua posible hasta la actualidad.

Para ello se han utilizado dos tipos de metodologías. La primera, y previamente comentada, de obtención de ecuaciones empíricas mejoradas basadas en los desniveles del mar y la segunda la implementada a partir de las simulaciones realizadas con el Sistema de Modelado Oceanográfico Regional ROMS.

Las medidas de la presión atmosférica son por tanto claves en estos procesos. Habitualmente, y en muchos estudios previos, se utilizan las medidas de la estación meteorológica de San Javier como una estación de referencia. No obstante, aquí se realiza una prospección para cerciorarse de que las medidas de esta estación pueden tomarse como indicadoras y que reflejan el efecto barométrico inverso que tiene lugar en el Mediterráneo.

3.1. ANÁLISIS DE DATOS DE PRESIÓN ATMOSFÉRICA

Dado que la presión atmosférica es el principal forzante de los niveles del mar, que en definitiva fuerzan el intercambio, en este apartado se procede a realizar un análisis de datos meteorológicos de presión atmosférica para comprobar si la estación de San Javier es representativa de los cambios en el nivel

del mar del Mediterráneo y por tanto validar el uso de esta estación como de referencia.

Los datos de la estación meteorológica de San Javier proporcionan una información a pie de agua en la laguna, pero no se ha comprobado si esta estación es representativa de esta zona y también de la cuenca Mediterránea adyacente. Para dilucidar si el efecto barométrico invertido se produce en el Mediterráneo a gran escala o tiene una componente local más importante, se ha procedido a analizar los datos de presión atmosférica en varias estaciones del área de influencia en el Mediterráneo adyacente al Mar Menor y así verificar si la estación de San Javier es representativa.

La Figura 13 muestra la localización de las estaciones meteorológicas seleccionadas, tanto de la zona del Mar Menor como del Mar Mediterráneo, que se indican en la Tabla 2.

Para el Mar Menor se obtuvieron los datos aportados por la Agencia Estatal Meteorológica (AEMET), adscrita al Ministerio para la Transición Ecológica, a través del servicio OpenData. Se escogió la estación meteorológica del Aeropuerto de San Javier (Figura 6).

Tabla 2. Datos informativos sobre las estaciones de observación *in-situ* seleccionadas para este estudio en la zona de la laguna costera del Mar Menor y en el Mar Mediterráneo occidental.

Nombre	Indicativo	Latitud	Longitud	Frecuencia	Base de datos
San Javier - Aeropuerto	7031X	37.78 °N	0.81 °O	Diaria	AEMET
Palma - Puerto	B228	39.55 °N	2.62 °E	Diaria	AEMET
Alguer	LIEA	40.63 °N	8.29 °E	30 min	IEM
Trapani	LICT	37.91 °N	12.49 °E	30 min	IEM
Argel	DAAG	36.69 °N	3.22 °E	30 min	IEM

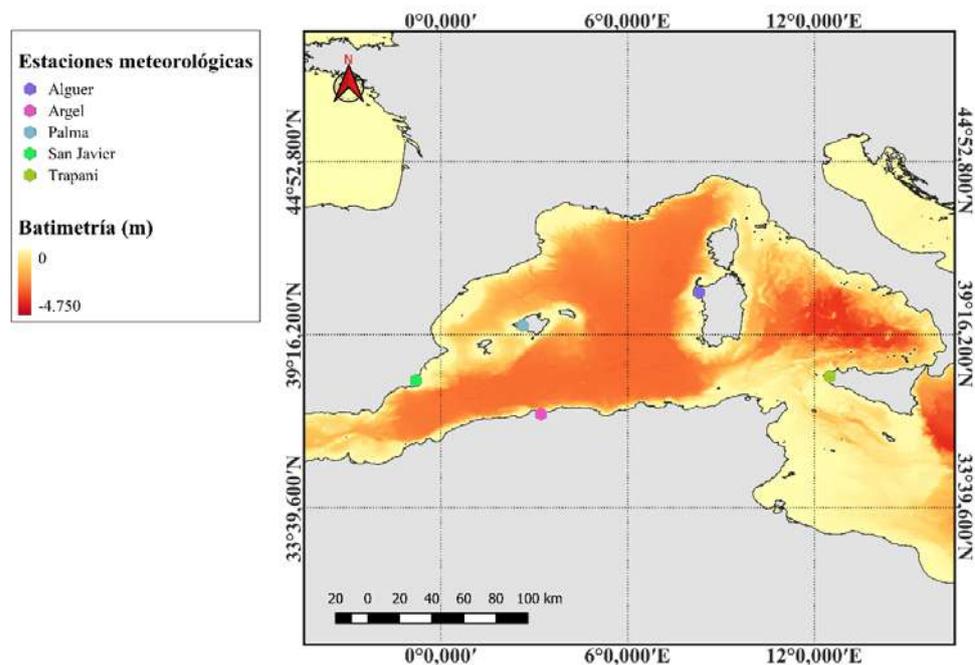


Figura 13. Representación cartográfica de las estaciones meteorológicas (●) seleccionadas en la cuenca occidental del Mar Mediterráneo

Los datos escogidos comprenden desde enero de 2018 hasta agosto de 2023. La frecuencia de los datos es diaria para diferentes variables: temperatura media diaria, temperatura mínima y máxima del día, precipitación diaria, velocidad y dirección del viento, racha máxima del viento, insolación, presión máxima y mínima al nivel de referencia de la estación.

En primer lugar, los datos diarios de la estación situada en el puerto de Palma (Islas Baleares) también proporcionados por la AEMET de la misma red de estaciones meteorológicas. En segundo lugar, se obtuvieron datos de estaciones meteorológicas automatizadas de aeropuertos del proyecto Mesonet de la universidad estatal de Iowa, Iowa Environmental Mesonet (IEM, www.mesonet.agron.iastate.edu). El IEM tiene como objetivo reunir, recopilar, comparar y difundir y archivar las observaciones de diferentes estaciones repartidas por todo el mundo. Estas observaciones suelen denominarse sensores ASOS o, a veces, AWOS. Las estaciones escogidas en este caso fueron para Alguer (Cerdeña, Italia), Trapani (Sicilia, Italia) y Argel (Argelia). La frecuencia de los datos de la base de datos del IEM es cada 30 minutos, de tal modo que para obtener los datos diarios se hizo una media. Las variables que proporciona dicho sistema son la temperatura del aire, el punto de rocío, la humedad relativa, la dirección y velocidad del viento, altimetría, precipitación, visibilidad, racha de viento, cobertura y altura de nubes y acumulación de hielo. Algunas de las variables se

encuentran en el Sistema de Unidades de medida de los Estados Unidos por lo que fueron conversados al Sistema Internacional de Unidades.

Para la comparación de diferentes puntos se representaron las series temporales de las diferentes estaciones con la estación del aeropuerto de San Javier.

Al analizar la presión atmosférica en la cuenca occidental del Mediterráneo, se observa una notable uniformidad en su comportamiento, conforme a los registros obtenidos en diversas estaciones meteorológicas (Figura 14). Las pequeñas diferencias observadas pueden deberse principalmente a factores locales como la propia topografía, condiciones geográficas y la propia variabilidad natural de los sistemas meteorológicos de los frentes, ciclones y anticiclones.

Esta uniformidad indica una respuesta del nivel del mar uniforme en la cuenca y por tanto, y a falta de un análisis más detallado, los valores de la estación meteorológica de San Javier pueden aceptarse como adecuados para entender la respuesta del nivel del mar del Mediterráneo.

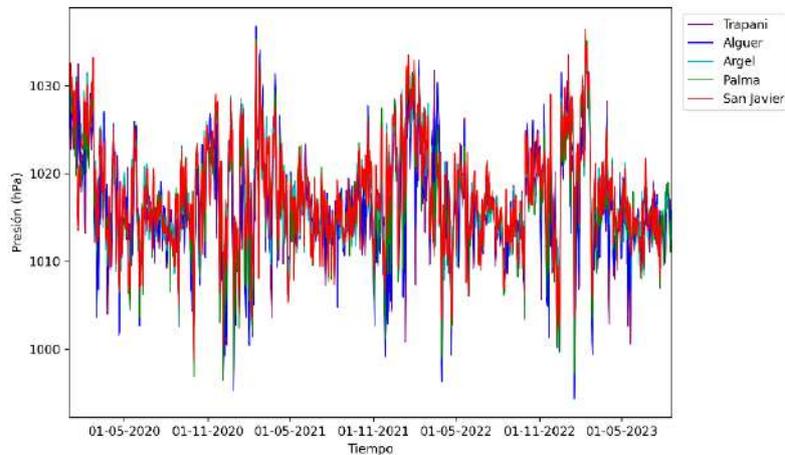


Figura 14. Presión atmosférica en diferentes estaciones meteorológicas de la cuenca occidental del Mediterráneo para la misma secuencia de tiempo.

3.1.1. VARIABILIDAD ESTACIONAL DE LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA

A efectos prácticos se ha definido en este trabajo el verano y el invierno en la zona de estudio en función de la temperatura, la presión atmosférica a lo largo del año. El verano abarca los meses de junio a septiembre, ya que no solo superan los 22.5 °C (Figura 15), sino que también se caracterizan por una estabilidad en la presión, que se mantiene entre 1010 y 1020 hPa (Figura 16). Por otro lado, mayo y octubre tienden a rondar los 20°C, mientras que, entre noviembre y abril, las temperaturas promedio se sitúan por debajo de los 18°C. Durante esta época, se observa una transición desde bajas presiones que pueden

descender hasta 1000 hPa (principalmente en noviembre) a un período en el que predominan las altas presiones, que llegan a alcanzar los 1035 hPa en febrero.

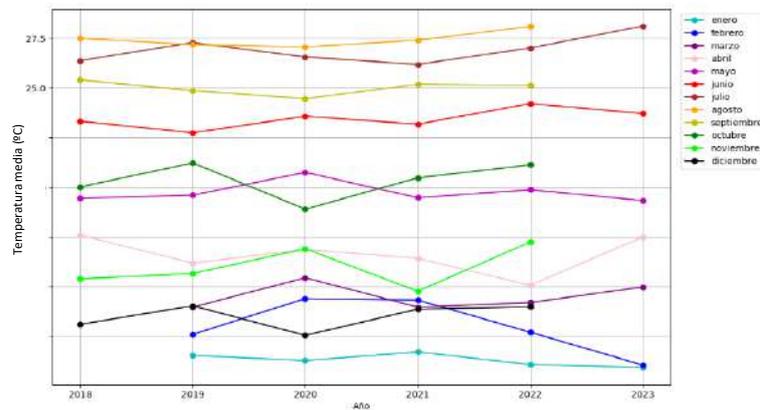


Figura 15. Serie temporal de la media mensual de temperatura (inferior) durante los años de estudio.

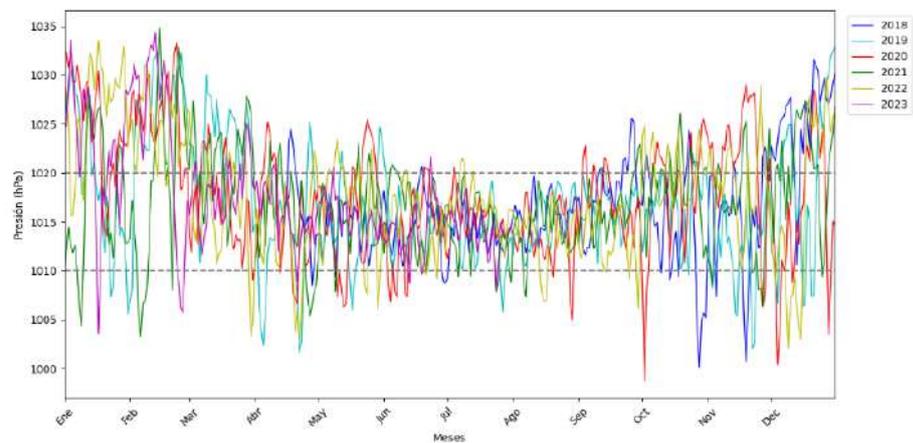


Figura 16. Series temporal diaria para la presión atmosférica (superior), flujo (centro) en los distintos años de estudio.

Como se ha comentado anteriormente, los siguientes análisis se han centrado en El Estacio pues además de representar el mayor porcentaje del intercambio de aguas, es el canal del que mayor disponibilidad de medidas existen. Sin embargo, hay que destacar que, aunque la estimación del flujo en Encañizadas es compleja, con las medidas de ADCP se ha podido observar que los flujos de mayor intensidad efectivamente corresponden con los momentos de mayor elevación positiva en San Pedro. Como ya se comentó anteriormente el sistema de las Encañizadas es muy somero y por tanto entra en funcionamiento efectivo con niveles del mar elevados. En el Estacio y Marchamalo este factor también influye, pero en menor medida pues las profundidades son mayores y los canales abarcan una zona mucho más estrecha.

Simplemente observando la serie temporal de ambas variables – presión atmosférica (Figura 16) y flujo en el canal del Estacio (Figura 17) ya se aprecia una relación pues los meses de verano donde los cambios de presión son menores, el flujo también es más estable, alcanzando un máximo neto diario de 5 hm³ en un sentido u otro. En invierno, por el contrario, el flujo diario sufre unos cambios mucho más acentuados, pudiendo alcanzar los 15 hm³ en momentos puntuales.

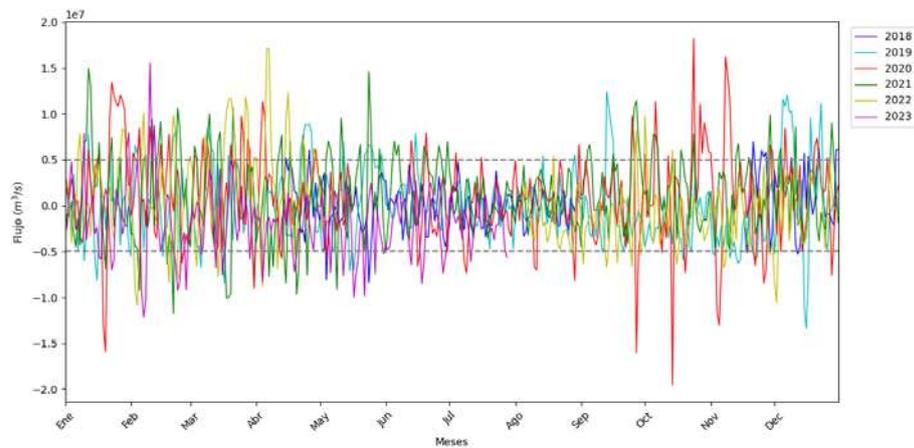


Figura 17. Series temporal diaria para el flujo en el canal del Estacio en los distintos años de estudio

En un análisis de algunos eventos puntuales de borrascas se aprecia una respuesta común en prácticamente todos los acaecidos entre enero de 2021 y agosto de 2022. Un ejemplo de este comportamiento se observa en la Figura 18 donde, por lo general, la disminución de la presión sobre el Mediterráneo es responsable de una entrada fuerte de agua al Mar Menor durante los días anteriores a su llegada al punto de estudio, en este caso el sensor de presión de Lo Pagán. Una vez aquí, el agua comienza a salir hacia el Mediterráneo de nuevo. En este momento, se suma la acumulación de agua en el Mar Menor por lluvia directa o entrante a través de la Rambla del Albuñón, generando una salida de agua hacia el Mediterráneo muy intensa hasta alcanzar nuevo equilibrio.

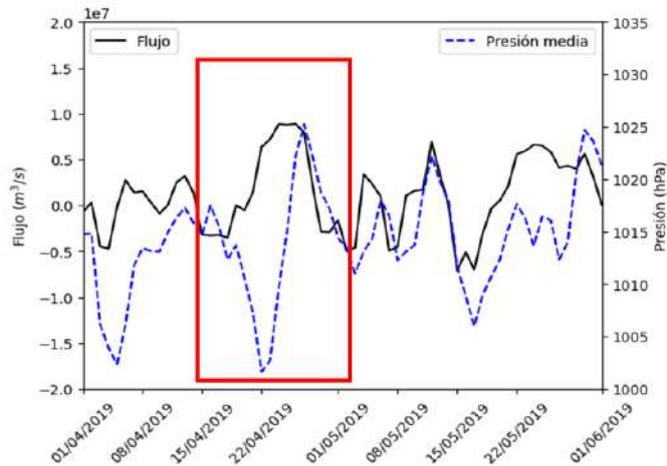


Figura 18. Evolución temporal del flujo neto en El Estacio y presión media atmosférica. Un cambio de presión produce seguidamente a un cambio de flujo.

Durante borrascas fuertes como esta, el flujo bruto en el sentido contrario al neto es 0, está constantemente entrando o saliendo agua y el efecto de la marea y del viento es inapreciable. En ocasiones la relación es inmediata entre la presión y el flujo, pero en otros episodios existe un desfase entre ambas. Lo más habitual es observar un cambio de flujo antes que el cambio de presión en la estación de San Javier, pues ya está respondiendo ante un cambio de presión anterior fuera de la zona de estudio (Figura 18). Se observa primero el cambio en la presión en algunos casos y luego el de flujo (Figura 19). Por último, la falta de relación observada entre ambas variables puede deberse o bien a una deficiente estimación del flujo o a otros factores ambientales como viento, evaporación, mareas, etc., que no se están considerando en este análisis.

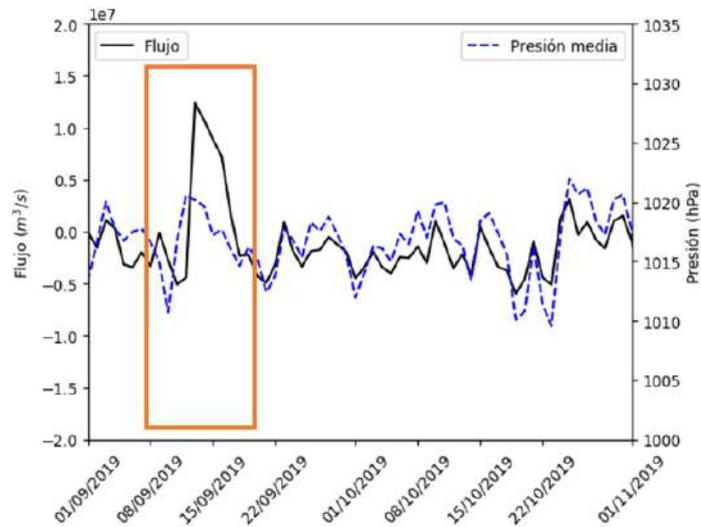


Figura 19. Evolución temporal del flujo neto en El Estacio y presión media atmosférica. Se muestra el desfase entre la presión atmosférica y el flujo neto en el Estacio.

Asimismo, estos resultados señalan que el valor de la presión en sí no influye tanto sobre el sentido y la intensidad del flujo como lo hacen los cambios de presión. La amplitud de estos cambios de presión tampoco determina la amplitud del cambio en el flujo, pero sus fluctuaciones si son parecidas en el tiempo con un desfase de 0 a 2 días principalmente.

Para determinar el desfase entre la presión y el flujo se ha realizado un análisis de correlación cruzada entre presión y flujo (Figura 20). Además, se ha realizado también un análisis de correlación cruzada entre el flujo y la diferencia de presión de 1 día, 2 días y 3 días previos.

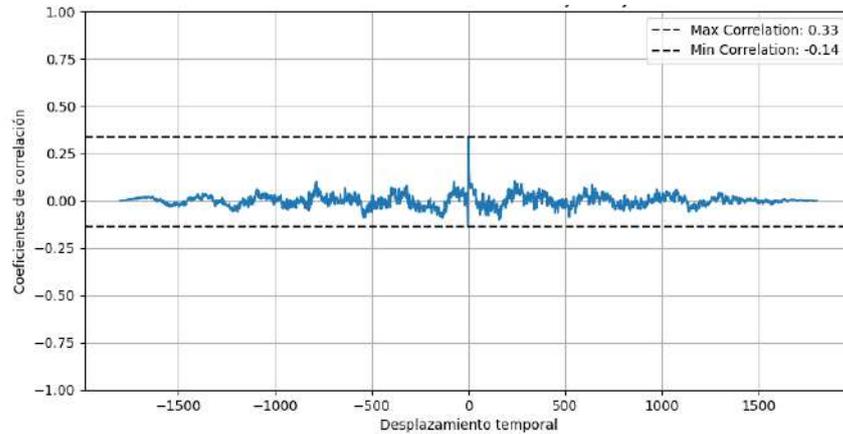


Figura 20. Correlación cruzada entre la presión media medida por la estación meteorológica de San Javier – Aeropuerto y el flujo neto del canal de El Estacio. Las líneas negras indican la correlación máxima y mínima dada entre todos los desplazamientos.

Se realizó una correlación cruzada entre la presión atmosférica al nivel del mar y el flujo neto del canal de El Estacio. Además, de la correlación cruzada entre el desfase de uno, dos y tres días de la presión atmosférica al nivel del mar y el flujo neto del mismo canal. Previamente a la correlación las series temporales fueron normalizadas.

La correlación cruzada viene definida como:

$$C_k = \sum_n a_{n+k} \cdot \bar{v}_n \quad (\text{Ecuación 1})$$

Donde C_k es el valor de la correlación cruzada en el desplazamiento k ; a y v son las series temporales, siendo $n+k$ para la serie temporal a y n para la serie temporal v respectivamente y k es el desplazamiento entre las dos series temporales, permitiendo así analizar cómo se superponen las dos series temporales a medida que se desplaza con respecto a la otra.

Se analizaron los desplazamientos tanto negativos como positivos según la longitud de la serie. Los desplazamientos negativos indicarían el desfase entre el flujo y la presión, mientras que los positivos indicaría el desfase entre en la presión y el flujo.

Los resultados obtenidos muestran valores máximos de 0.33, 0.39, 0.49 y 0.48 respectivamente indicando una respuesta del nivel del mar con la presión de 1 a 2 días.

3.2. HERRAMIENTA BASADA EN SISTEMA DE MODELADO OCEANOGRÁFICO REGIONAL – ROMS

3.2.1. IMPLEMENTACIÓN Y REDEFINICIÓN EN EL SISTEMA DE MODELADO OCEANOGRÁFICO REGIONAL – ROMS

El desarrollo de un modelo de implementación adecuado para reproducir la hidrodinámica y los parámetros hidrográficos de lagunas costeras es una tarea compleja que consta de varios pasos, y el Mar Menor no es una excepción. En este apartado, se detallarán los pasos seguidos en el desarrollo de la implementación del modelo.

3.2.1.1. Elaboración del Mallado

El desarrollo de la implementación de un modelo hidrodinámico comienza con la generación de una malla numérica que necesita cubrir todo el dominio de interés y tener suficiente resolución para representar los procesos típicos que ocurren en las lagunas costeras. Dada la compleja forma de los márgenes de la laguna, se concluyó que la mejor opción era desarrollar una malla curvilínea. La

cuadrícula curvilínea proporciona mejores resultados que la rectangular utilizada hasta la fecha, ya que las líneas de la cuadrícula pueden amoldarse mejor para que sean más paralelas a la línea de costa tal y como muestra la Figura 1.

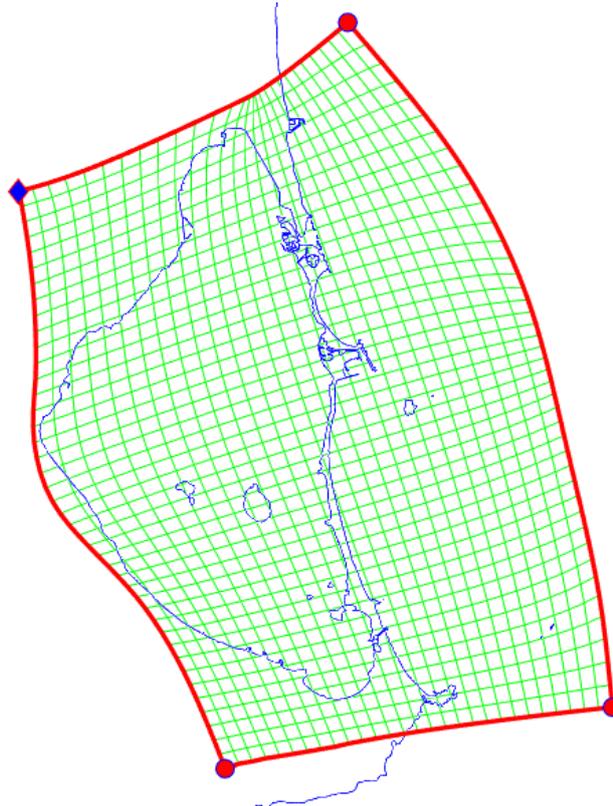


Figura 2: Forma del mallado curvilínea donde las líneas siguen la orientación de la línea de costa.

Sin embargo, una malla curvilínea puede inducir un error de ortogonalidad al dominio de la malla ya que las líneas de la malla ya no son exactamente

paralelas entre sí. Si el error de ortogonalidad de la malla dentro del área de cálculo es superior al umbral de error de ortogonalidad del modelo, éste se volverá inestable.

Se recomienda un error de ortogonalidad inferior al 10%, que se tuvo en cuenta durante el proceso de generación de la malla. También debe tenerse en cuenta la relación de aspecto de las celdas de la rejilla (relación de las dimensiones de las celdas de la rejilla a lo largo de las direcciones M y N en la terminología del software utilizado), con valores típicamente recomendados entre 1 y 2. Sin embargo, se toleran valores más altos en la generación de rejillas en ROMS, en los límites de la laguna y en situaciones en las que el flujo se desarrolla típicamente a lo largo de las líneas de rejilla más largas. En resumen, el desarrollo de una malla curvilínea es un proceso laborioso y de alto consumo de tiempo para cumplir todos los requisitos anteriormente mencionados.

La rejilla se generó con el programa de generación de rejillas del modelo hidrodinámico Delft3D. Este programa tiene capacidades en la generación de rejillas ortogonales curvilíneas ajustadas a los límites para el modelo hidrodinámico Delft3D que, con algunas rutinas de Matlab, pueden convertirse en una rejilla legible por ROMS. También permite al usuario hacer refinamientos locales de la rejilla en áreas donde es necesaria una mejor resolución para

representar correctamente la hidrodinámica de la laguna, como canales estrechos que pueden no estar bien representados bajo resoluciones gruesas.

La malla resultante tiene 501 x 743 celdas, siendo la solución calculada para 250.496 elementos. Las celdas de tierra se establecieron como secas (no calculándose la solución para esas celdas) mediante una máscara de tierra. Dada la estrechez de los 3 canales entre el Mar Menor y el Mar Mediterráneo (Las Encañizadas, Canal del Estacio y Canal de Marchamalo), se aplicó un refinamiento suave de la malla. Este refinamiento permite reproducir mejor los procesos hidrodinámicos y cuantificar mejor el intercambio entre la laguna y el Mar Mediterráneo. La resolución de la malla oscila entre aproximadamente 15 x 15 metros en los canales de la laguna, aproximadamente 50 x 50 metros en el centro de la laguna y 80 x 50 metros en el Mar Mediterráneo. Se hicieron varios intentos para aumentar aún más la resolución de la rejilla en los canales de Marchamalo, Encañizadas y Estacio, sin embargo, fue necesario tener en cuenta el equilibrio entre la resolución espacial y el paso de tiempo de la rejilla para evitar que el modelo colapsara. Si se aumentara aún más la resolución de la malla, sería necesario disminuir el paso de tiempo para evitar la propagación de errores, lo que llevaría a un tiempo de cálculo lento. Se consideró que un paso de tiempo de 30 segundos era suficiente para mantener el modelo estable y realizar las simulaciones numéricas en un plazo aceptable, por lo que se definieron estos parámetros para las simulaciones posteriores. También es necesario tener en

cuenta el acoplamiento entre el transporte de sedimentos, la bioquímica y el modelo de oleaje que se realizará más adelante y que previsiblemente aumentará el tiempo computacional, enfatizando la necesidad de mantener un tiempo computacional factible en esta fase de las simulaciones.

Como base para la batimetría del dominio del modelo se utilizó la recopilación de diferentes batimetrías parciales realizada por el Instituto Murciano de Investigación y Desarrollo Agrario y Medioambiental (IMIDA) cuya batimetría general fue la obtenida por el Instituto Español de Oceanografía en 2017, completada en la zona inferior a 3 m de profundidad por las cartas náuticas del Instituto Hidrográfico de la Armada de 1969 y completada en algunas zonas más someras por estudios parciales locales destinados al estudio de geomorfología de algunas zonas muy someras. La batimetría de los canales se obtuvo de los diferentes levantamientos más recientes realizados para diferentes estudios en cada uno de los canales. La batimetría de las encañizadas encierra una dificultad añadida al ser una zona inundable. Los estudios realizados mediante fotogrametría no pudieron utilizarse en su conjunto debido a los errores inherentes en las zonas más someras que hacen que el modelo no las acepte. Para ello se realizaron algunas medidas adicionales para recalibrar alguna de las batimetrías utilizadas con anterioridad en el modelo ROMS.

Los diferentes conjuntos de datos mencionados se fusionaron y se utilizaron para interpolar los datos batimétricos en la malla del modelo. Para ello, se utilizó el programa de interpolación de datos en malla computacional "Quickin", del paquete Delft3D.

La batimetría se interpoló mediante dos métodos diferentes:

- 1) Promedio por celda de cuadrícula: Se utiliza cuando la densidad de muestras es superior a 1 por celda de cuadrícula. Funciona calculando la media de las muestras en las proximidades del punto de la cuadrícula, definido como el área cubierta por un polígono de 8 puntos que rodea el punto de la cuadrícula actual, con sus cuatro esquinas como los centros de las celdas de las cuatro celdas de la cuadrícula alrededor del punto de la cuadrícula. Se añaden otros cuatro puntos situados a medio camino entre el punto de rejilla y sus puntos de rejilla vecinos;
- 2) Interpolación triangular: Se utiliza cuando la densidad de muestras es igual o inferior a 1 por celda de cuadrícula. En primer lugar, las muestras se organizan en una red Delaunay y se interpolan los valores de cuadrícula siguientes. La interpolación Delaunay crea triángulos trazando líneas entre puntos de datos vecinos, que se conectan de tal forma que no se cruzan los bordes de ningún triángulo. Se crean

circunferencias alrededor de los triángulos, de forma que ningún punto quede dentro de la circunferencia del otro triángulo.

Una vez concluida la interpolación de la batimetría, se realizaron manualmente varios ajustes allí donde la interpolación no daba como resultado una batimetría correcta (especialmente en las entradas de las lagunas debido a su estrechez) pero siempre teniendo en cuenta los valores de muestreo. Por último, se aplicó un filtro de suavizado a la batimetría para evitar gradientes pronunciados en la batimetría final que pudieran generar inestabilidades. Este método de suavizado es conservador del volumen, lo que significa que el volumen total del sistema se mantiene inalterado.

La Figura 21 muestra la batimetría final utilizada. La Figura 22 muestra la de las encañizadas y las Figuras 23 y 24 las de El Estacio y Marchamalo respectivamente.

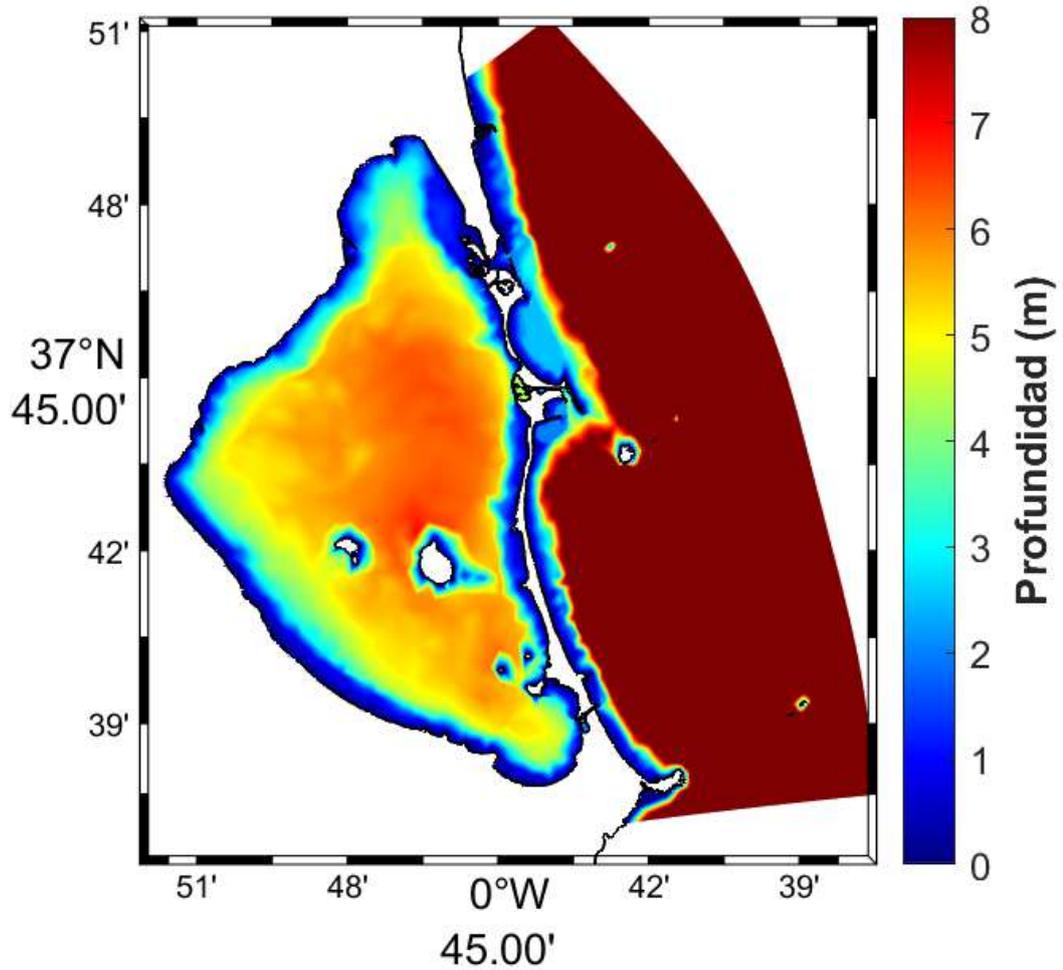


Figura 21: Batimetría del modelo.

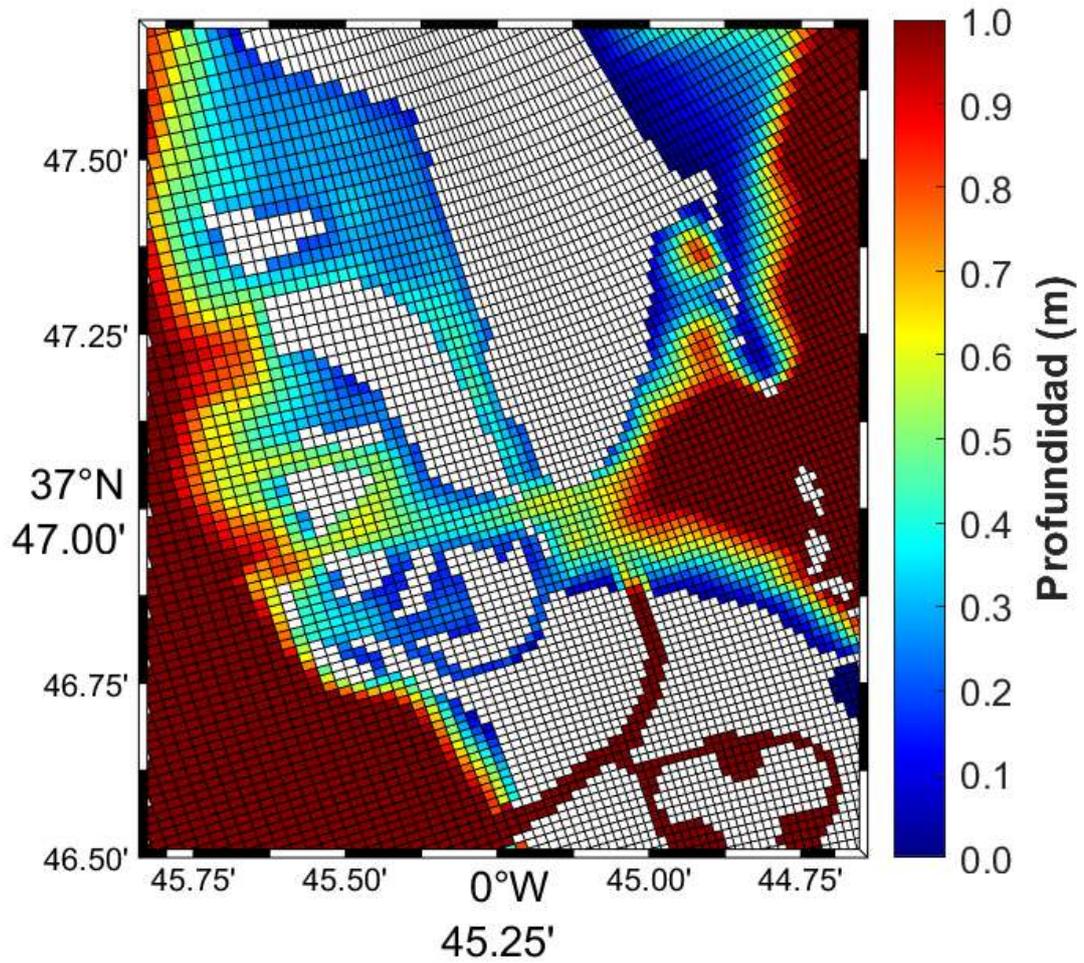


Figura 22: Batimetría del modelo (detalle de Las Encañizadas).

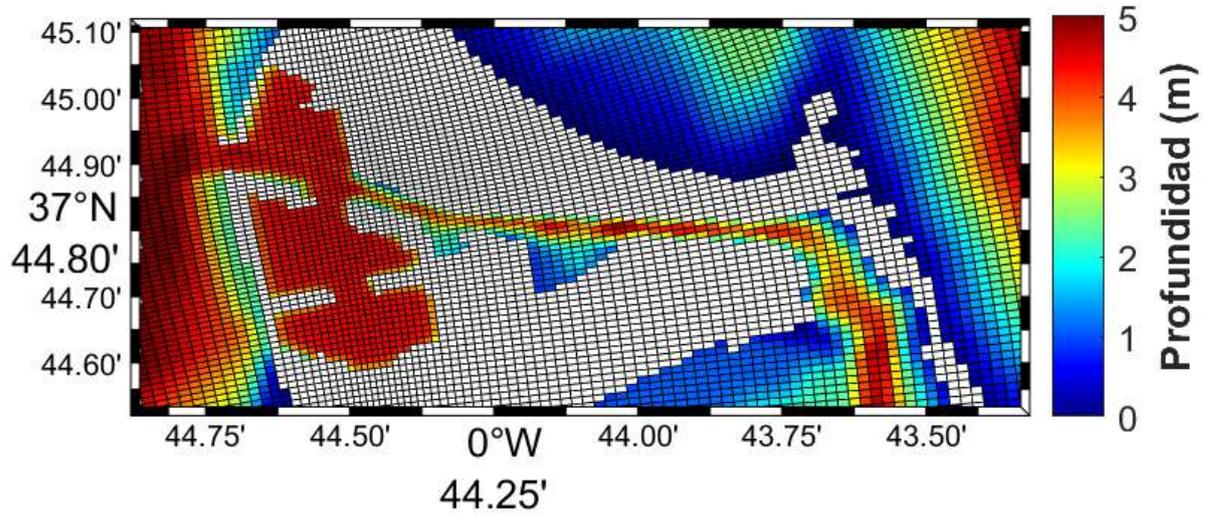


Figura 23: Profundidad del modelo (detalle de El Estacio).

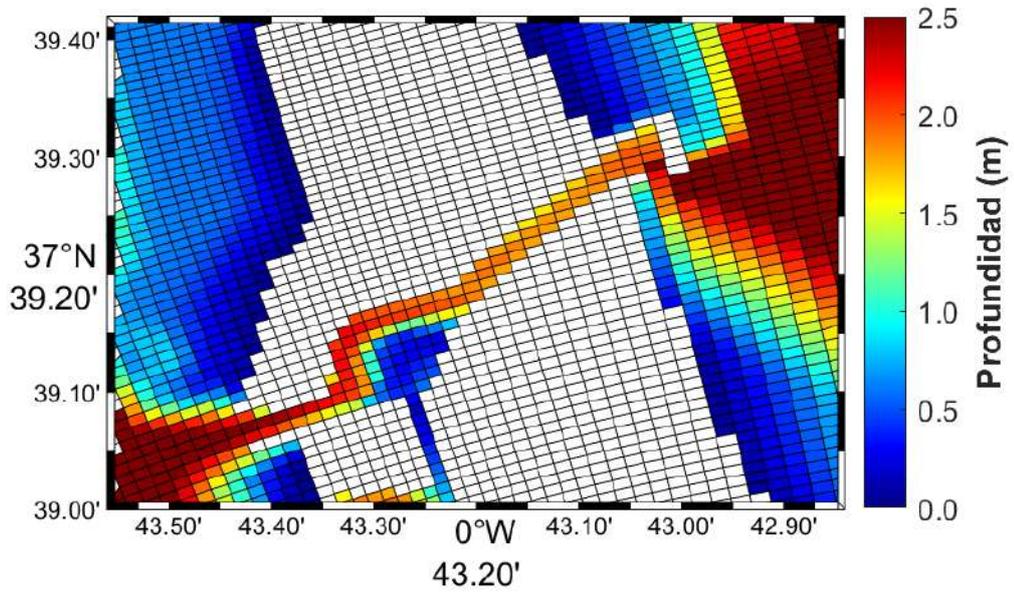


Figura 24: Profundidad del modelo (detalle del Canal de Marchamalo).

Aunque las herramientas de interpolación de cuadrículas y batimetría de Delft3D son mucho más potentes que los programas convencionales de generación de cuadrículas de ROMS disponibles, el archivo de salida no se proporciona inmediatamente como un archivo de cuadrículas legible por ROMS, dado que ROMS necesita varios parámetros que no son calculados por el software Delft3D. Por lo tanto, se desarrollaron algunas rutinas MATLAB para calcular las métricas de espaciado de malla inversas pm y pn , las derivadas métricas inversas $dndx$ y $dmde$, el ángulo entre el eje XI y el este, las longitudes de dominio xl y el parámetro de Coriolis f , y se generó un archivo NetCDF de malla legible por ROMS. A continuación, esta cuadrícula se exportó al programa de edición de cuadrículas ROMS GridBuilder, y se generó una máscara terrestre basada en la posición real de la línea de costa.

Por último, se definieron 10 capas verticales sigma para la aplicación del modelo. Estas capas están espaciadas por igual y corresponden al 10% de la profundidad total de la columna de agua.

3.2.1.2. Condiciones de contorno oceánicas

Una vez generada la malla que cubre el dominio de interés y comprobado que respeta todos los requisitos, se definen las condiciones de contorno que pueden ser o bien oceánicas o atmosféricas. En esta sección, sólo se describirán las primeras y en la siguiente las segundas.

En esta fase, el modelo sólo se forzó con las condiciones de contorno necesarias para ejecutar el modelo hidrodinámico (corrientes, elevación de la superficie del mar, temperatura y salinidad del agua). Las condiciones de contorno se obtuvieron del Reanálisis Físico del Océano Atlántico-Ibérico de Vizcaya proporcionado por el Servicio de Vigilancia del Medio Marino de Copérnico (CMEMS). Esta reanálisis tiene una resolución espacial de $0.083 \times 0.083^\circ$. Recientemente se ha mejorado la resolución espacial del re-análisis, disponiéndose de resultados desde el 25/09/2021 hasta hoy con una resolución de $0.027 \times 0.027^\circ$. La resolución temporal depende de la variable recuperada y oscila entre 15 minutos y 1 día. Los datos fueron extraídos con la mejor resolución espacial y temporal disponible en ese momento. Los detalles fueron los siguientes:

- Elevación de la superficie del mar: datos 2D, resolución espacial de $0.083 \times 0.083^\circ$ entre el 01/01/2021, y el 24/09/2021, y de $0.027 \times 0.027^\circ$ del 25/09/2021 al 31/12/2022. Resolución temporal de 1 hora entre el 01/01/2021 y el 28/12/2021 y de 15 minutos entre el 29/12/2021 y el 31/12/2022.
- Salinidad y temperatura del agua: Datos 3D, resolución espacial de $0.083 \times 0.083^\circ$ entre el 01/01/2021, y el 24/09/2021, y de $0.027 \times 0.027^\circ$ del 25/09/2021 al 31/12/2022. Resolución temporal de 1 día.

Para garantizar un forzamiento límite lo más preciso posible, los datos obtenidos con la mayor resolución espacial y temporal disponible se interpolaron a los límites de la malla de cálculo. La elevación de la superficie del mar se interpoló tanto a las latitudes como a las longitudes de las celdas de la malla, mientras que la salinidad y la temperatura del agua también se interpolaron a las capas de profundidad del modelo en los límites de la malla.

3.2.1.3. Condiciones de contorno atmosféricas

También es necesario forzar el modelo con series temporales de variables atmosféricas, ya que éstas influirán en la solución numérica calculada por el modelo. La implementación del modelo se forzó con la temperatura del aire ($^{\circ}\text{C}$), la presión atmosférica a nivel del mar (hPa), la radiación de onda larga (W m^{-2}), la radiación de onda corta (W m^{-2}), la humedad relativa del aire (%), las componentes u y v del viento (m s^{-1}) y la fracción de nube (no dimensional - entre 0 y 1), proporcionadas por el modelo operacional HARMONIE-AROME de alta resolución de AEMET. Los datos, con una resolución espacial de $2.5 \times 2.5 \text{ km}$ y temporal de 1 hora, se interpolaron a la malla numérica y se utilizaron para forzar la frontera atmosférica.

El modelo atmosférico se validó frente al viento, la presión a nivel del mar, la humedad relativa y la temperatura del aire medidas en la estación meteorológica de San Javier. Las variables de HARMONIE se recuperaron del punto de la malla más cercano a la estación. A continuación, se generaron gráficos Q-Q de HARMONIE frente a la estación meteorológica de San Javier. Los resultados pueden verse en la Figura 25.

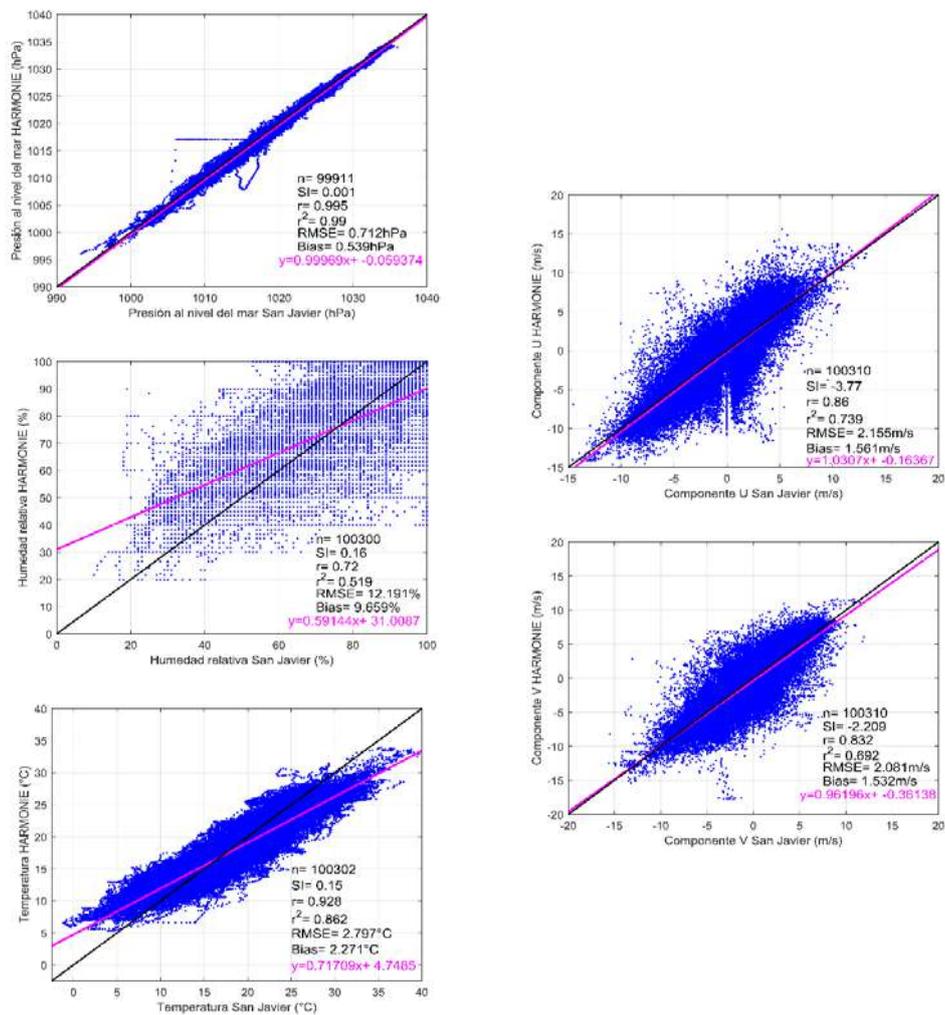


Figura 25. Gráfico Q-Q HARMONIE frente a la estación meteorológica de San Javier para la presión a nivel del mar (hPa), la humedad relativa (%), la temperatura del aire (°C) y las componentes u y v del viento (m/s).

Los diagramas muestran la buena precisión del modelo atmosférico HARMONIE-AROME a la hora de reproducir las variables atmosféricas utilizadas para forzar el modelo. La mayor concordancia se encuentra para la presión a nivel del mar, con valores de RMSE de 0.712. En cambio, el error de la temperatura del aire es mayor, con un valor de RMSE de 2.797 y correlaciones más bajas. El rendimiento del modelo también disminuye para la predicción de la componente del viento, con errores RMSE de 2.155 y 2.081 m s^{-1} . respectivamente, y valores de la correlación de Pearson de 0.860 y 0.832. Finalmente, la humedad relativa muestra los resultados más desfavorables, con una gran dispersión entre los resultados de HARMONIE y los valores medidos por la estación de San Javier, confirmada por el valor de RMSE de 12.191% y el valor de Correlación de Pearson de 0.72. Aunque en términos generales el funcionamiento del modelo atmosférico es satisfactorio, es necesario tener en cuenta estas diferencias ya que constituirán una fuente de errores que repercutirán en los resultados del modelo hidrodinámico.

3.2.1.3.1. Forzantes atmosféricos

Para el cálculo de los flujos de calor se ha activado en el modelo el uso de una capa límite atmósfera/océano mediante la cual el modelo calcula el flujo de calor neto y el estrés de viento a partir de los datos meteorológicos facilitados. El cálculo de la transferencia de calor a través de la capa límite está basado en la parametrización del intercambio entre el aire y el mar (Liu et al., 1979) abreviado como LKB. El calor neto (Q_{NET}) se obtiene a partir del sumatorio del flujo de calor por radiación de onda corta (Q_{SO}), el de radiación de onda larga (Q_{LW}), el calor latente (Q_L), el sensible (Q_S) y la advección del calor por las corrientes (Q_{adv}). A partir de la latitud y la fecha, junto con los datos de humedad relativa y temperatura del aire proporcionados, el modelo es capaz de calcular el valor de estas variables.

$$Q_{NET} = Q_{SW} + Q_{LW} + Q_S + Q_L + Q_{ADV} \quad (\text{Ecuación 2})$$

Para ello ROMS utiliza el algoritmo del “*Coupled Ocean Atmosphere Experiment*” (COARE versión 3.0) (WCRP, 1990; Webster y Lukas, 1992), elaborado a partir del programa TOGA (Tropical Ocean Global Atmosphere) validado con datos tanto del

Atlántico (boya de WHOI) como del Pacífico (R/V Flip) (Grachev y Fairall, 1997) entre otras bases de datos (p.e. NOAA/Environmental Technology Laboratory (ETL)).

El algoritmo establece tres categorías de medidas en los flujos turbulentos en la interfase aire / agua: medición directa, estimaciones y modelado. La medición directa de los flujos implica estrictamente el cálculo de la covarianza media de las variables meteorológicas con fluctuaciones relevantes medidas cerca de la superficie del mar. Las estimaciones de flujo implican el cálculo de flujos a partir de datos asociados, como la parte de alta frecuencia del espectro meteorológico (el método de disipación inercial) o la diferencia en la superficie media y los valores meteorológicos medios a cierta altura de referencia. Las estimas son parametrizaciones porque se basan en la similitud de otros procesos y en funciones y coeficientes empíricos (Geernaert, 1990) que se basan en la aplicación de métodos de estimación de flujos a partir de valores derivados de las variables meteorológicas relevantes en lugar de los datos reales. Las variables derivadas del modelo generalmente se obtienen en escalas espaciales y temporales bastante diferentes de las mediciones utilizadas para obtener las funciones y coeficientes empíricos (Liu et al., 1979; Hanawa y Toba, 1987; Ledvina et al., 1993).

Los procesos de transferencia cerca de la superficie se procesan en términos de caracterización de la superficie (rugosidad del mar), resolviendo 1) los problemas que surgen con velocidades muy bajas del viento, 2) las propias constantes termodinámicas para el cálculo del flujo de calor con las correcciones debidas a la humedad relativa y 3) las estimas del enfriamiento de la superficie por la lluvia.

Los datos meteorológicos se obtuvieron de la estación meteorológica del aeropuerto de San Javier de la AEMET (Indicador climatológico: 7031X) situada a 37° 46' 42" N y 0° 48' 21" O. Se obtuvieron datos diezminutales de dirección y velocidad del viento, temperatura del aire, precipitación y humedad relativa, asumiéndose no hay cobertura nubosa permanentemente y que dadas las horas de sol al año de la región puede considerarse cero.

3.2.1.3.2. Condiciones de contorno

El cálculo de los valores de las variables en las zonas de los contornos presenta una dificultad debido a no tener ningún nodo anexo a partir del cual calcular el valor en el nodo adyacente. Por ello diferentes autores han desarrollado aproximaciones para establecer los valores en los bordes de las mallas, como por ejemplo usar un valor fijo preestablecido (p.e.: velocidad de la corriente igual a cero), formulaciones matemáticas (p.e.: cálculo de la velocidad a partir de la ecuación de propagación de una onda en agua someras) o una combinación de ambos. Los modelos numéricos producen una serie de pequeños errores en sus cálculos debido a las aproximaciones realizadas en las ecuaciones que los rigen, el uso de un número limitado de decimales o por la falta de datos precisos en la zona de estudio. Se utiliza la condición de contorno de Radiación + Anidamiento (*Radiation + Nudging*) [8], que aproxima la propagación de estos errores

dentro del dominio de cálculo a una onda y por tanto se podría conocer qué valor tendría en el contorno, permitiendo que el error no vuelva al interior de la malla de cálculo.

Se ha utilizado como esquema de cierre de mezcla turbulenta vertical el *Generic Length Scale* (GLS) [9] que incluye el de Mellor-Yamada 2.5. El estrés de fondo se ha computado mediante una aproximación lineal con un coeficiente constante. Para las Encañizadas se ha utilizado la capacidad de ROMS de poder considerar celdas secas (*dry*) (sin flujo a través de ellas) o mojadas (*wet*) (con flujo) según la altura del nivel del mar (ζ), de forma que una celda puede quedar seca o volver a inundarse cuando el nivel del mar supera una altura establecida.

En las simulaciones realizadas se han usado diferentes condiciones de contorno para la malla donante en función de la variable: elevación del nivel del mar, cantidad de movimiento (u , v), temperatura y salinidad. En el caso de la malla receptora no es necesario especificar condiciones de contorno, ya que toma sus valores de la malla donante.

En nuestra simulación se han utilizado para los contornos las siguientes variables: elevación del nivel del mar, corriente barotrópica; temperatura y un trazador pasivo.

Se ha realizado una validación para la estación E11 del programa de monitorización llevado a cabo por el Servicio de Pesca de la Comunidad Autónoma cuyos datos se proporcionan a través del Servidor de Datos Científicos del Mar Menor (www.canalmarmenor.es) (Figura 26 y Tabla 3), resultando en unas desviaciones de lo predicho frente a lo medido del orden de 0.1 - 0.2 PSU.

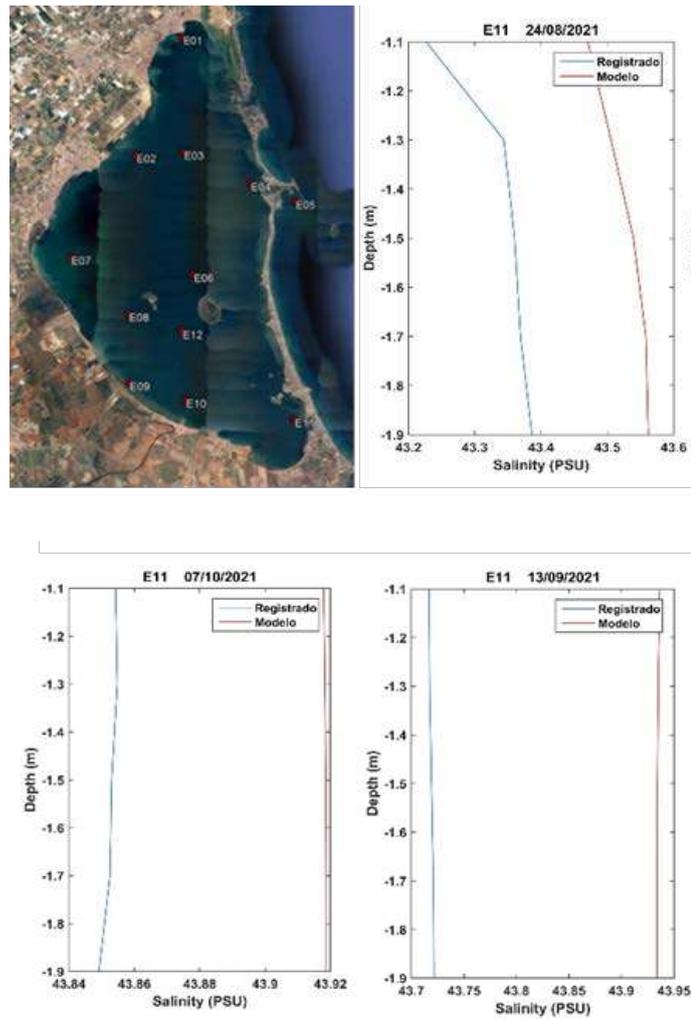


Figura 26. Ubicación de las estaciones de muestreo donde se han obtenido perfiles de salinidad y perfiles en el punto E11 (rojo datos modelados, azul registrados).

Tabla 3. Estadísticos resultantes para la validación de los datos de salinidad del modelo respecto a los datos registrados para el punto E11.

	24/08/2021	20/09/2021	07/10/2021
r	0.92	0.84	0.67
SD	0.60	0.48	0.15
RMSE	0.19	0.21	0.06
RMSE (%)	0.22	0.24	0.07

3.2.1.4. Condiciones iniciales

Como condiciones iniciales para comenzar una simulación se definió un valor por defecto de zeta igual a 0 metros en todo el dominio y un valor uniforme igual a la media de la temperatura y salinidad del agua medidas en las 12 estaciones de muestreo del plan de monitorización del Servicio de Pesca en el momento del inicio de la simulación. Los dos meses anteriores al inicio de las simulaciones principales (años 2021 y 2022) se ejecutaron como tiempo de *spin-up* para asegurar la estabilidad y precisión de los resultados del modelo.

3.2.1.5. Descarga de aguas superficiales al Mar Menor

El Mar Menor cuenta con varias ramblas que ocasionalmente vierten agua dulce a la laguna, junto con algunas fuentes de aguas residuales. En un sistema costero como el Mar Menor, en el que el tiempo de residencia del agua es muy elevado, estos vertidos de agua dulce repercuten en los valores de salinidad. Se recuperaron series temporales de 1 hora de caudal y temperatura del agua en la entrada de la Rambla del Albuñón medidas por la Confederación Hidrográfica del Segura y se impusieron en el modelo como fuente de agua dulce que descarga en el Mar Menor. Además, la Dirección General del Mar Menor de la Comunidad Autónoma realiza muestreos semanales de caudal de agua dulce en varias fuentes menores de agua dulce y afluentes de aguas residuales, como la Rambla de Las Matildes, El Carmolí, Freático Los Alcázares, Lengua de Vaca, Lo Poyo, Rambla de Miranda, Obra de paso bajo carretera Los Urrutias, Valla Militar y Venta Simón. Estos datos también fueron recuperados, interpolados cada hora e impuestos como fuentes de escorrentía superficial de agua dulce que descargan en el dominio del modelo. Debido a la ausencia de datos medidos de temperatura del agua, se impuso la misma serie temporal de temperatura del agua de la Rambla del Albuñón para cada uno de los principales afluentes de la laguna. Finalmente,

para la salinidad se impuso un valor de 7 P.S.U. para todos los afluentes. La localización de cada afluente se representa en la Figura 27.



Figura 27: Localización de los principales afluentes de agua dulce del Mar Menor.

3.2.1.6. Descarga de aguas subterráneas al Mar Menor

Además de las precipitaciones y la descarga de agua dulce de los afluentes de la laguna, la descarga de agua subterránea del acuífero del Campo de

Cartagena en la interfase tierra-mar también desempeña un papel importante en el establecimiento de los patrones de salinidad en el Mar Menor. Debido a que el nivel de agua del acuífero es normalmente más alto que el nivel de agua del Mar Menor, el agua dulce fluye lentamente hacia la laguna, sin embargo, es difícil tener una estimación precisa de la velocidad a la que el agua fluye hacia el exterior. La única forma de obtener estimaciones de este flujo de agua subterránea es a través de modelos de flujo de agua subterránea como el SUTRA, un modelo 3D para flujos de aguas subterráneas en zonas saturadas y no saturadas dependientes de la densidad con transporte de solutos y energía desarrollado por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (U.S. Geological Survey, USGS). En este ámbito, los datos diarios recuperados de las simulaciones de descarga de aguas subterráneas del modelo SUTRA entre 2021 y 2022 se impusieron en nuestro modelo. Los datos recuperados se expresan en Hm^3 por sección del acuífero. Se impusieron varios puntos a lo largo de cada sección como fuentes ascendentes de agua dulce que descargan una fracción del volumen total de agua de cada sección. Por último, tampoco es posible disponer de estimaciones precisas de la temperatura del agua que fluye de los acuíferos de la laguna. Las mediciones realizadas in situ informaron de temperaturas del agua que oscilaban entre 17°C en diciembre y 25°C en agosto. Tales valores se interpolaron diariamente para crear una serie temporal anual de la temperatura del agua que se impuso como trazador activo de la descarga de aguas subterráneas.

3.2.1.7. Validación del modelo

Para garantizar que el modelo reproduce correctamente las variables de interés, es necesario validarlo con mediciones de campo. Por lo tanto, la validación se realizó para la elevación de la superficie del mar, la velocidad de la corriente, la temperatura del agua y la salinidad. En cuanto a la salinidad de la superficie del mar, se utilizaron 7 estaciones diferentes: San Pedro del Pinatar, Puerto Tomás Maestre, Mar de Cristal, Los Urrutias, Los Alcázeres, La Isleta, Lo Pagán y Las Encañizadas. Se recuperaron series temporales con una resolución de 15 minutos y se compararon con los resultados del modelo. La ubicación de las estaciones se representa en la Figura 28.



Figura 28. Localización de las estaciones de medida del nivel del mar.

Se realizó una validación del modelo en todo el periodo simulado. Para cuantificar las desviaciones entre las mediciones observadas y los resultados del modelo, se calcularon el error cuadrático medio (RMSE), la capacidad de



predicción (Skill) y el error cuadrático medio normalizado (NRMSE) para cada mes del periodo de simulación. El error cuadrático medio y la capacidad de predicción se calculan del siguiente modo:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (M_i - O_i)^2} \quad (\text{Ecuación 3})$$

$$Skill = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N |M_i - O_i|^2}{\sum_{i=1}^N [|M_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|]^2} \quad (\text{Ecuación 4})$$

Donde N es el número de observaciones, M_i son las observaciones, O_i son los resultados del modelo y \bar{O} el valor medio de todas las observaciones. El RMSE se comparó con el rango local de cada parámetro mediante el NRMSE:

$$NRMSE = \frac{RMSE}{LR} \quad (\text{Ecuación 5})$$

El intercambio de agua entre el Mar Menor y el Mar Mediterráneo a través del Canal del Estacio, Gola de Marchamalo, Gola de La Torre, Gola del Charco y Canal de Veneziaola se validó mediante el cálculo del flujo de cada canal, siguiendo la ecuación siguiente:

$$Q = A * V \quad \text{(Ecuación 6)}$$

Donde Q es el caudal en $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$, A es el área de la sección transversal del canal (m^2) en la implementación del modelo, y V la velocidad en m^3/s de la corriente del agua al cruzar la sección. Debido a la estrechez de los canales, el caudal se calculó suponiendo una velocidad de corriente igual a lo largo de toda la sección transversal, pero hay que señalar que se asume un cierto error ya que las corrientes son menores en los márgenes debido a la rugosidad de las paredes del canal. El flujo del modelo fue validado contra flujos calculados por el mismo método, pero utilizando corrientes medidas *in-situ* con ADCP's

La validación se completó con los datos recuperados de 10 estaciones muestreadas por el Servicio de Pesca de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia, que se utilizaron para realizar la validación de la componente horizontal

y vertical de la salinidad y la temperatura del agua. La localización de las estaciones se representa en la Figura 29.

El Servicio de Pesca realiza mediciones semanales de salinidad y temperatura del agua en 10 puntos dentro del Mar Menor, cuyos datos se utilizaron para realizar la validación de dos formas diferentes:



Figura 29: Localización de las estaciones del Servicio de Pesca utilizadas para realizar la validación del modelo de salinidad y temperatura del agua.

- Validación 2D: Los datos recuperados de las estaciones entre 2021 y 2022 fueron interpolados cada hora para crear una serie temporal que pudiera ser utilizada para comparar con los resultados del modelo y así evaluar si el modelo está reproduciendo bien las variaciones de salinidad y temperatura del agua en los puntos de las estaciones a lo largo del periodo de simulación
- Validación 3D: Los datos se interpolaron a las capas de profundidad del modelo para verificar si éste reproduce correctamente la estructura vertical de la salinidad y la temperatura del agua.

Para evaluar el rendimiento del modelo en la reproducción de las series temporales de salinidad y temperatura del agua a lo largo del tiempo de simulación se utilizaron de nuevo el RMSE, la habilidad predictiva (SKILL) y el NRMSE, y sólo se utilizó el RMSE para calcular el error entre los perfiles verticales observados y modelizados.

3.2.2. VALIDACIÓN DEL MODELO

En esta sección se describen los resultados de la validación del modelo para las variables mencionadas. Se divide en diferentes subsecciones, cada una relativa a una variable.

3.2.2.1. Elevación del nivel del mar

La Tabla 4 muestra los valores del RMSE (m), Skill y NRMSE (%) medias mensuales de la elevación superficial de la mar modelizada, para la estación de San Pedro del Pinatar.

Tabla 4: Parámetros de validación de la elevación superficial de la mar modelizada para la estación de San Pedro del Pinatar. Las métricas de error con bajo grado de confianza debido a datos faltantes o anómalos están marcadas en amarillo.

Mes	2021			2022		
	RMSE (m)	Skill	NRMSE (%)	RMSE (m)	Skill	NRMSE (%)
Enero	0.132	0.513	27	0.050	0.890	11
Febrero	0.041	0.951	11	0.039	0.905	9
Marzo	0.051	0.847	14	0.060	0.881	12
Abril	0.052	0.891	14	0.037	0.939	8
Mayo	0.053	0.873	9	0.029	0.957	7
Junio	0.039	0.900	12	0.025	0.956	8
Julio	0.036	0.924	11	0.024	0.948	8
Agosto	0.037	0.836	12	0.019	0.953	8
Septiembre	0.025	0.958	7			
Octubre	0.024	0.945	9			
Noviembre	0.040	0.902	11			
Diciembre	0.035	0.926	10			
Media	0.039	0.905	11	0.036	0.929	9



Las Figuras 30 y 31 muestra la validación del modelo de Elevación Superficial del Mar para la estación de San Pedro del Pinatar, para cada mes del periodo de simulación, 2021 y 2022 respectivamente.

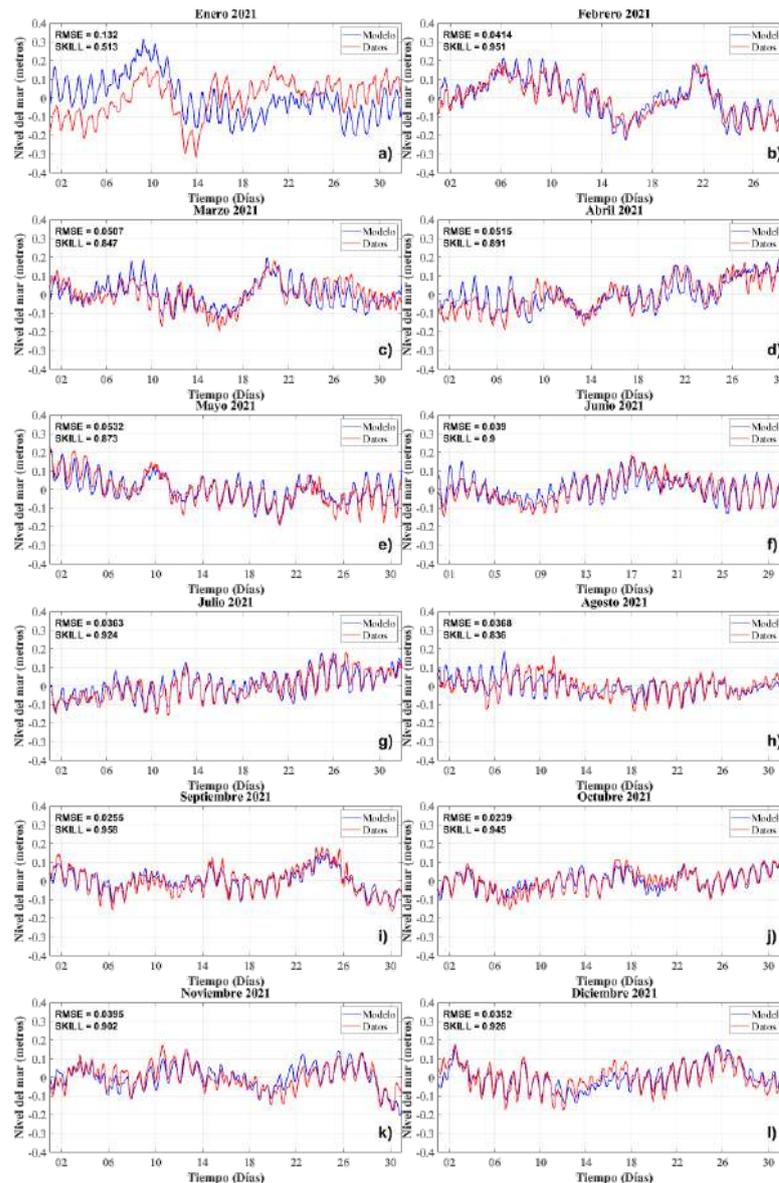


Figura 30. Elevación superficial del mar (SSH) observada vs modelizada en la estación de San Pedro del Pinatar, para cada mes de 2021.

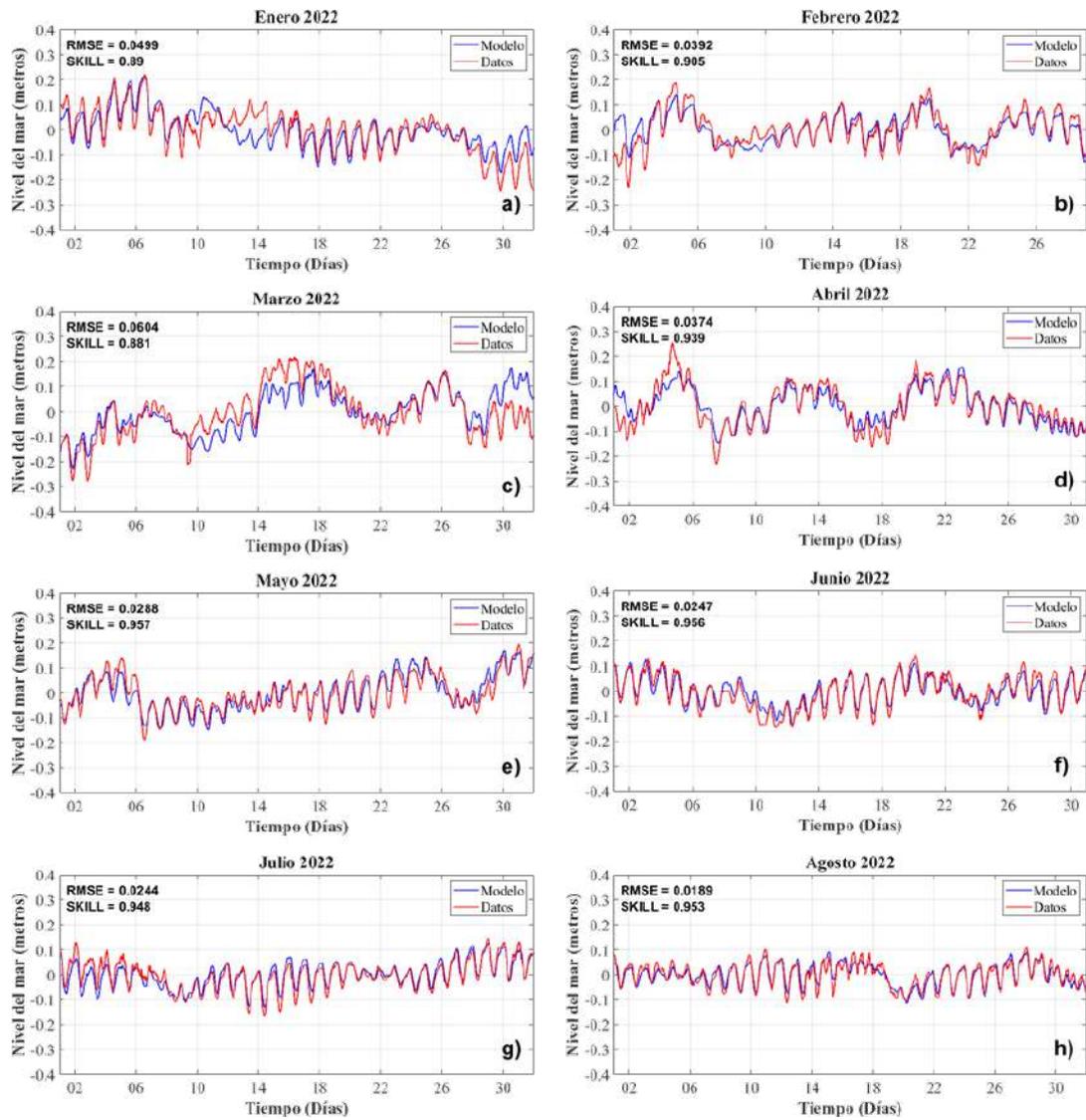


Figura 31. Elevación superficial del mar (SSH) observada vs modelizada en la estación de San Pedro del Pinatar, para cada mes de 2022.

En general, el modelo parece reproducir razonablemente bien las variaciones diarias y mensuales del nivel del mar en el Mar Mediterráneo, más concretamente en San Pedro del Pinatar. Los valores de RMSE están generalmente por debajo de 5 cm, representando menos del 10% del rango mensual de mareas, y los valores de habilidad predictiva por encima de 0.9, revelan una buena concordancia entre los resultados del modelo y las observaciones. El modelo funciona especialmente bien en verano, donde los valores de RMSE son frecuentemente inferiores a 3 cm, y se pueden encontrar valores de habilidad superiores a 0,95, que muestran una excelente concordancia entre las observaciones y los resultados del modelo. Esto puede deberse a que el nivel del mar varía más en invierno debido a los cambios de presión atmosférica o a los eventos de viento, siendo por tanto más difícil de predecir. Además, el rendimiento del modelo fue ligeramente mejor en 2022 que en 2021, con una reducción del RMSE y NRMSE medios y un aumento de la habilidad predictiva media respecto a 2021. Tales resultados demuestran que el modelo desarrollado puede considerarse adecuado para reproducir las variaciones de marea en San Pedro del Pinatar.

Las Figuras 32 y 33 muestran la validación de la Anomalía del Nivel del Mar para la estación Puerto Tomás Maestre, para cada mes del periodo de simulación, y para los años 2021 y 2022, respectivamente. En la Tabla 5 se muestran los valores obtenidos para las métricas de error y para cada mes.

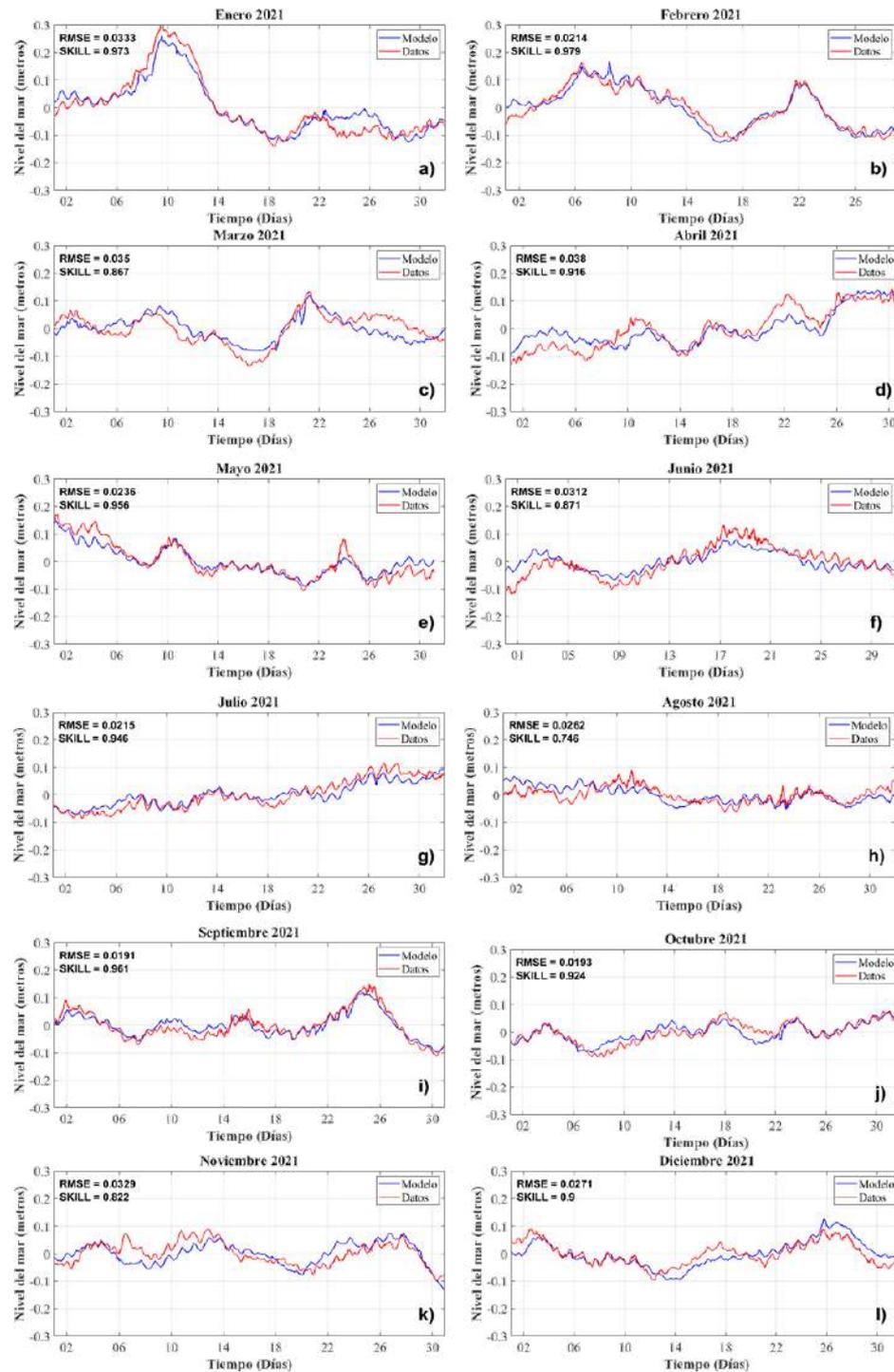


Figura 32: Elevación superficial del mar (SSH) observada vs modelizada en la estación de Puerto Tomás Maestre, para cada mes de 2021.

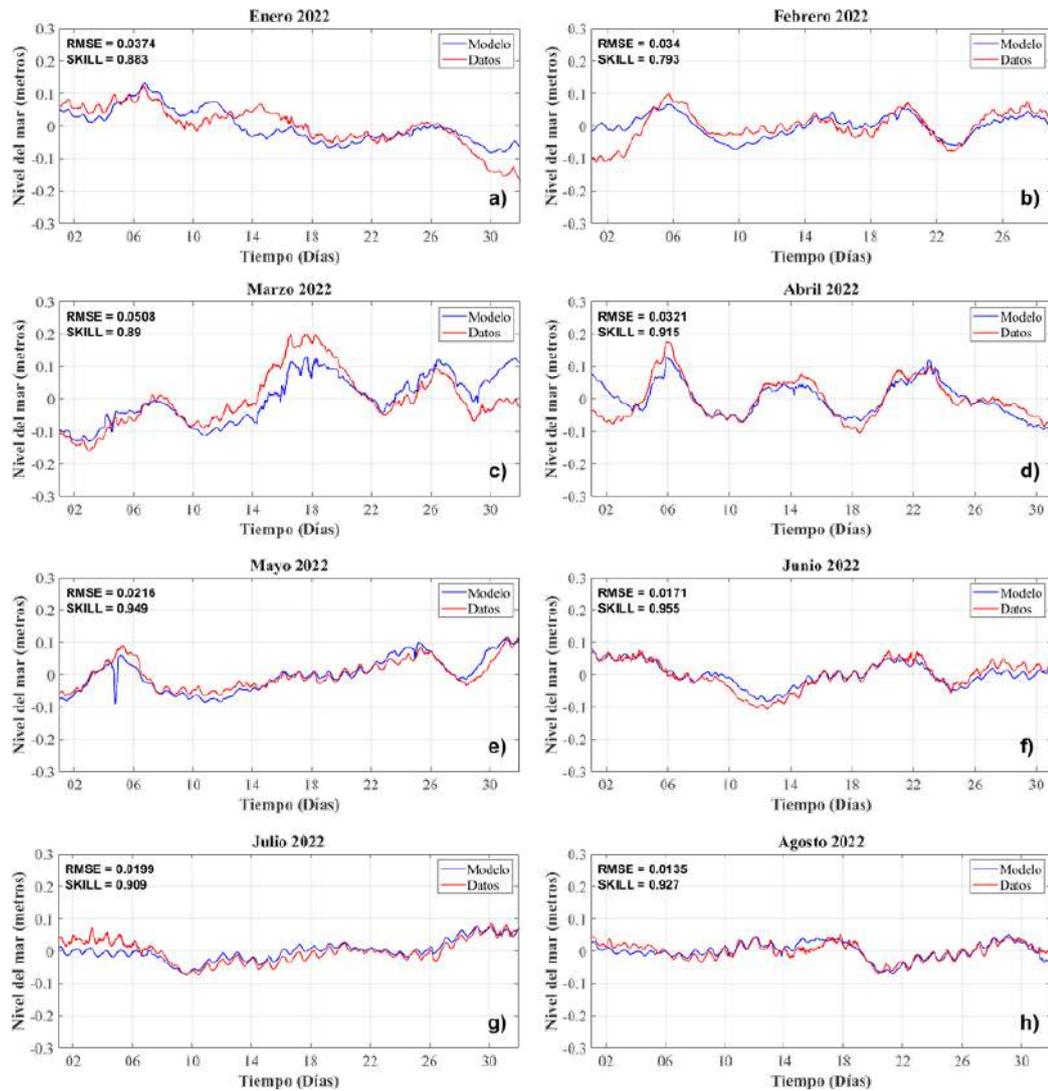


Figura 33: Elevación superficial del mar (SSH) observada vs modelizada en la estación de Puerto Tomás Maestre, para cada mes de 2022.

Tabla 5. Promedio mensual de RMSE (m), Skill y NRMSE (%) de la elevación superficial del mar modelado para la estación de Puerto Tomás Maestre.

Mes	2021			2022		
	RMSE (m)	Skill	NRMSE (%)	RMSE (m)	Skill	NRMSE (%)
Enero	0.033	0.973	7	0.037	0.883	13
Febrero	0.021	0.979	8	0.034	0.793	16
Marzo	0.035	0.867	13	0.051	0.890	14
Abril	0.038	0.916	14	0.032	0.915	11
Mayo	0.024	0.956	9	0.022	0.949	12
Junio	0.031	0.871	12	0.017	0.955	9
Julio	0.022	0.946	11	0.020	0.909	12
Agosto	0.026	0.746	17	0.014	0.927	11
Septiembre	0.019	0.961	7			
Octubre	0.010	0.924	11			
Noviembre	0.033	0.822	18			
Diciembre	0.027	0.900	14			
Media	0.027	0.905	12	0.028	0.902	12

La Figuras 32 y 33 muestra que la reproducción de las variaciones del nivel del mar en Puerto Tomás Maestre, en el Canal del Estacio y, por tanto, ya dentro del Mar Menor, es incluso mejor que en San Pedro del Pinatar. De hecho, el modelo reproduce razonablemente bien incluso las pequeñas variaciones del nivel del agua debidas a la marea astronómica. Además, el modelo también simula muy bien la sobreelevación del nivel del mar debido a la marea meteorológica y a los vientos. Incluso en los meses de invierno, los valores de RMSE generalmente inferiores a 0.03 m (que representan menos del 15% de la amplitud mensual local de las mareas), y los valores de habilidad generalmente comprendidos entre 0,90

y 0.98, revelan una buena concordancia entre los resultados del modelo y las observaciones. La comparación entre los valores medios de RMSE, Skill y NRMSE de 2021 y 2022 muestra que el rendimiento del modelo es similar para ambos años.

Las Figuras 34 y 35 muestran la validación de la Anomalía del Nivel del Mar para la estación de Mar de Cristal, para cada mes del periodo de simulación, y para 2021 y 2022, respectivamente. La Tabla 6 muestra los valores obtenidos para las métricas de error y para cada mes.

Tabla 6. RMSE medio mensual (m), Skill y NRMSE (%) de la Elevación de la Superficie del Mar modelizada, para la estación de Mar de Cristal.

Mes	2021			2022		
	RMSE (m)	Skill	NRMSE (%)	RMSE (m)	Skill	NRMSE (%)
Enero	0.029	0.983	7	0.036	0.887	13
Febrero	0.021	0.974	8	0.033	0.834	16
Marzo	0.031	0.918	11	0.048	0.934	11
Abril	0.039	0.908	16	0.033	0.926	10
Mayo	0.021	0.965	8	0.018	0.967	10
Junio	0.033	0.849	14	0.018	0.949	9
Julio	n. d.	n. d.	n. d.	0.019	0.924	12
Agosto	n. d.	n. d.	n. d.	0.012	0.949	9
Septiembre	0.017	0.972	7			
Octubre	0.019	0.921	12			
Noviembre	0.029	0.853	16			
Diciembre	0.024	0.917	12			
Media	0.026	0.926	11	0.027	0.921	11

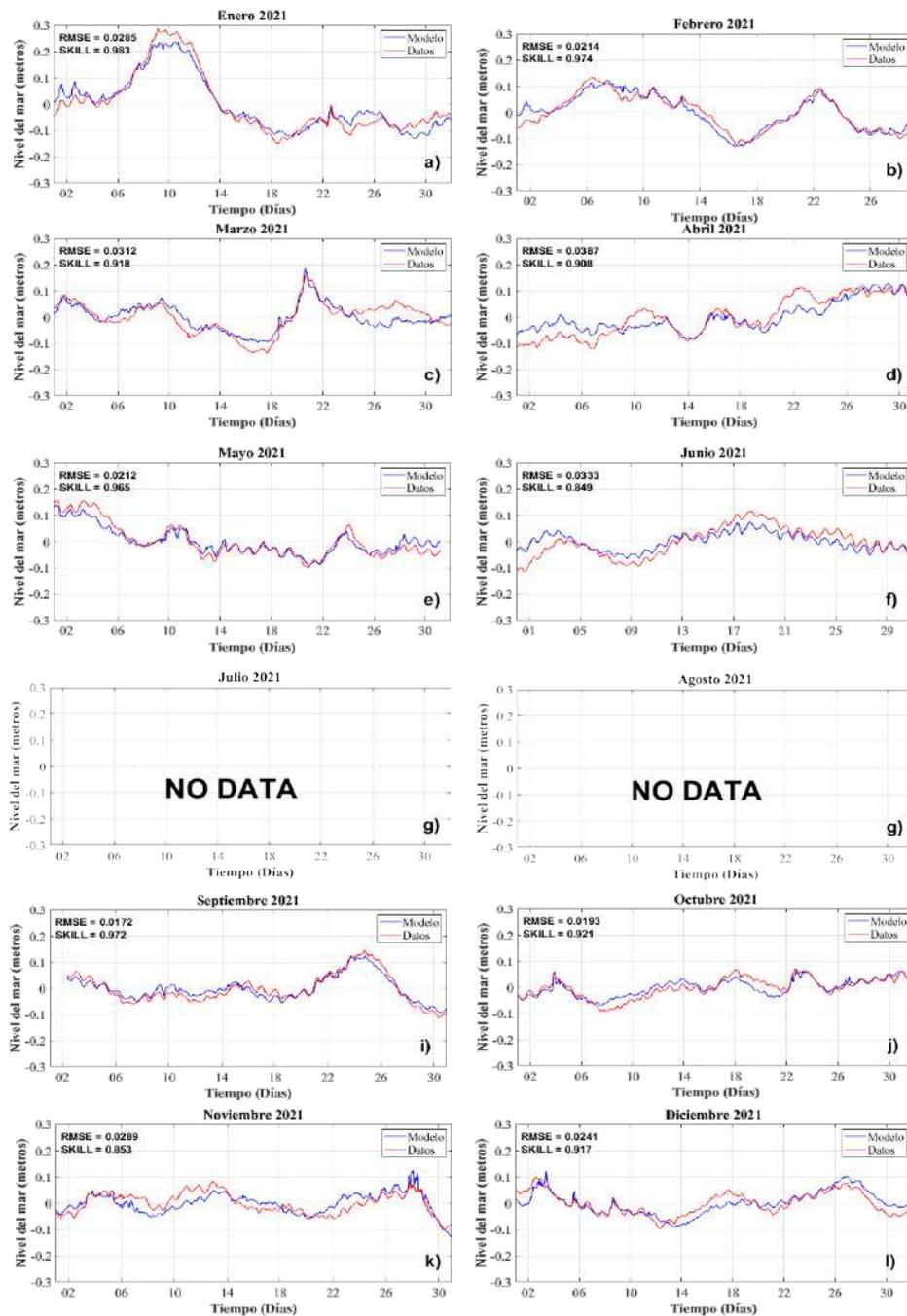


Figura 34. Elevación superficial del mar (SSH) observada frente a modelizada en la estación de Mar de Cristal, para cada mes de 2021 (No hay datos entre el 1 de julio y el 2 de septiembre).

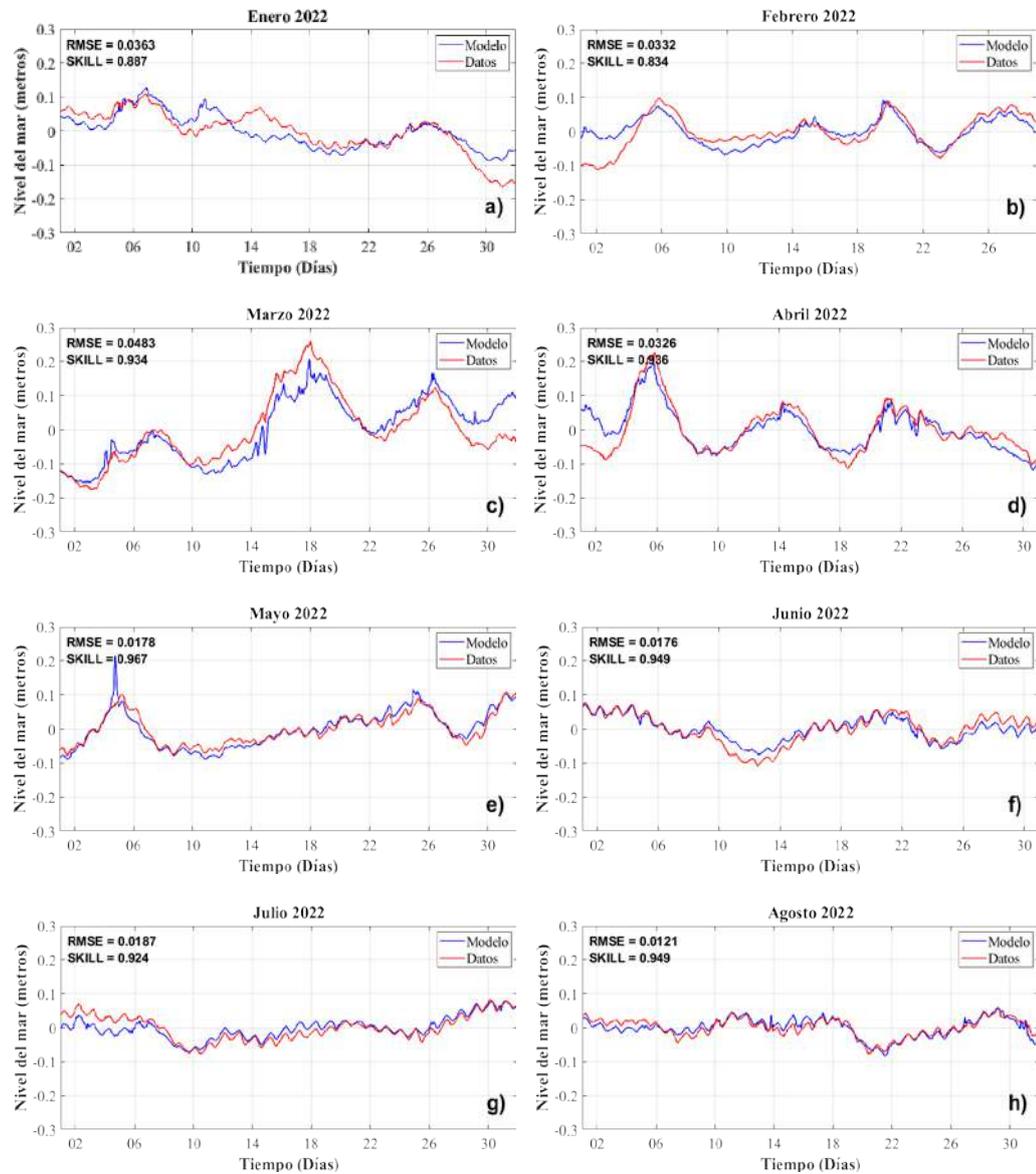


Figura 35. Elevación superficial del mar (SSH) observada frente a modelizada en la estación de Mar de Cristal, para cada mes de 2022.

De forma similar a lo descrito para Puerto Tomás Maestre, la reproducción de la marea en Mar de Cristal también es razonablemente precisa, con valores de RMSE generalmente inferiores a 0.03 m y valores de habilidad elevados. La única diferencia que se puede encontrar es una mayor habilidad predictiva media en Mar de Cristal en comparación con Puerto Tomás Maestre, que puede estar relacionada con el hecho de que la estación de Puerto Tomás Maestre está dentro de un canal con altas corrientes y con la navegación de barcos que produce variaciones antropogénicas del nivel del mar que obviamente no son resueltas por el modelo.

Las Figuras 36 y 37 muestran la validación de la Anomalía del Nivel del Mar para la estación Mar de Cristal, para cada mes del periodo de simulación, y para los años 2021 y 2022, respectivamente. La Tabla 7 muestra los valores obtenidos para las métricas de error y para cada mes.

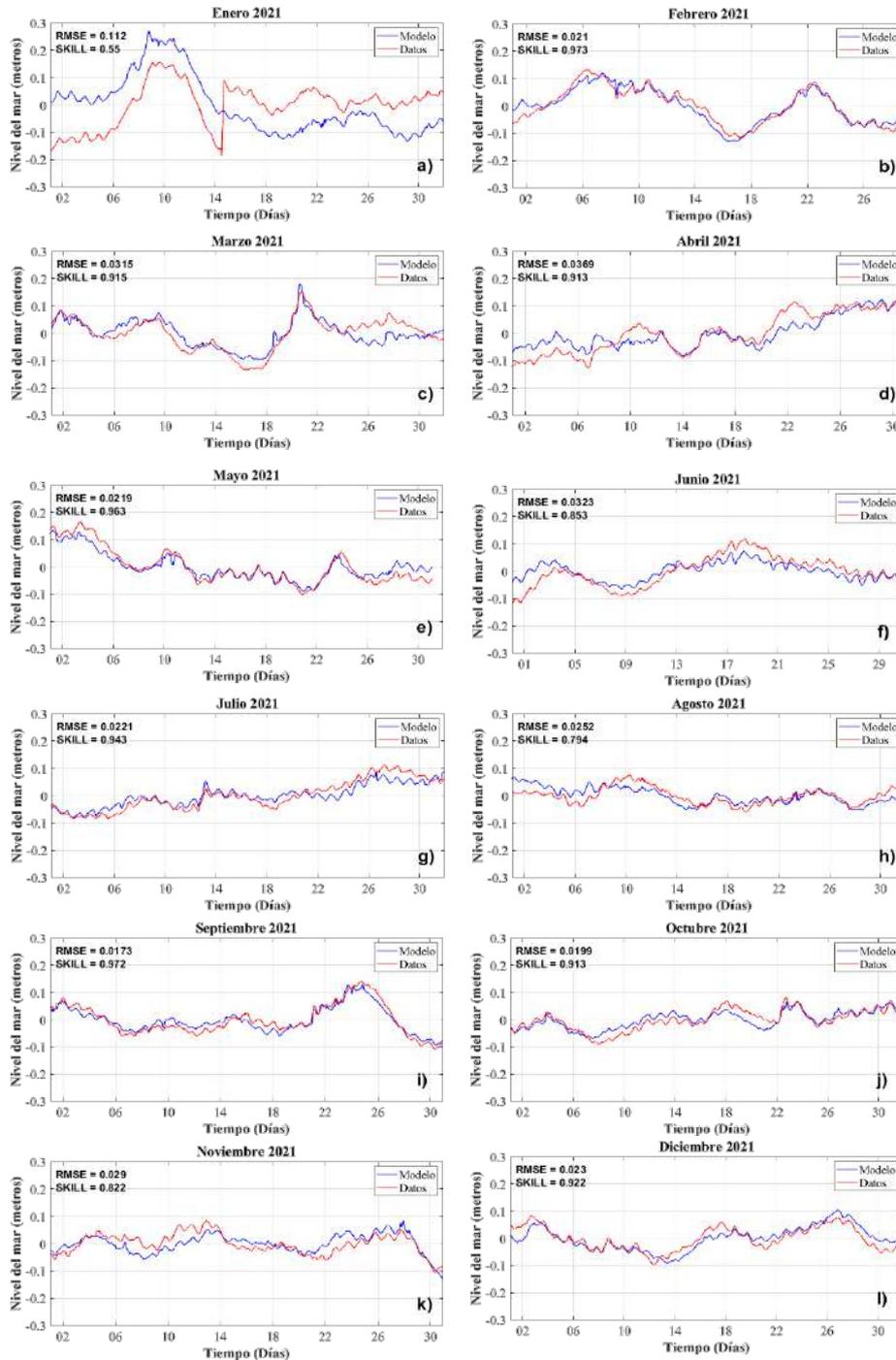


Figura 36: Elevación superficial del mar (SSH) observada frente a modelizada en la estación de Los Urrutias, para cada mes de 2021

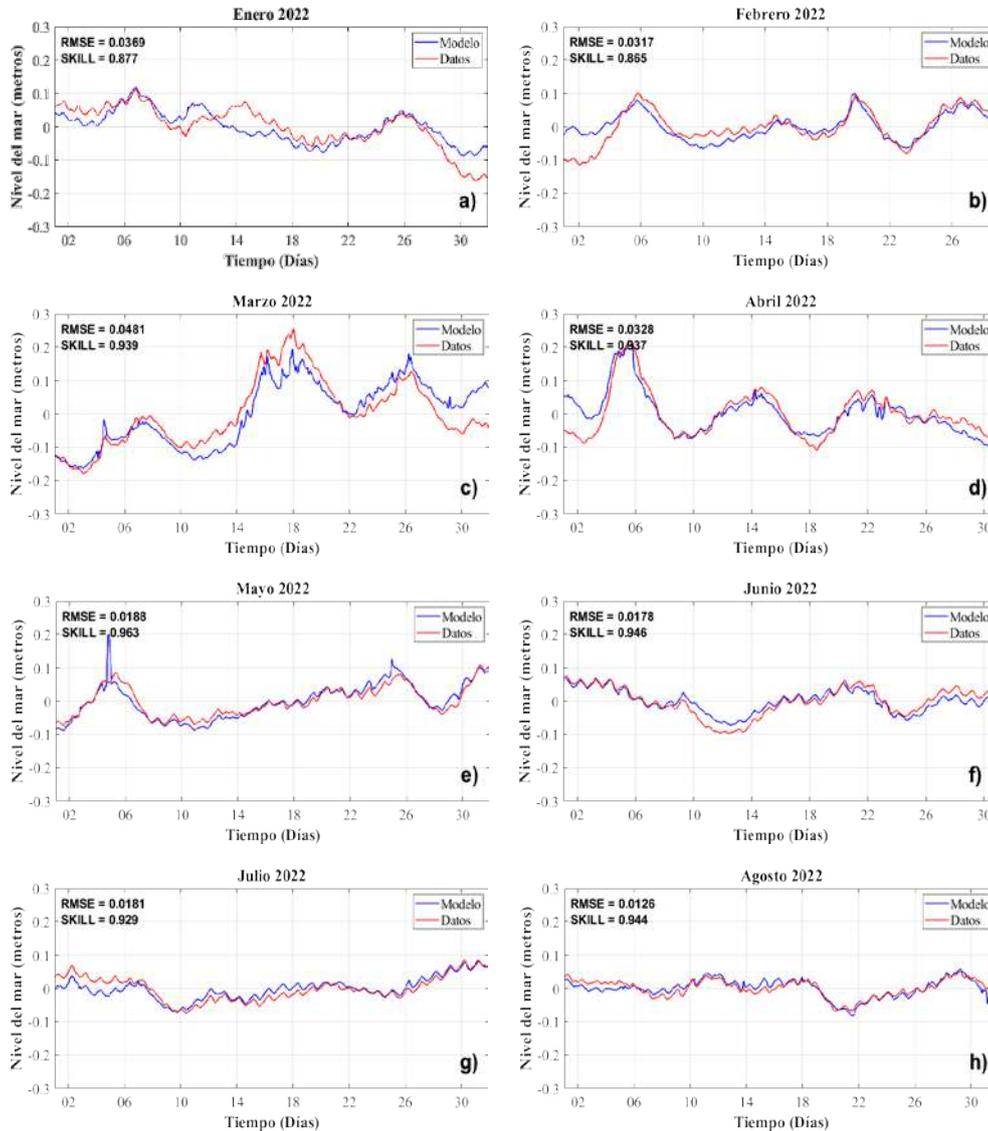


Figura 37: Elevación superficial del mar (SSH) observada vs modelizada en la estación de Los Urrutias, para cada mes de 2022.

Tabla 7. RMSE (m), Skill y NRMSE (%) medias mensuales de la Elevación de la Superficie del Mar modelizada, para la estación de Los Urrutias. Las métricas de error con bajo grado de confianza debido a datos ausentes o anómalos están marcadas en amarillo.

Mes	2021			2022		
	RMSE (m)	Skill	NRMSE (%)	RMSE (m)	Skill	NRMSE (%)
Enero	0.112	0.550	32	0.037	0.877	13
Febrero	0.021	0.973	8	0.032	0.865	15
Marzo	0.032	0.915	11	0.048	0.939	11
Abril	0.037	0.913	15	0.033	0.937	10
Mayo	0.022	0.963	8	0.019	0.963	10
Junio	0.032	0.853	14	0.018	0.946	10
Julio	0.022	0.943	11	0.018	0.929	11
Agosto	0.025	0.794	19	0.013	0.944	10
Septiembre	0.017	0.972	7			
Octubre	0.020	0.913	11			
Noviembre	0.029	0.822	15			
Diciembre	0.023	0.922	13			
Media	0.025	0.908	12	0.027	0.925	11

De nuevo, las variaciones del nivel del mar están bien resueltas por el modelo y los patrones representados en los datos in situ también son reproducidos por el modelo para la estación de Los Urrutias. Los valores de RMSE están generalmente por debajo de 0.03 m y los valores de habilidad predictiva están por encima de 0.900, reflejando también el buen acuerdo entre las variaciones del nivel del mar modelizadas y observadas ya observado para las otras estaciones, con valores medios de RMSE y habilidad predictiva también

similares. Por lo tanto, se puede considerar que el modelo también fue validado con éxito para las variaciones del nivel del mar en Los Urrutias.

Las Figuras 38 y 39 muestran la validación de la Anomalía del Nivel del Mar para la estación de Los Alcázares, para cada mes del periodo de simulación, y para los años 2021 y 2022, respectivamente. En la Tabla 8 se muestran los valores obtenidos para las métricas de error y para cada mes.

Tabla 8. RMSE (m), Skill y NRMSE (%) medias mensuales de la Elevación de la Superficie del Mar modelizada, para la estación de Los Alcázares.

Mes	2021			2022		
	RMSE (m)	Skill	NRMSE (%)	RMSE (m)	Skill	NRMSE (%)
Enero	0.028	0.982	7	0.036	0.880	13
Febrero	0.020	0.976	8	0.032	0.853	15
Marzo	0.033	0.888	12	0.044	0.939	11
Abril	0.037	0.913	15	0.041	0.870	10
Mayo	0.022	0.962	8	0.018	0.966	9
Junio	0.034	0.843	14	0.017	0.951	10
Julio	0.024	0.931	12	0.018	0.930	11
Agosto	0.027	0.750	20	0.014	0.925	12
Septiembre	0.017	0.970	7			
Octubre	0.020	0.912	12			
Noviembre	0.030	0.801	16			
Diciembre	0.025	0.907	13			
Media	0.026	0.903	12	0.028	0.914	11

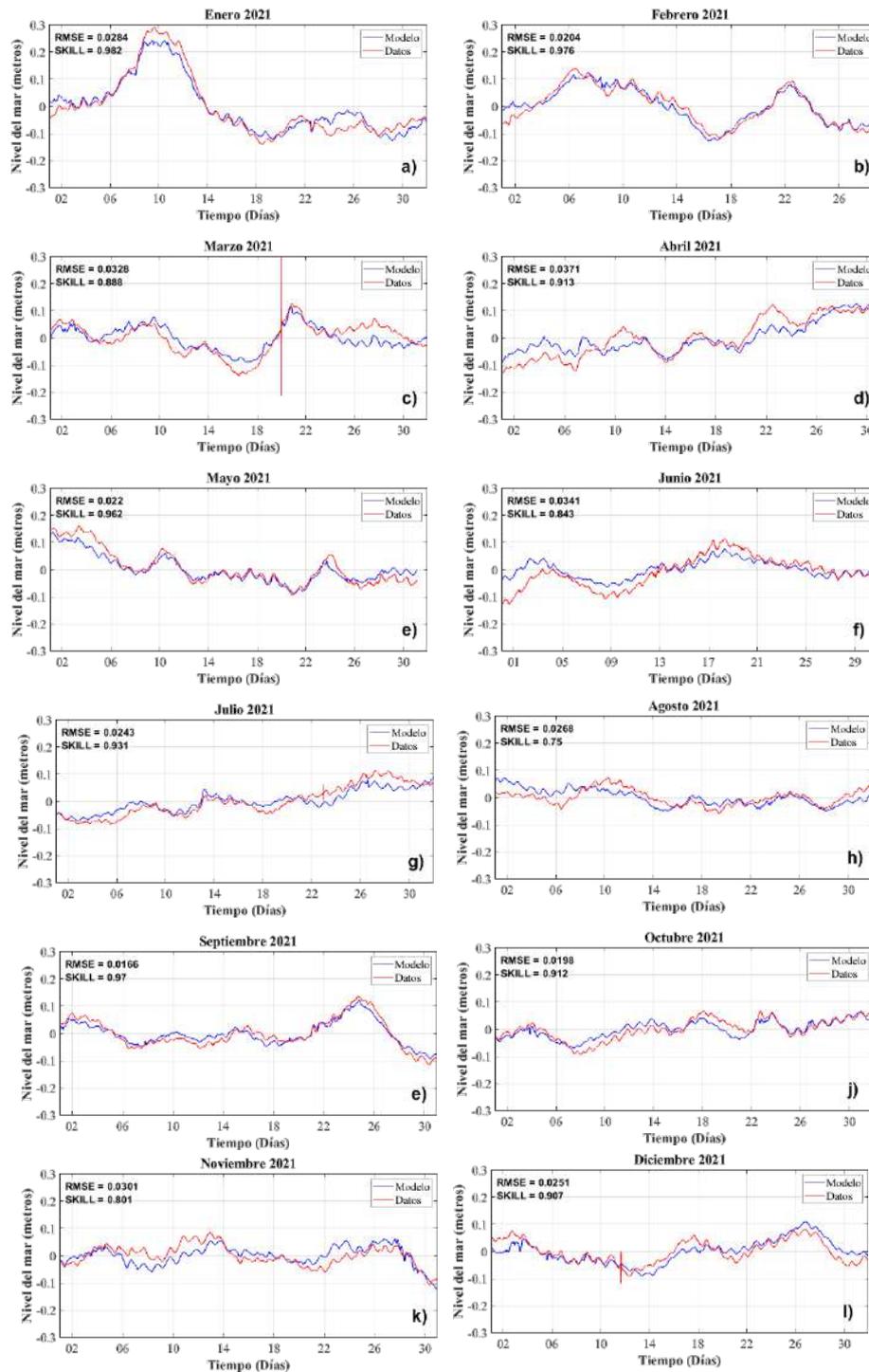


Figura 38: Elevación superficial del mar (SSH) observada frente a modelizada en la estación de Los Alcázares, para cada mes de 2021.

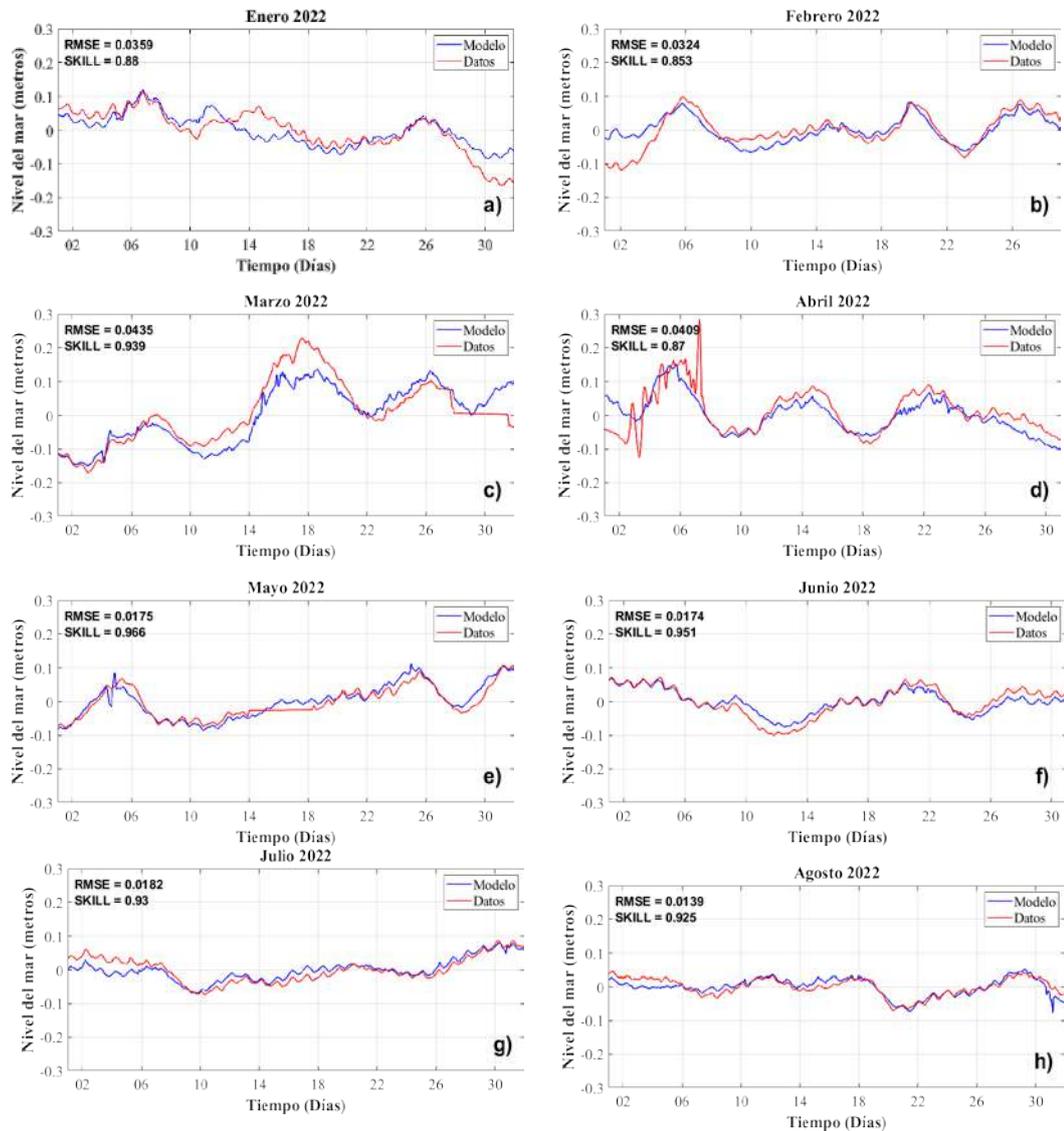


Figura 39: Elevación superficial del mar (SSH) observada frente a modelizada en la estación de Los Alcázares, para cada mes de 2022.

El modelo también es capaz en general de reproducir las variaciones del nivel del mar en Los Alcázares, y los valores de la métrica de error son similares a los que se han encontrado en otras estaciones dentro del Mar Menor. Por tanto, el modelo puede considerarse validado y adecuado para reproducir la marea astronómica y meteorológica en Los Alcázares.

Las Figuras 40 y 41 muestran la validación de la Anomalía del Nivel del Mar para la estación de Lo Pagán, para cada mes del periodo de simulación, y para los años 2021 y 2022, respectivamente. La Tabla 9 muestra los valores obtenidos para las métricas de error y para cada mes.

Tabla 9. Promedio mensual de RMSE (m), Skill y NRMSE (%) de la Elevación de la Superficie del Mar modelada, para la estación Lo Pagán.

Mes	2021			2022		
	RMSE (m)	Skill	NRMSE (%)	RMSE (m)	Skill	NRMSE (%)
Enero	0.032	0.973	7	0.036	0.892	13
Febrero	0.021	0.981	7	0.034	0.792	16
Marzo	0.036	0.859	14	0.052	0.868	15
Abril	0.041	0.916	10	0.035	0.897	13
Mayo	0.023	0.958	9	0.030	0.909	16
Junio	0.032	0.871	13	0.017	0.960	9
Julio	0.023	0.934	12	0.018	0.916	12
Agosto	0.027	0.739	18	0.013	0.930	11
Septiembre	0.020	0.956	8			
Octubre	0.020	0.923	12			
Noviembre	0.032	0.815	16			
Diciembre	0.029	0.883	16			
Media	0.028	0.901	12	0.029	0.896	13

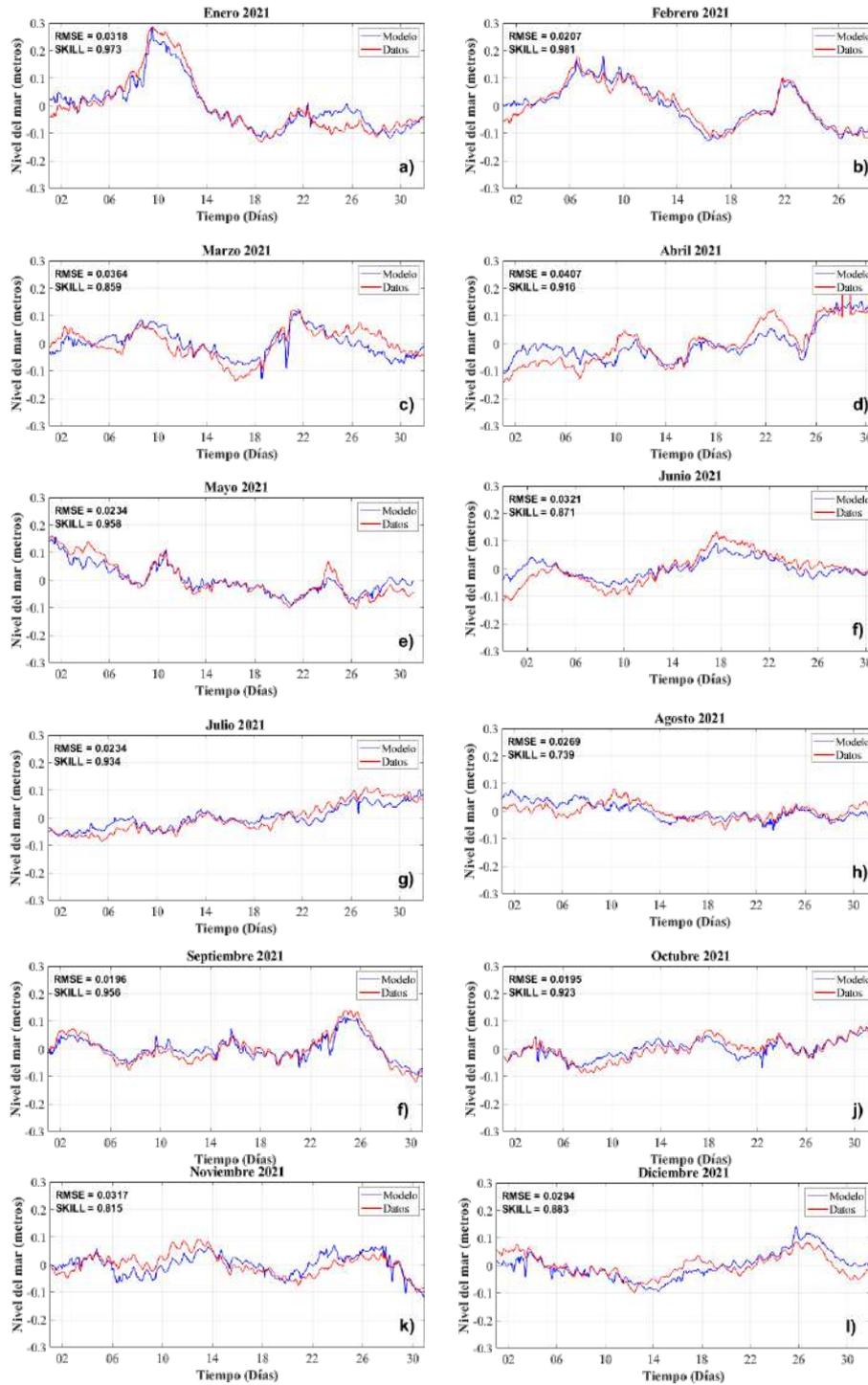


Figura 40: Elevación superficial del mar (SSH) observada vs modelada en la estación de Lo Pagán, para cada mes de 2021.

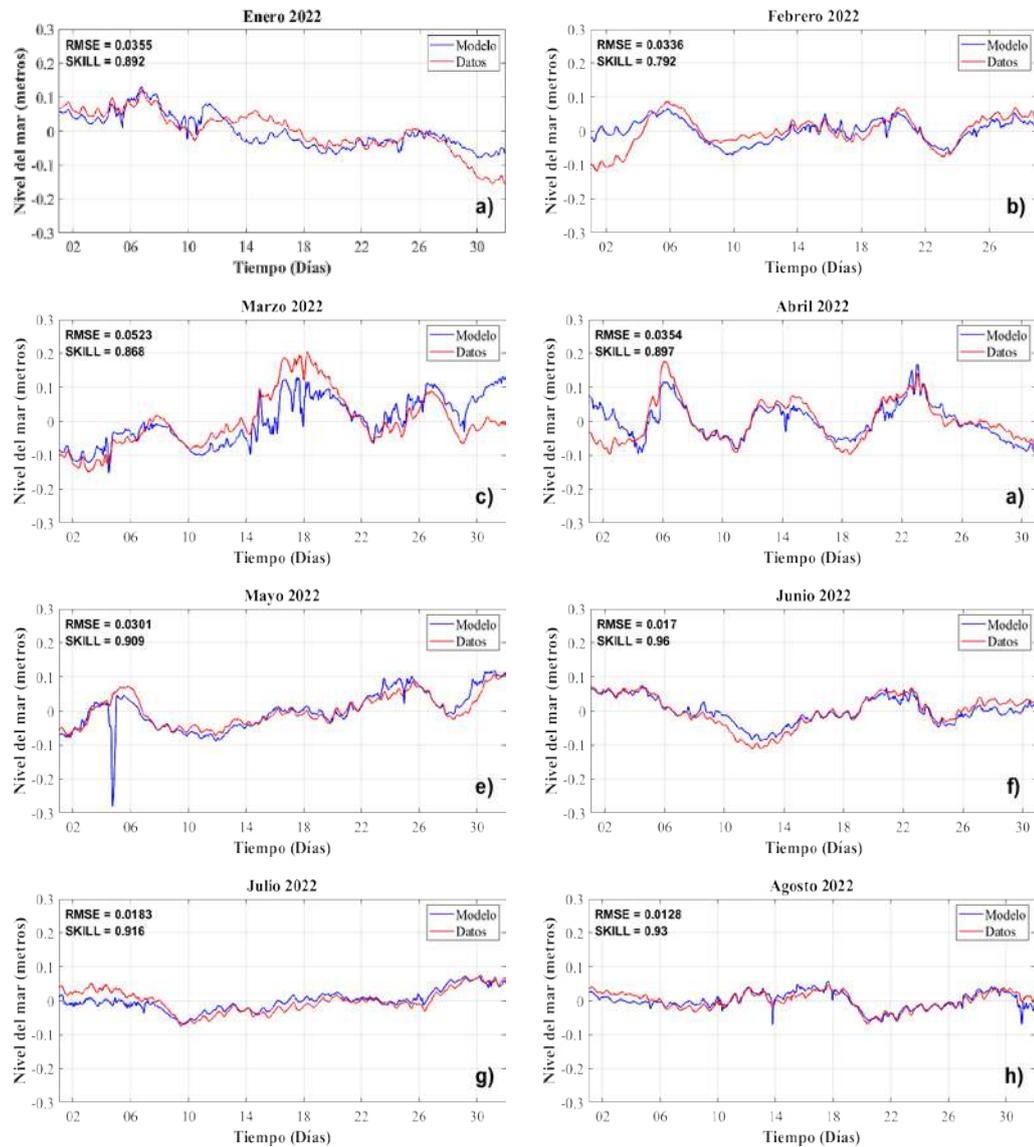


Figura 41. Elevación superficial del mar (SSH) observada vs modelada en la estación de Lo Pagán, para cada mes de 2022.

Aunque la estación de Lo Pagán está ubicada en la zona más septentrional de la laguna, y, por lo tanto, se ve afectada de manera diferente por los vientos del norte y del sur (que tienden a acumular agua en las áreas sur y norte del Mar Menor, respectivamente), el modelo también pudo reproducir correctamente las mareas. Nuevamente, los valores de RMSE generalmente son de 0.03 o menos, lo que representa menos del 15% del rango mensual de mareas, y los valores de habilidad (Skill) también son excelentes. Por esta razón, el modelo también puede considerarse validado con éxito para las variaciones del nivel del mar en la estación de Lo Pagán.

Las Figuras 42 y 43 muestran la validación de la Anomalía del Nivel del Mar para la estación La Isleta, para cada mes del período de simulación, y para los años 2021 y 2022, respectivamente. La Tabla 10 muestra los valores obtenidos para las métricas de error y para cada mes.

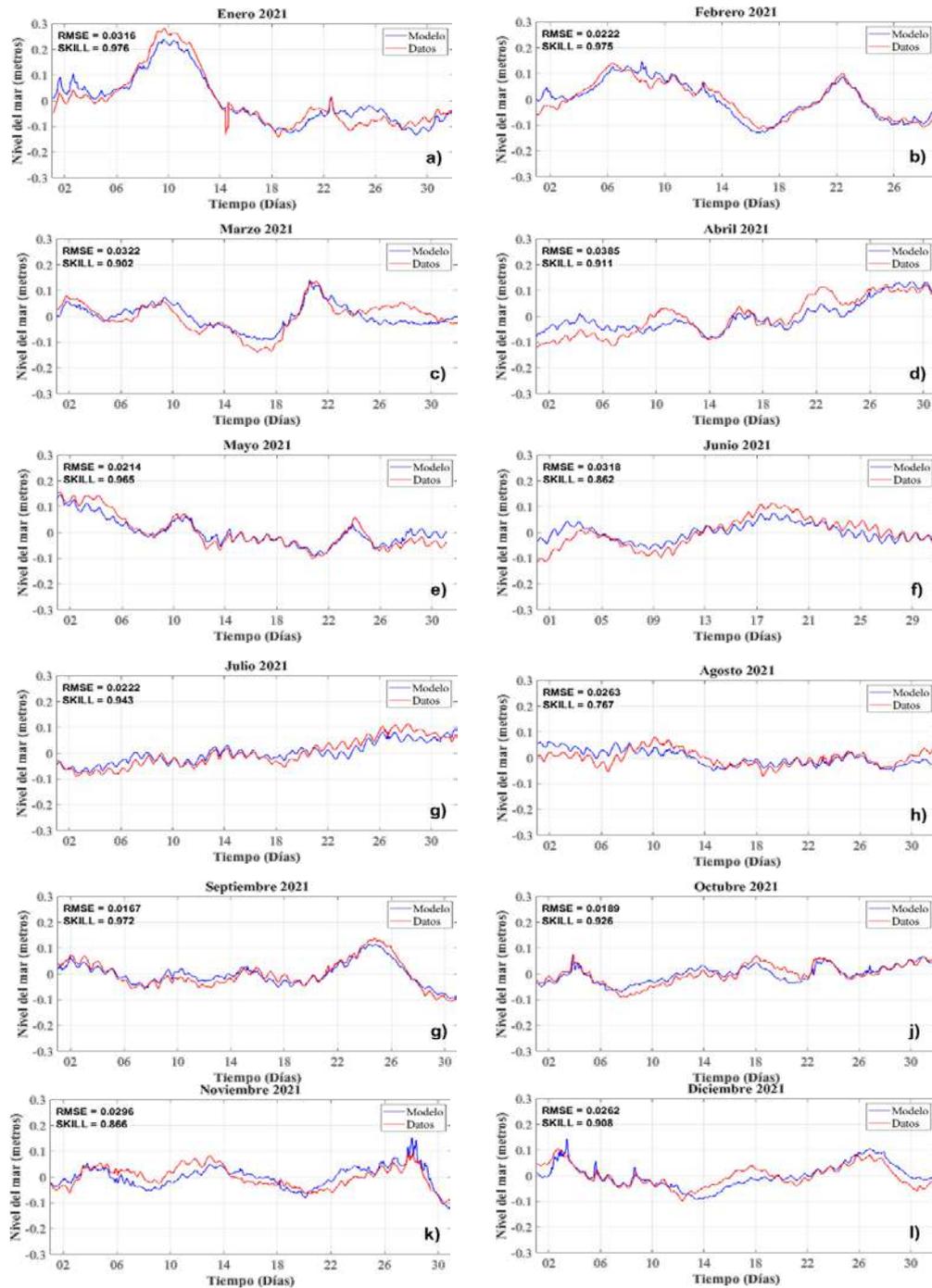


Figura 42. Elevación del nivel del mar (SSH) observada frente a la modelada en la estación La Isleta, para cada mes del 2021.

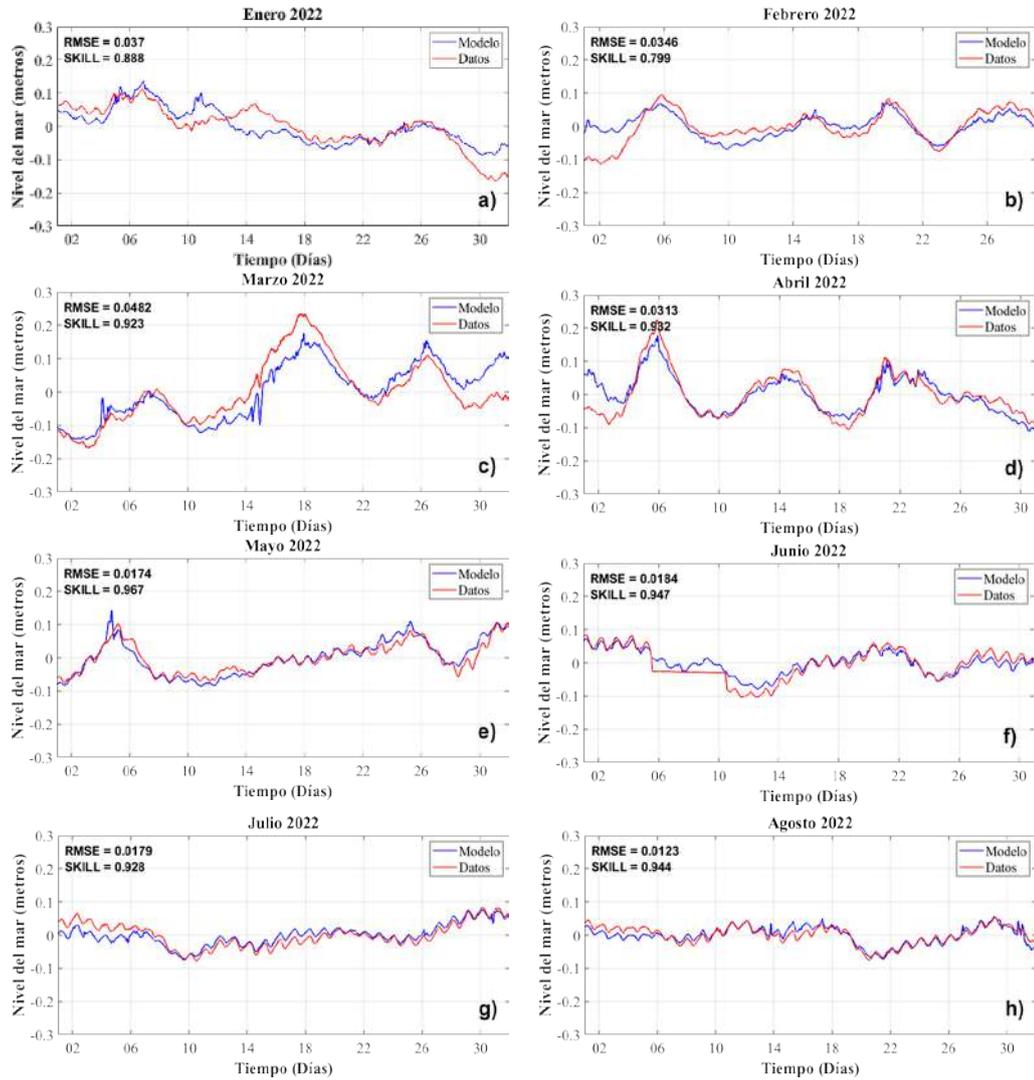


Figura 43. Elevación del nivel del mar (SSH) observada frente a la modelada en la estación La Isleta, para cada mes del 2022.

Tabla 10. RMSE mensual promedio (m), habilidad (Skill) y NRMSE (%) de la elevación del nivel del mar modelado para la estación La Isleta.

Mes	2021			2022		
	RMSE (m)	Skill	NRMSE (%)	RMSE (m)	Skill	NRMSE (%)
Enero	0.032	0.976	7	0.037	0.888	13
Febrero	0.022	0.975	9	0.035	0.799	17
Marzo	0.032	0.902	12	0.048	0.923	12
Abril	0.039	0.911	16	0.031	0.932	9
Mayo	0.021	0.965	8	0.017	0.967	9
Junio	0.032	0.862	14	0.018	0.947	10
Julio	0.022	0.943	11	0.018	0.928	11
Agosto	0.026	0.767	18	0.012	0.944	10
Septiembre	0.017	0.972	7			
Octubre	0.019	0.926	12			
Noviembre	0.030	0.866	15			
Diciembre	0.026	0.908	13			
Media	0.027	0.914	12	0.027	0.916	11

Una vez más, la comparación entre las variaciones del nivel del mar modeladas y observadas muestra que el modelo reproduce con precisión tanto las mareas astronómicas como meteorológicas en la estación La Isleta. Esto se respalda con valores de RMSE por debajo de 0.03 (con valores de NRMSE representando entre el 7 y el 18% del rango total de mareas del Mar Menor) y valores de habilidad predictiva generalmente superiores a 0.900. Tales valores permiten considerar el modelo como validado con éxito para las variaciones del nivel del mar en la estación La Isleta.

Finalmente, las Figuras 44 y 45 muestran la validación de la Anomalía del Nivel del Mar para la estación La Isleta, para cada mes del período de simulación, y para los

años 2021 y 2022, respectivamente. La Tabla 11 muestra los valores obtenidos para las métricas de error y para cada mes.

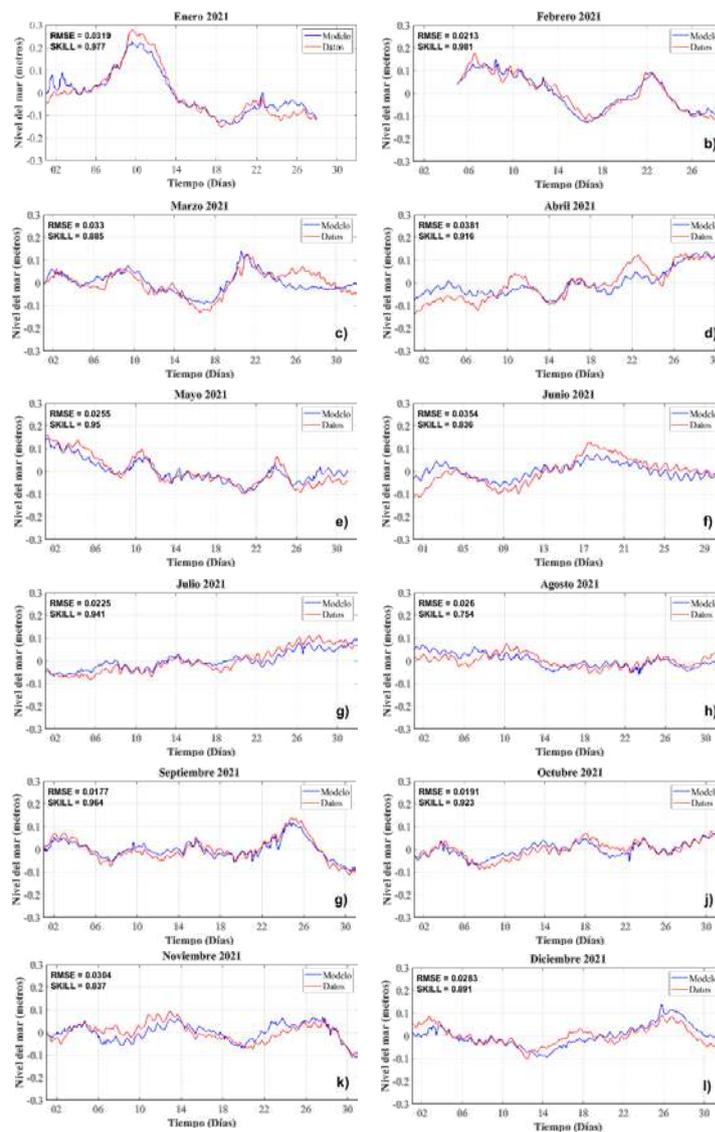


Figura 44: Elevación del nivel del mar (SSH) observada frente a la modelada en la estación Las Encañizadas, para cada mes del 2021 (sin datos entre el 27 de enero y el 5 de febrero).

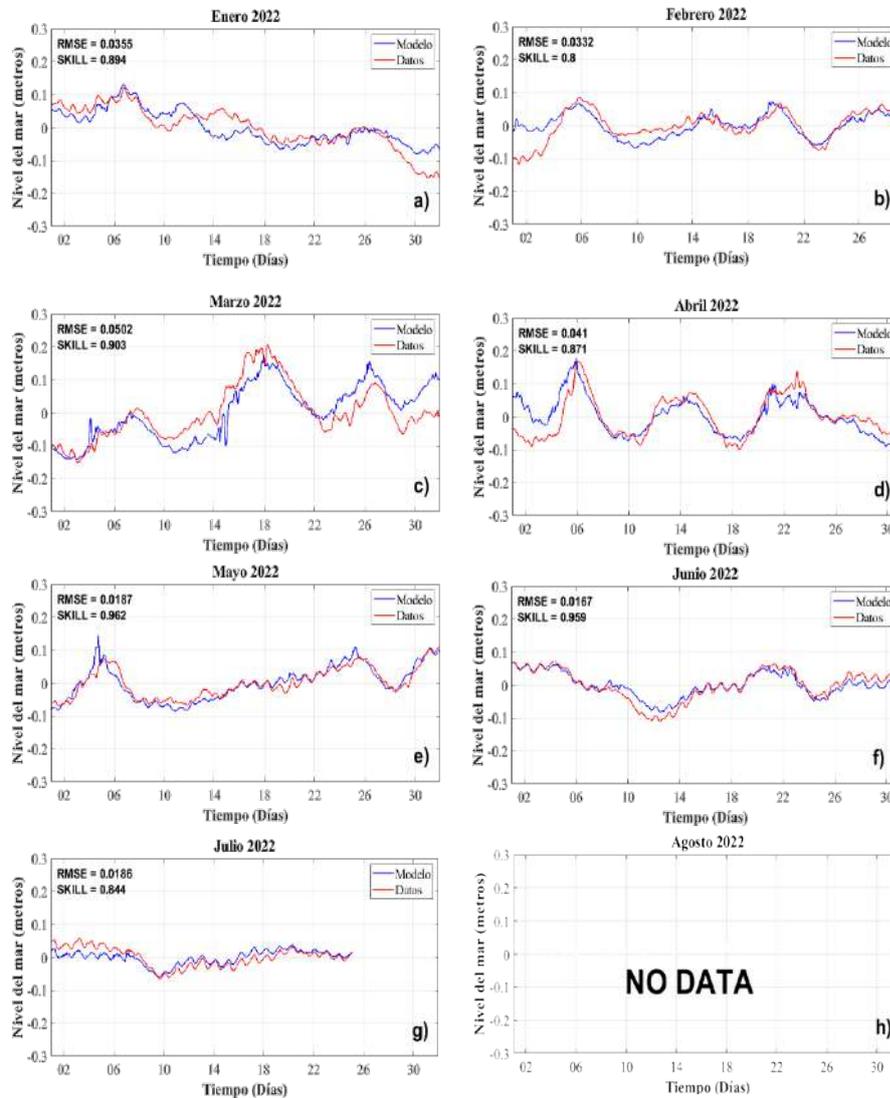


Figura 45: Elevación del nivel del mar (SSH) observada frente a la modelada en la estación Las Encañizadas, para cada mes del 2022 (sin datos entre el 25 de julio y el 1 de septiembre).

Tabla 11. Promedio mensual de RMSE (m), habilidad (Skill) y NRMSE (%) de la elevación del nivel de la mar modelada para la estación Las Encañizadas.

Mes	2021			2022		
	RMSE (m)	Skill	NRMSE (%)	RMSE (m)	Skill	NRMSE (%)
Enero	0.032	0.977	7	0.036	0.894	13
Febrero	0.021	0.981	7	0.033	0.800	16
Marzo	0.033	0.885	13	0.050	0.903	14
Abril	0.038	0.916	14	0.041	0.871	15
Mayo	0.026	0.950	10	0.019	0.962	10
Junio	0.035	0.836	15	0.017	0.959	9
Julio	0.023	0.941	12	0.019	0.844	15
Agosto	0.026	0.754	20	n. d.	n. d.	n. d.
Septiembre	0.018	0.964	7			
Octubre	0.019	0.923	11			
Noviembre	0.030	0.837	15			
Diciembre	0.028	0.891	15			
Media	0.027	0.905	12	0.031	0.890	13

En concordancia con las otras estaciones analizadas anteriormente, el modelo también reproduce muy bien las mareas en Las Encañizadas, con valores de RMSE y habilidad predictiva similares a los observados anteriormente. El modelo puede considerarse adecuado para reproducir las mareas en toda la laguna.

A pesar de la buena precisión que reveló la implementación del modelo, se pueden observar algunas diferencias entre los resultados del modelo y los datos medidos in situ. Se pueden considerar varias hipótesis, que se tendrán en cuenta para mejorar el modelo:



- Representación errónea de la batimetría.

La interacción entre la marea ondulatoria que entra y sale de la laguna cambia las características de la marea. La batimetría utilizada para la laguna en su conjunto se construyó a partir de cartas náuticas, que pueden estar desactualizadas, y es muy probable que haya ocurrido erosión y sedimentación después. Los datos de batimetría actualizados de alta resolución son extremadamente importantes para garantizar la máxima precisión en la reproducción de las variaciones del nivel del mar. En los canales, la batimetría se obtuvo a partir de campañas de estudio, pero la tasa a la que la batimetría sufre cambios es mucho mayor que en el interior de la laguna. En cuestión de días, la batimetría puede cambiar por completo, especialmente en una entrada natural como Las Encañizadas (donde los canales se obstruyen frecuentemente con sedimentos y se realizan operaciones de dragado con frecuencia), lo que hace casi imposible tener una batimetría 100% actualizada. Se intentó obtener la representación más precisa de la batimetría del Mar Menor, recurriendo tanto a datos de batimetría como a imágenes satelitales para compilar la batimetría. Sin embargo, en un sistema tan complejo como el Mar



Menor, el error se puede considerar pequeño y la batimetría construida, aunque posiblemente necesite algunos ajustes, generalmente cumple con los objetivos de este trabajo;

- Errores en las condiciones límite atmosféricas

Se utilizaron condiciones obtenidas del modelo atmosférico acoplado HARMINIE - AROME para forzar el límite atmosférico del modelo. Sin embargo, los modelos no son 100% perfectos y siempre tienen un error asociado, y, a pesar de la buena resolución (casi 2.5 km), algunos fenómenos locales pueden pasar desapercibidos para el modelo. Esto puede explicar algunas de las diferencias entre los resultados del ROMS y las variaciones de mareas observadas, especialmente durante eventos de viento intenso y caídas repentinas en la presión atmosférica;

- Subestimación/sobreestimación de la entrada de agua dulce en la laguna

Durante eventos de lluvia, escorrentía superficial, descarga de ramblas que fluyen hacia el Mar Menor y la descarga de aguas



subterráneas pueden provocar un aumento del nivel del agua dentro de la laguna. Si esas fuentes de agua no están bien documentadas o hay diferencias significativas entre los flujos estimados y los reales, la sobre elevación en el Mar Menor debido a la descarga de agua dulce (por ejemplo, durante una DANA) puede subestimarse, lo que lleva a errores en los resultados del modelo;

- Condiciones de contorno oceánicas

El límite oceánico se forzó con datos de nivel del mar de Copernicus, que tienen una resolución de 1 hora hasta 2022 (cuando se mejoró la resolución temporal). Una hora puede ser una baja resolución temporal para las variaciones del nivel del mar y, especialmente en 2021, puede ser una fuente de error. Un buen enfoque podría ser forzar los límites oceánicos con los constituyentes de marea astronómica del Mar Mediterráneo. Los esfuerzos para mejorar el modelo tendrán en cuenta la posibilidad de forzar los límites oceánicos con los constituyentes de marea estimados.

3.2.2.2. Validación de flujos en los canales con datos estimados basados en la velocidad actual medida por los ADCP fondeados

Se cuantificó el intercambio a través de cada una de las conexiones del Mar Menor hacia el mar Mediterráneo y se comparó con estimaciones basadas en observaciones de corrientes por ADCP. Los resultados se presentan en esta sección. El error se calculó mediante el cálculo del RMSE, la habilidad predictiva y el NRMSE.

3.2.2.2.1. Canal de El Estacio

Las Figuras 46 y 47 muestra la comparación entre las series temporales de flujo de agua estimado por el modelo y estimado por observación a través del Canal del Estacio, para cada mes del período de simulación con datos disponibles de ADCP, mientras que la Tabla 12 resume los resultados de los cálculos de las métricas de error.

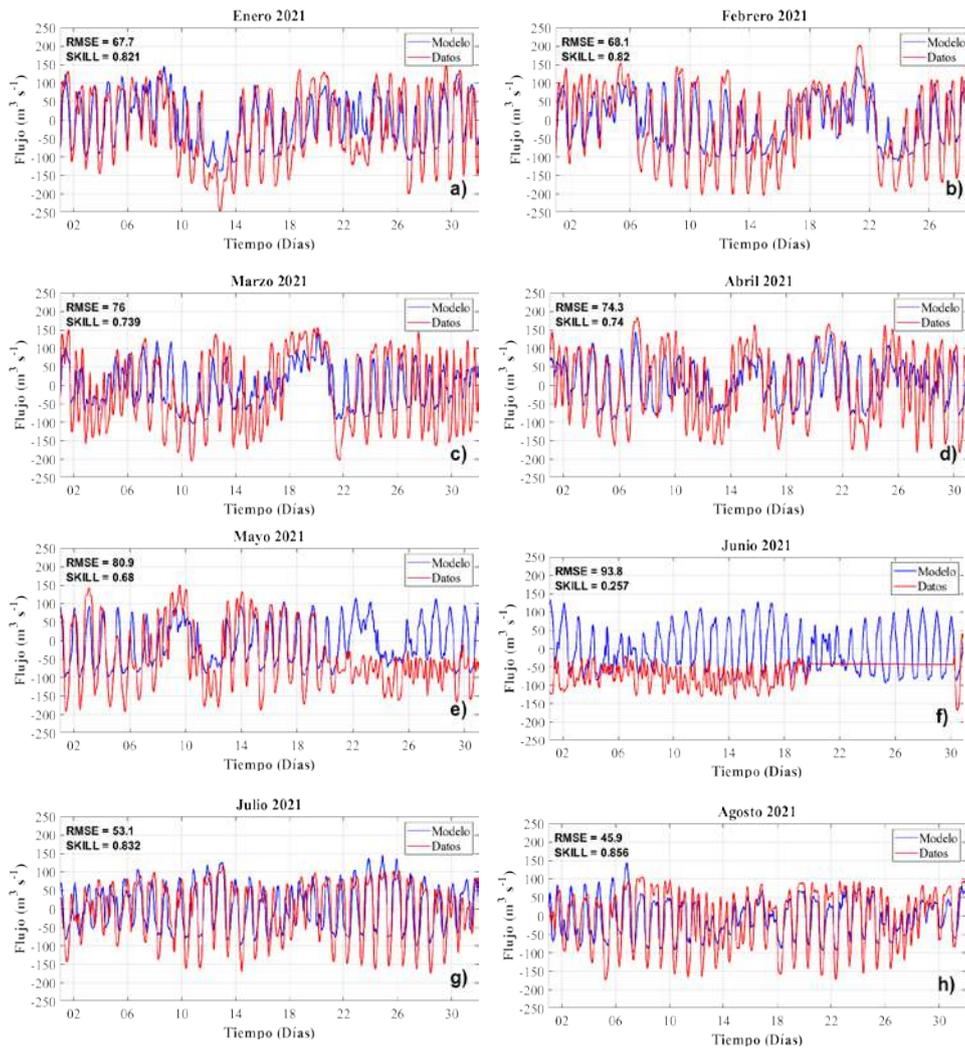


Figura 46. Intercambio estimado por el modelo vs intercambio estimado por ADCP entre el Mar Menor y el Mar Mediterráneo a través del canal del Estacio (flujo positivo y negativo para la entrada y salida de agua del Mar Menor, respectivamente).

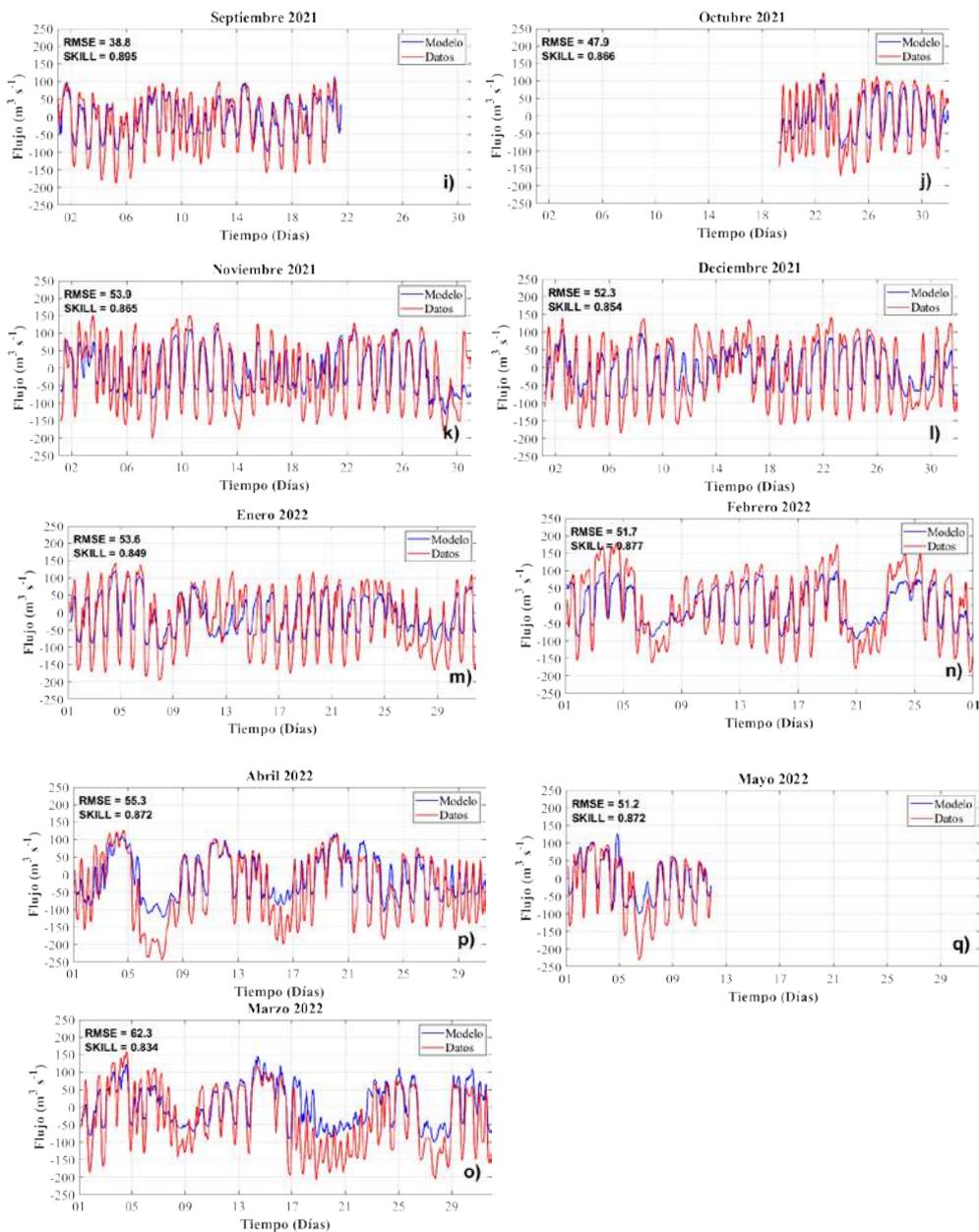


Figura 47. Intercambio estimado por el modelo vs intercambio estimado por ADCP entre el Mar Menor y el Mar Mediterráneo a través del canal del Estacio (flujo positivo y negativo para la entrada y salida de agua del Mar Menor, respectivamente).

Tabla 12. Promedio mensual del intercambio ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) a través del canal del Estacio, calculado mediante RMSE, habilidad predictiva y NRMSE (%). Las métricas de error con bajo grado de confianza debido a datos faltantes o anómalos están marcadas en amarillo.

Mes	2021			2022		
	RMSE ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)	Skill	NRMSE (%)	RMSE ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)	Skill	NRMSE (%)
Enero	67.7	0.821	17	53.6	0.849	16
Febrero	68.1	0.820	16	51.7	0.877	14
Marzo	76.0	0.739	21	62.3	0.834	17
Abril	74.3	0.740	20	55.3	0.872	15
Mayo	80.9	0.680	24	51.2	0.872	16
Junio	93.8	0.257	45			
Julio	53.1	0.832	18			
Agosto	45.9	0.856	16			
Septiembre	38.8	0.895	13			
Octubre	47.9	0.866	16			
Noviembre	53.9	0.865	15			
Diciembre	52.3	0.854	16			
Media	61.4	0.816	17	55.7	0.858	16

Los resultados muestran que el modelo representa bien los patrones de intercambio entre la laguna y el Mar Mediterráneo. Sin embargo, se encontró cierta subestimación de los flujos máximos. Esta subestimación se agrava cuando el agua fluye hacia fuera de la laguna, donde los picos de flujo del modelo son más bajos que los datos observados, especialmente durante eventos extremos de salida. Estas diferencias se evidencian por los valores de RMSE más altos (entre 60 y 80 $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) y los valores de habilidad predictiva entre 0.700 y 0.800. Durante el verano, las variaciones de la presión atmosférica son menores y el nivel del agua dentro y fuera del Mar Menor está equilibrado, siendo las únicas variaciones

forzadas por las mareas astronómicas. Aquí, los valores de RMSE son significativamente más bajos que en el invierno (alrededor de 40-50 m³ s⁻¹, aproximadamente el 13-17% de la amplitud mensual local del flujo), y los valores de habilidad son más altos (más de 0.800), reflejando una mejor concordancia entre los resultados del modelo y los datos observados. Además, la concordancia de datos es mejor en 2022 que en 2021, con un menor RMSE y una mayor habilidad. Sin embargo, el modelo es capaz de reproducir razonablemente el intercambio entre el Mar Menor y el Mar Mediterráneo a través del canal El Estacio, a pesar de que los resultados invernales deben ser interpretados con más precaución.

3.2.2.2.2. Canal de Marchamalo

Las Figuras 48 y 49 muestra la comparación entre las series temporales de flujo de agua estimado por el modelo y estimado por observación a través del canal de Marchamalo, para cada mes del período de simulación con datos disponibles de ADCP, mientras que la Tabla 13 resume los resultados de los cálculos de las métricas de error.

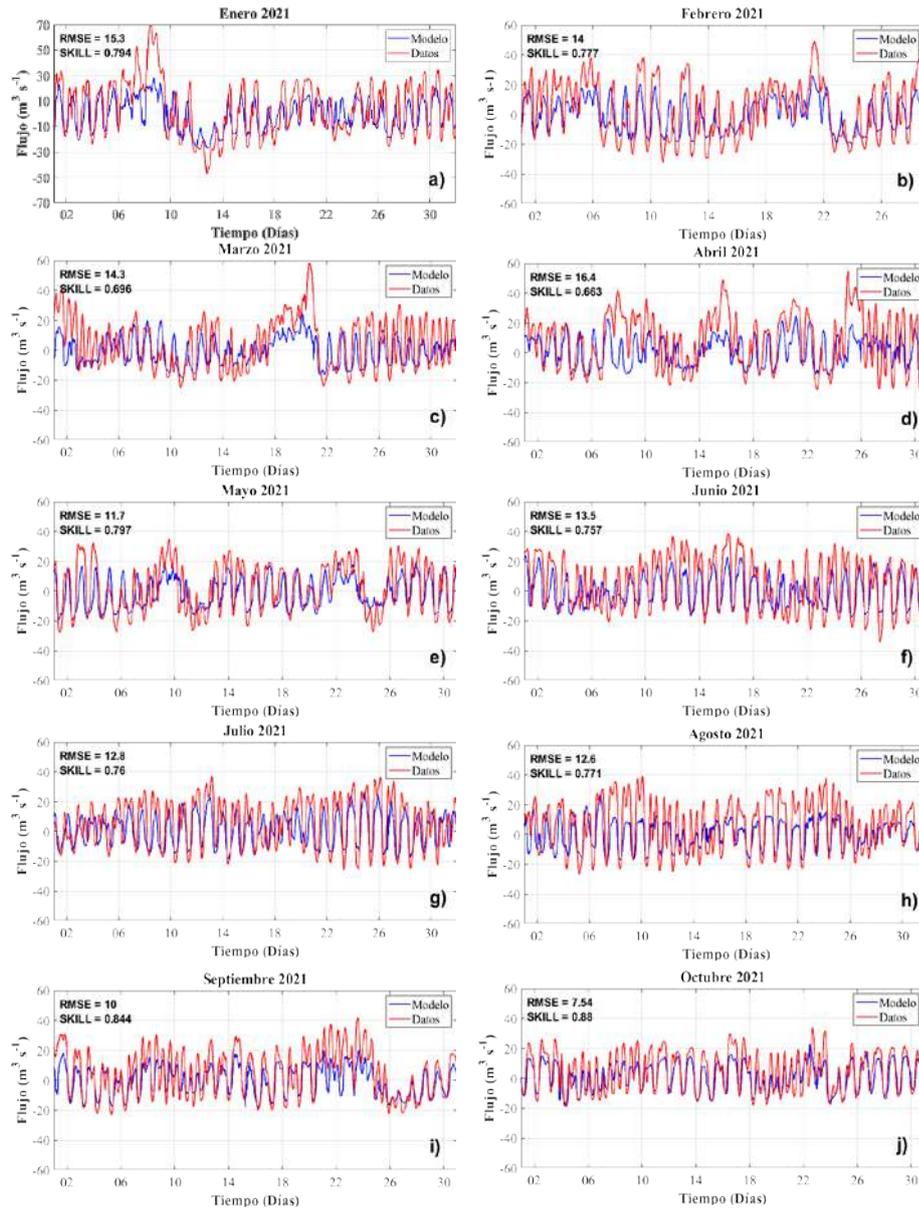


Figura 48. Intercambio estimado por el modelo vs intercambio estimado por corrientes ADCP entre el Mar Menor y el Mar Mediterráneo a través de la Gola de Marchamalo (flujo positivo y negativo para la entrada y salida de agua del Mar Menor, respectivamente).

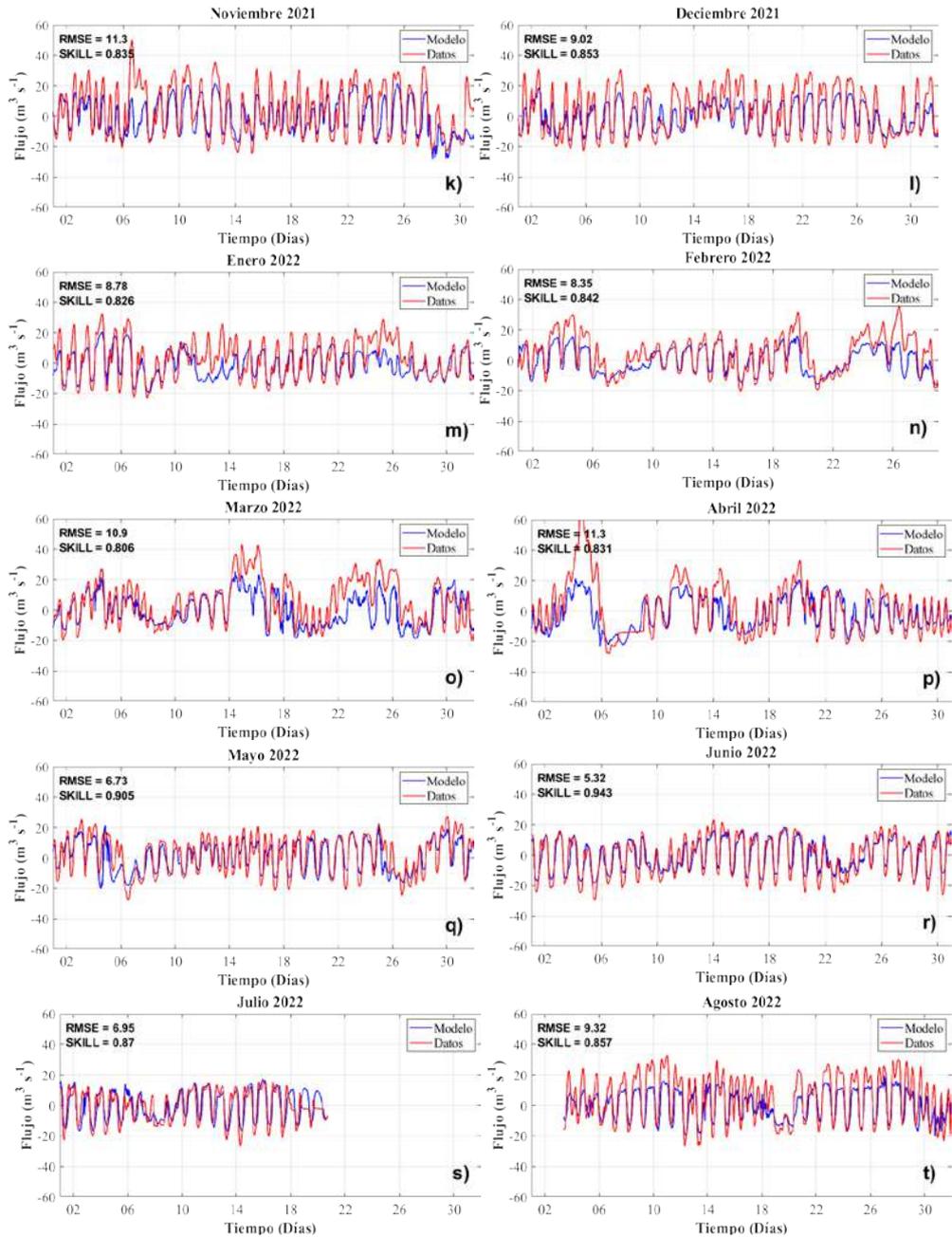


Figura 49. Intercambio estimado por el modelo vs intercambio estimado por corrientes ADCP entre el Mar Menor y el Mar Mediterráneo a través de la Gola de Marchamalo (flujo positivo y negativo para la entrada y salida de agua del Mar Menor, respectivamente).

Tabla 13. Intercambio mensual promedio ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) a través de la Gola de Marchamalo, calculado mediante RMSE, habilidad predictiva y NRMSE (%). Las métricas de error con bajo grado de confianza debido a datos faltantes o anómalos están marcadas en amarillo.

Mes	2021			2022		
	RMSE ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)	Skill	NRMSE (%)	RMSE ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)	Skill	NRMSE (%)
Enero	15.3	0.794	12	8.8	0.826	16
Febrero	14.0	0.777	17	8.4	0.842	15
Marzo	14.3	0.696	17	10.9	0.806	17
Abril	16.4	0.663	21	11.3	0.831	12
Mayo	11.7	0.797	19	6.7	0.905	12
Junio	13.5	0.757	18	5.3	0.943	10
Julio	12.8	0.760	20	5.8	0.921	14
Agosto	12.6	0.771	19	9.3	0.857	16
Septiembre	10.0	0.844	15			
Octubre	7.5	0.880	14			
Noviembre	11.3	0.835	15			
Diciembre	9.0	0.853	17			
Media	12.4	0.786	17	8.6	0.859	14

La comparación del intercambio de agua entre el Mar Menor y el Mar Mediterráneo a través de la Gola de Marchamalo muestra que el modelo también puede reproducir los patrones de flujo, aunque también se observa cierta subestimación de los picos, de manera similar a lo que se vio anteriormente para el canal El Estacio. Nuevamente, los mejores resultados se obtienen en el verano, con valores de RMSE bastante bajos (entre 7-12 $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$, representando entre el 10 y el 20% del rango mensual de flujo) y buenos valores de habilidad predictiva (superiores a 0.900 en algunos meses). En concordancia con los resultados

anteriores de El Estacio, se encontró la mejor correspondencia entre los resultados del modelo y los flujos estimados a partir de las corrientes ADCP para 2022, con el RMSE siendo un 44% más bajo que para 2021. Basándose en estos resultados, se puede afirmar que el modelo está reproduciendo bien el intercambio a través de la Gola de Marchamalo, aunque los resultados de 2021 deben considerarse menos precisos que los de 2022.

3.2.2.2.3. Gola del Charco

La Figura 50 muestra la comparación entre las series temporales de flujo de agua estimado por el modelo y estimado por observación a través de la Gola del Charco, para cada mes del período de simulación con datos disponibles de ADCP, mientras que la Tabla 14 resume los resultados de los cálculos de las métricas de error.

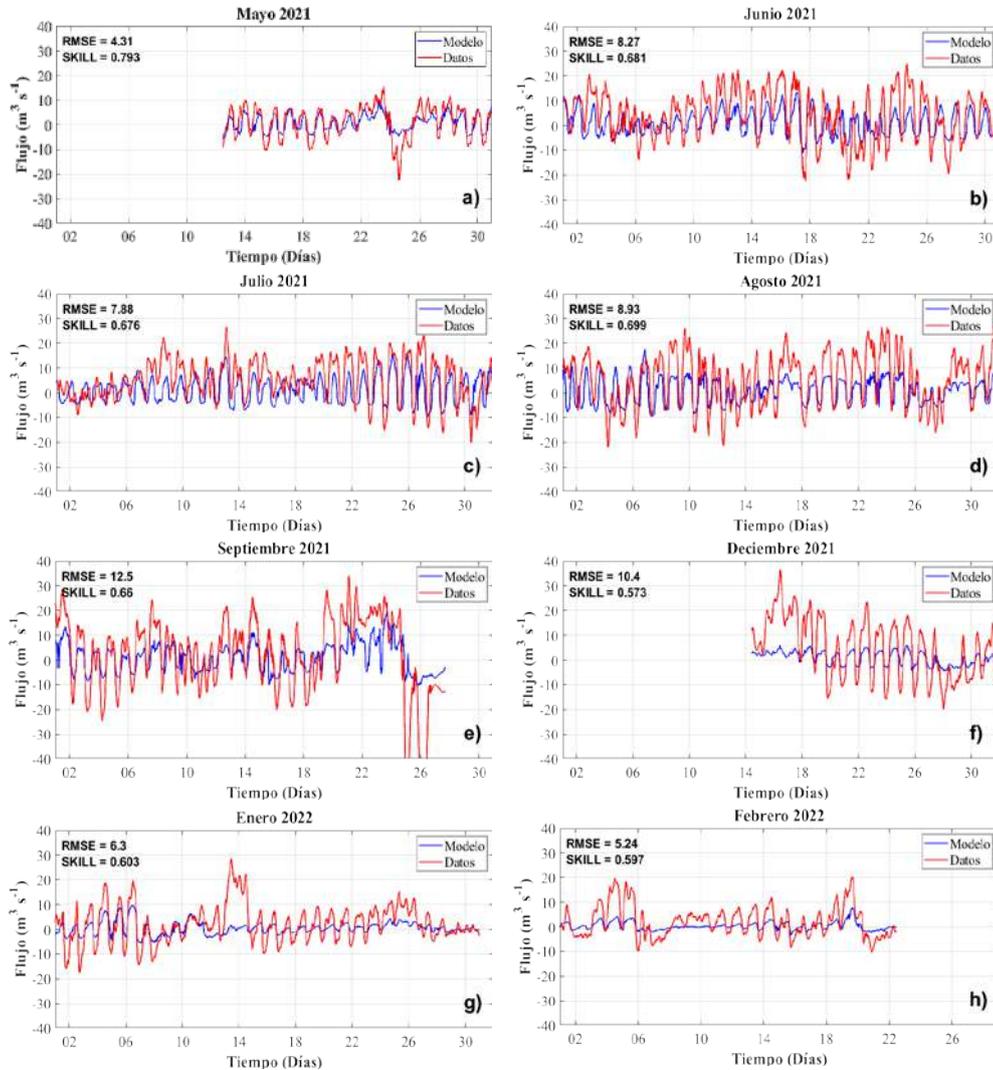


Figura 50: Intercambio estimado por el modelo vs intercambio estimado por corrientes ADCP entre el Mar Menor y el Mar Mediterráneo a través de la Gola del Charco (flujo positivo y negativo para la entrada y salida de agua del Mar Menor, respectivamente).

Tabla 14. Promedio mensual del intercambio ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) a través de la Gola del Charco, calculado mediante RMSE, habilidad predictiva y NRMSE (%). Las métricas de error con bajo grado de confianza debido a datos faltantes o anómalos están marcadas en amarillo.

Mes	2021			2022		
	RMSE ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)	Skill	NRMSE (%)	RMSE ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)	Skill	NRMSE (%)
Enero				6.3	0.603	14
Febrero				5.2	0.597	17
Marzo						
Abril						
Mayo	4.3	0.793	11			
Junio	8.3	0.681	17			
Julio	7.9	0.676	17			
Agosto	8.9	0.699	18			
Septiembre	12.5	0.666	21			
Octubre						
Noviembre						
Diciembre	10.4	0.573	18			
Media	8.4	0.685	17	6.3	0.603	14

Contrariamente a los resultados de El Estacio y Gola de Marchamalo, la correspondencia entre los resultados del modelo y las estimaciones de flujo por ADCP no es tan buena en el caso de Gola del Charco. Aunque entre mayo y agosto de 2021 los resultados del modelo y el flujo estimado a partir de la observación coinciden bien (aunque con cierta subestimación de los flujos máximos), con resultados de RMSE entre 4 y 9 $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ y valores de habilidad predictiva entre 0.650 y 0.800, la concordancia es peor entre diciembre de 2021 y febrero de 2022. Aquí, se puede observar una subestimación significativa de los flujos máximos, reflejada especialmente en los valores más bajos de habilidad predictiva (entre

0.5 y 0.6). La confianza en los resultados del modelo para Gola del Charco es variable, aunque hay algunos períodos en los que el modelo reproduce bien.

3.2.2.2.4. Gola de La Torre

La Figura 51 muestra la comparación entre las series temporales de flujo de agua estimado por el modelo y estimado por observación a través de la Gola de la Torre, para cada mes del período de simulación con datos disponibles de ADCP, mientras que la Tabla 15 resume los resultados de los cálculos de las métricas de error.

Tabla 15. Promedio mensual del intercambio ($m^3 s^{-1}$) a través de Gola de la Torre, calculado mediante RMSE, habilidad predictiva y NRMSE (%). Las métricas de error con bajo grado de confianza debido a datos faltantes o anómalos están marcadas en amarillo.

Mes	2021			2022		
	RMSE ($m^3 s^{-1}$)	Skill	NRMSE (%)	RMSE ($m^3 s^{-1}$)	Skill	NRMSE (%)
Enero				3.08	0.470	17
Febrero				3.65	0.420	24
Marzo				2.28	0.586	18
Abril				1.29	0.801	17
Mayo				1.31	0.687	17
Junio						
Julio						
Agosto						
Septiembre						
Octubre	2.33	0.695	18			
Noviembre	2.40	0.763	17			
Diciembre	2.92	0.519	18			
Media	2.55	0.659	18	2.58	0.569	19

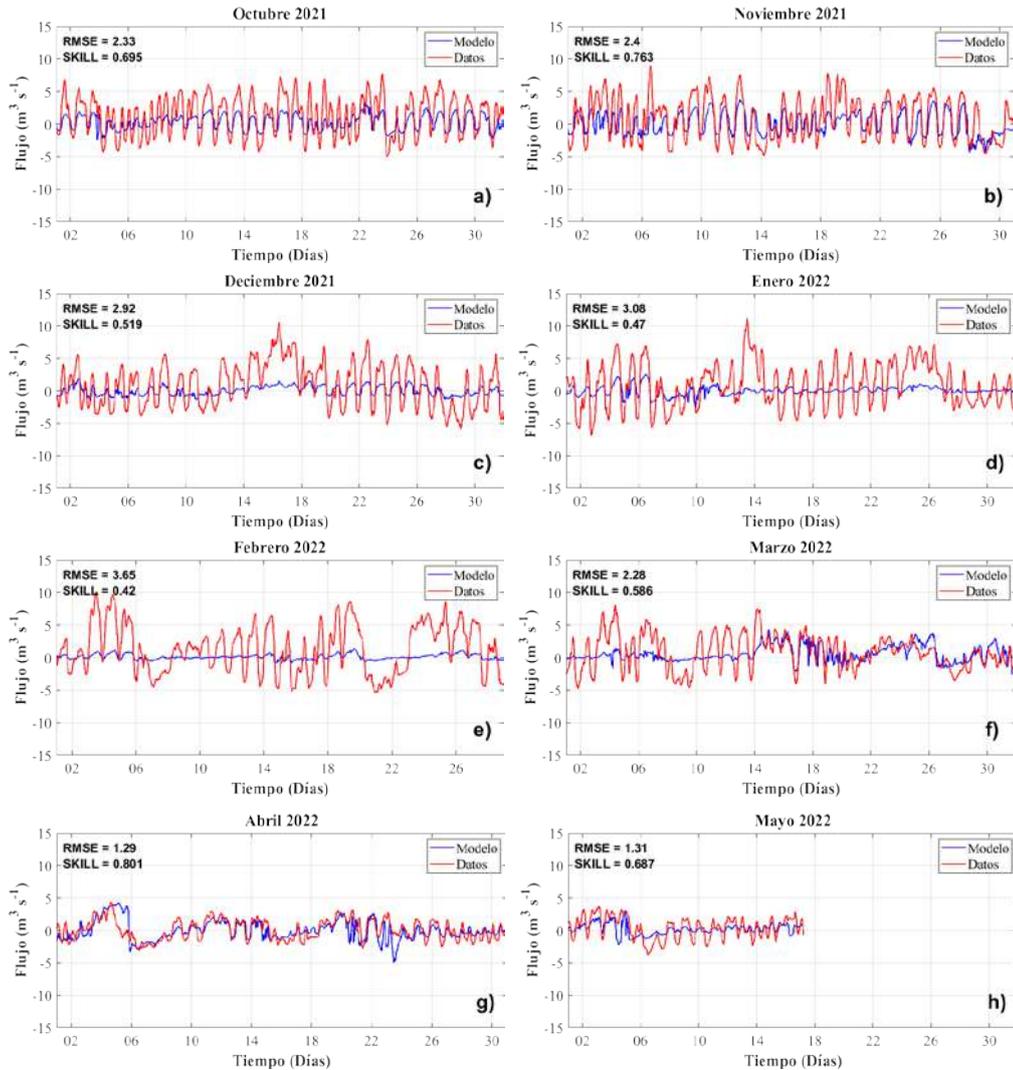


Figura 51: Intercambio estimado por el modelo vs intercambio estimado por corrientes ADCP entre el Mar Menor y el Mar Mediterráneo a través de Gola de la Torre (flujo positivo y negativo para la entrada y salida de agua del Mar Menor, respectivamente).

La comparación entre los resultados del modelo y los flujos estimados por ADCP revela resultados variables, de manera similar a lo que se observó para Gola del Charco. Mientras que algunos meses, como octubre de 2021, noviembre de 2021, marzo de 2022, abril de 2022 y mayo de 2022, muestran un ajuste razonable entre los conjuntos de datos (con valores de RMSE entre 1.0 y 2.5 m³ s⁻¹ y valores de habilidad entre 0.6 y 0.8), el flujo simulado por el modelo vuelve a subestimarse para diciembre de 2021, enero de 2022 y febrero de 2022, lo que también se refleja en los peores resultados para las medidas de métricas de error. Nuevamente, la confianza en los resultados del modelo para Gola del Charco es variable y depende del mes simulado.

3.2.2.2.5. Canal de Veneziaola

Las Figuras 52 y 53 muestra la comparación entre las series temporales de flujo de agua estimado por el modelo y estimado por observación a través del Canal de Veneziaola, para cada mes del período de simulación con datos disponibles de ADCP, mientras que la Tabla 16 resume los resultados de los cálculos de las métricas de error.

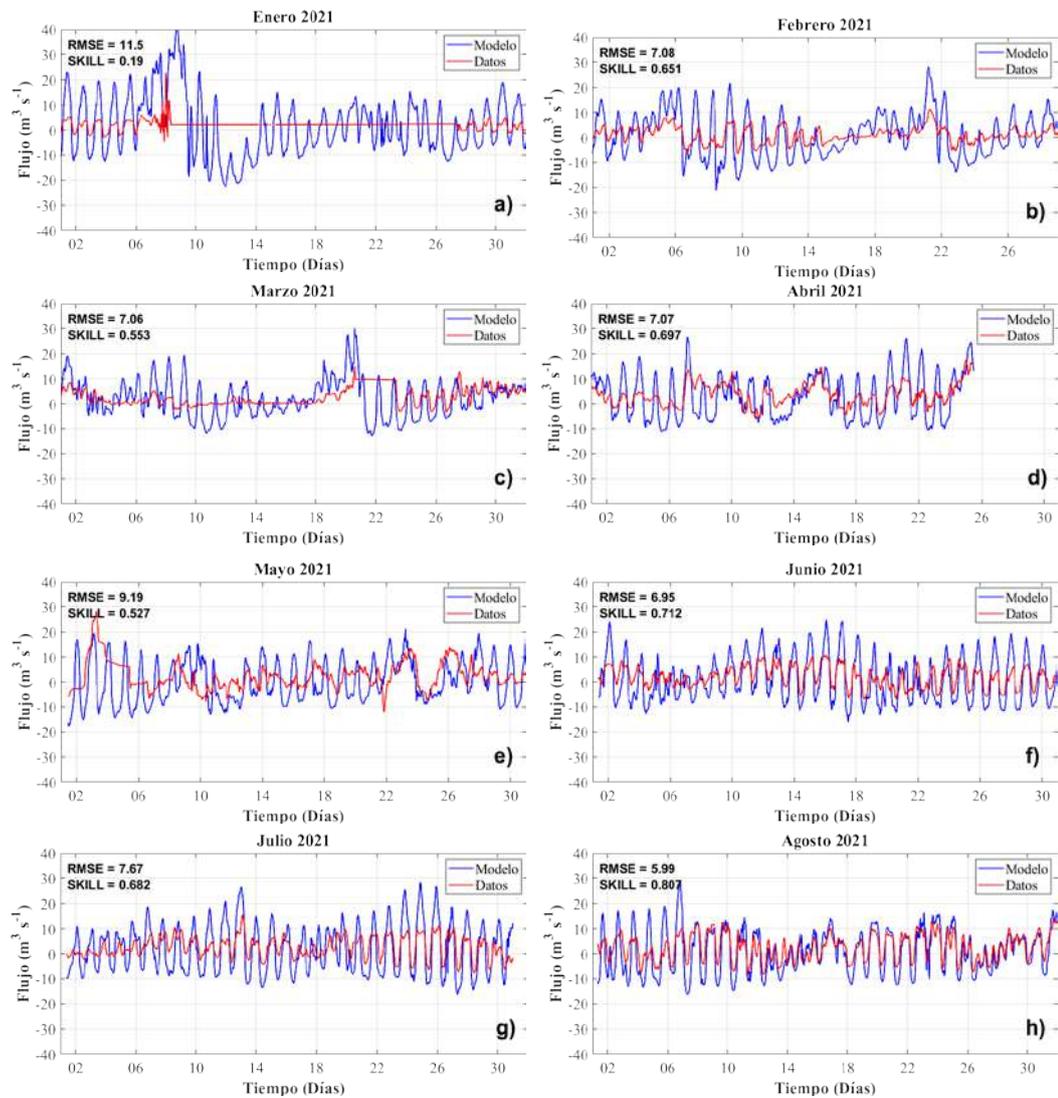


Figura 52. Intercambio estimado por el modelo vs intercambio estimado por corrientes ADCP entre el Mar Menor y el Mar Mediterráneo a través del Canal de Veneziaola (flujo positivo y negativo para la entrada y salida de agua del Mar Menor, respectivamente).

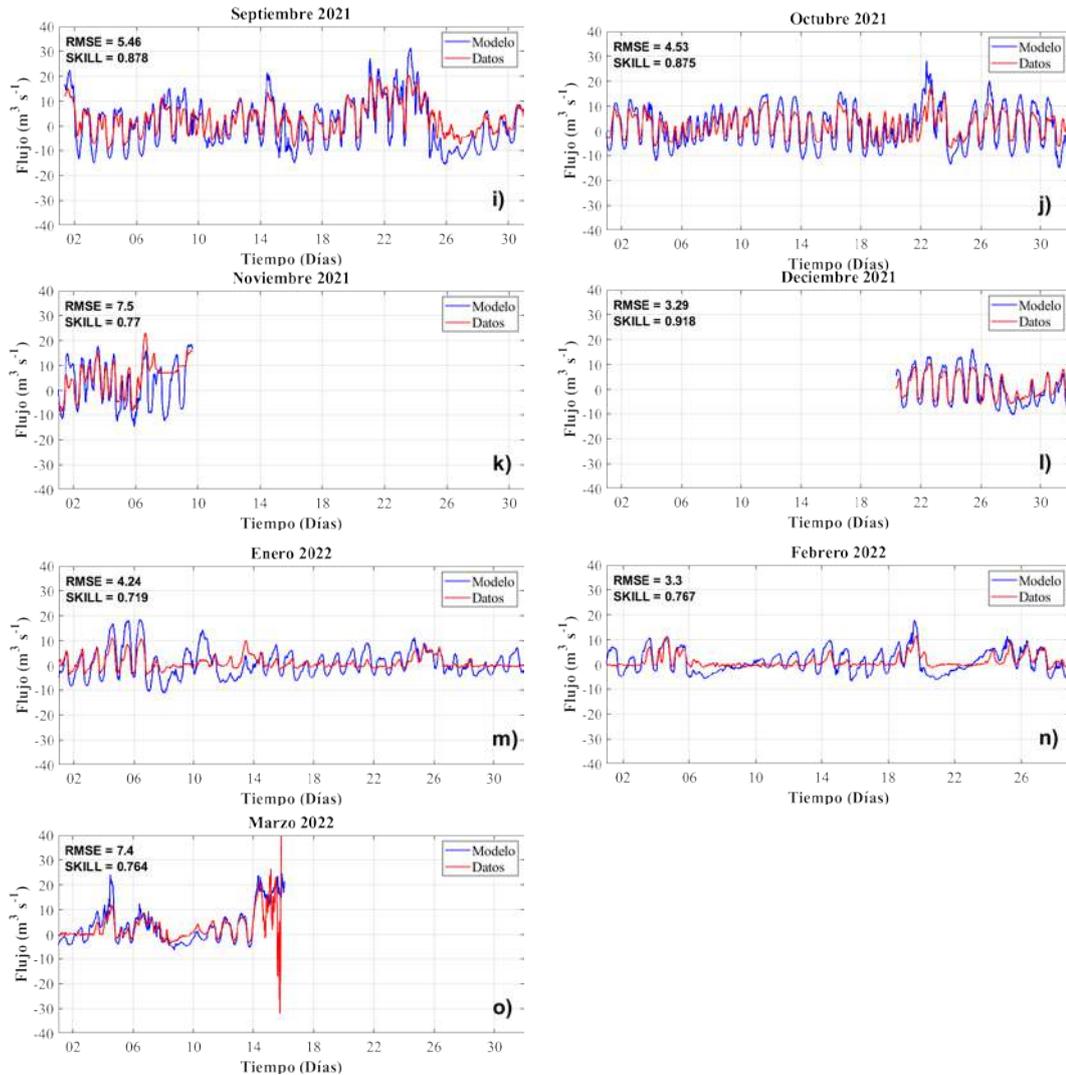


Figura 53. Intercambio estimado por el modelo vs intercambio estimado por corrientes ADCP entre el Mar Menor y el Mar Mediterráneo a través del Canal de Veneziaola (flujo positivo y negativo para la entrada y salida de agua del Mar Menor, respectivamente).

Tabla 16. Promedio mensual del intercambio ($m^3 s^{-1}$) a través del Canal de Veneziola, calculado mediante RMSE, habilidad predictiva y NRMSE (%). Las métricas de error con bajo grado de confianza debido a datos faltantes o anómalos están marcadas en amarillo.

Mes	2021			2022		
	RMSE ($m^3 s^{-1}$)	Skill	NRMSE (%)	RMSE ($m^3 s^{-1}$)	Skill	NRMSE (%)
Enero	11.5	0.190	42	4.2	0.719	29
Febrero	7.1	0.651	39	3.3	0.767	24
Marzo	7.1	0.553	38	7.4	0.764	7
Abril	7.1	0.697	30			
Mayo	9.2	0.527	23			
Junio	7.0	0.712	40			
Julio	7.7	0.682	33			
Agosto	5.9	0.807	26			
Septiembre	5.5	0.878	18			
Octubre	4.5	0.875	18			
Noviembre	7.5	0.770	24			
Diciembre	3.3	0.918	19			
Media	6.3	0.768	29	3.8	0.743	27

La comparación muestra una gran variabilidad en el ajuste entre los flujos estimados por el modelo y los estimados por ADCP para el Canal de Veneziola, lo cual está relacionado con la baja calidad de las observaciones ADCP, especialmente en los primeros 5 meses de 2021, con numerosos huecos en las series temporales, junto con valores anómalos, que se presentan aquí pero no se consideraron en la discusión de los resultados. Sin embargo, en los meses donde la calidad de los datos es mejor, como junio, julio, agosto, septiembre y octubre de 2021, y enero y febrero de 2022, el modelo mostró una buena precisión en la reproducción de los patrones de flujo, aunque con cierta sobreestimación de los

flujos máximos. Este acuerdo se confirma con los valores más bajos de RMSE (entre 4 y 8 m³ s⁻¹) y valores más altos de habilidad predictiva (entre 0.700 y 0.900). Cabe destacar que, a diferencia de los otros canales, los flujos calculados aquí no son los flujos que el Mar Menor intercambia con el Mar Mediterráneo a través del Canal de Veneziola, sino el flujo que entra y sale del Canal de Veneziola, ya que solo una pequeña porción de este flujo llega al Mar Mediterráneo debido a que la entrada está obstruida con sedimentos.

3.2.2.3. Validación temperatura del agua – Series temporales

La precisión del modelo en reproducir las variaciones de la temperatura del agua también se evalúa en esta sección. Aquí, las Figuras 54 y 55 muestran la comparación entre los resultados del modelo y la serie temporal interpolada de la temperatura del agua observada. La Tabla 17 resume los resultados de los cálculos de las métricas.

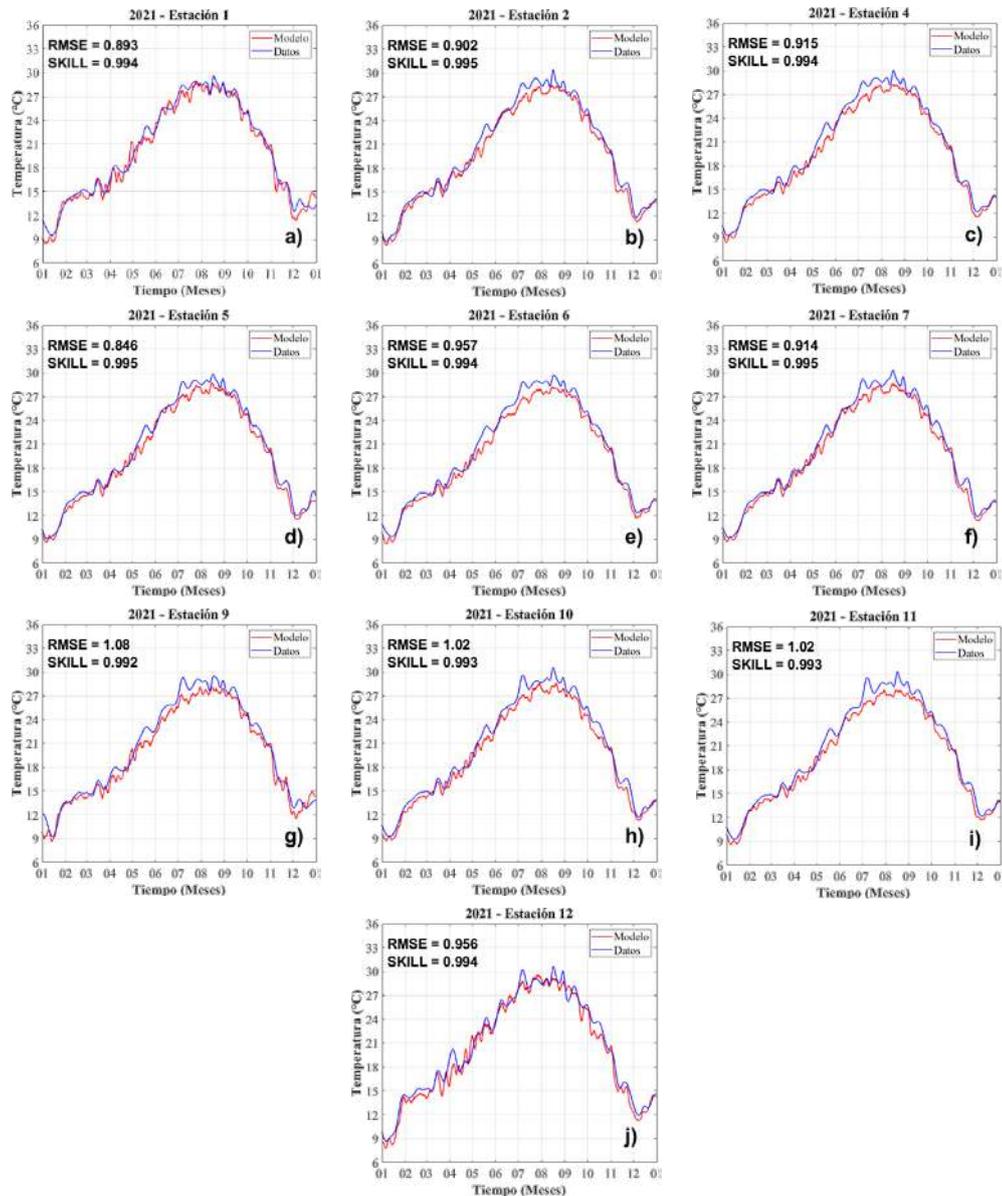


Figura 54: Resultados del modelo frente a los valores observados de temperatura del agua (°C), para el año 2021, en cada una de las 10 estaciones del Servicio de Pesca dentro del Mar Menor.

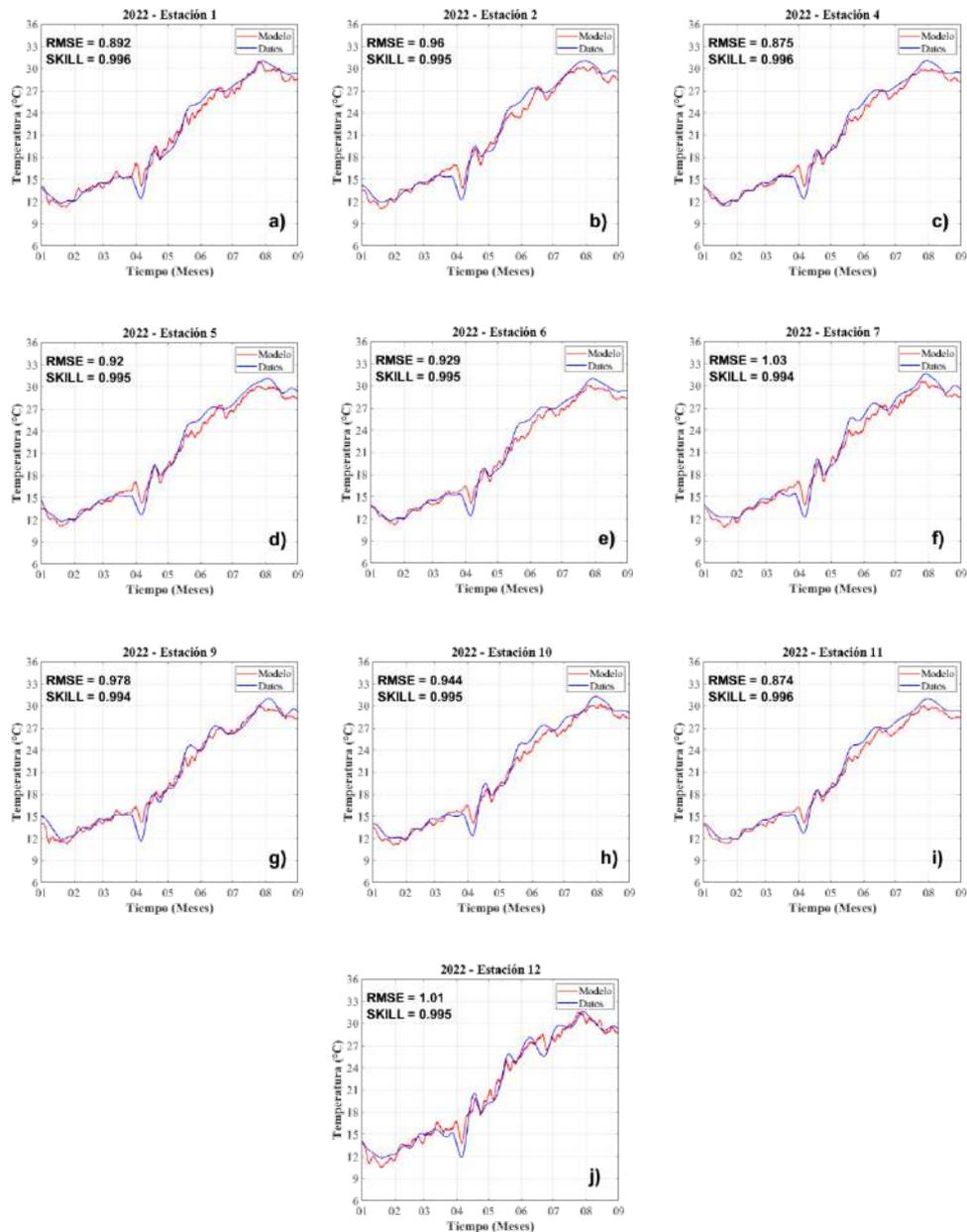


Figura 55: Resultados del modelo frente a los valores observados de temperatura del agua, para el año 2022, en cada una de las 10 estaciones del Servicio de Pesca dentro del Mar Menor.

Tabla 17. RMSE promedio anual, Skill y NRMSE (%) de la temperatura del agua modelada en cada estación.

Estación	2021			2022		
	RMSE (°C)	Skill	NRMSE (%)	RMSE (°C)	Skill	NRMSE (%)
1	0.89	0.994	4	0.89	0.996	5
2	0.90	0.995	4	0.96	0.995	5
4	0.92	0.994	4	0.88	0.996	5
5	0.85	0.995	4	0.92	0.995	5
6	0.96	0.994	5	0.93	0.995	5
7	0.91	0.995	4	1.03	0.994	5
9	1.10	0.992	5	0.98	0.994	5
10	1.02	0.993	5	0.94	0.995	5
11	1.02	0.993	5	0.87	0.996	5
12	0.96	0.994	4	1.01	0.995	5
Mes	0.95	0.994	4	0.94	0.995	5

Las figuras muestran la gran precisión del modelo en reproducir las variaciones de la temperatura del agua dentro de la laguna. Los valores de RMSE generalmente son inferiores a un grado, lo que corresponde a entre el 4 y el 5% del rango anual de la temperatura del agua, y los valores de Skill cercanos a 1 demuestran la excelente concordancia entre los resultados del modelo y los valores observados de la temperatura del agua. Por lo tanto, se puede considerar que el modelo es una excelente herramienta para reproducir los patrones de temperatura del agua dentro de la laguna en todo el período de simulación.

3.2.2.1. Validación de temperatura del agua – Perfiles verticales

Finalmente, las Figuras 56 a 59 muestran la comparación entre los perfiles verticales de temperatura del agua modelados y observados, para las 10 estaciones del Servicio de Pesca para los días 4 de enero, 11 de abril, 17 de agosto y 5 de noviembre de 2022.

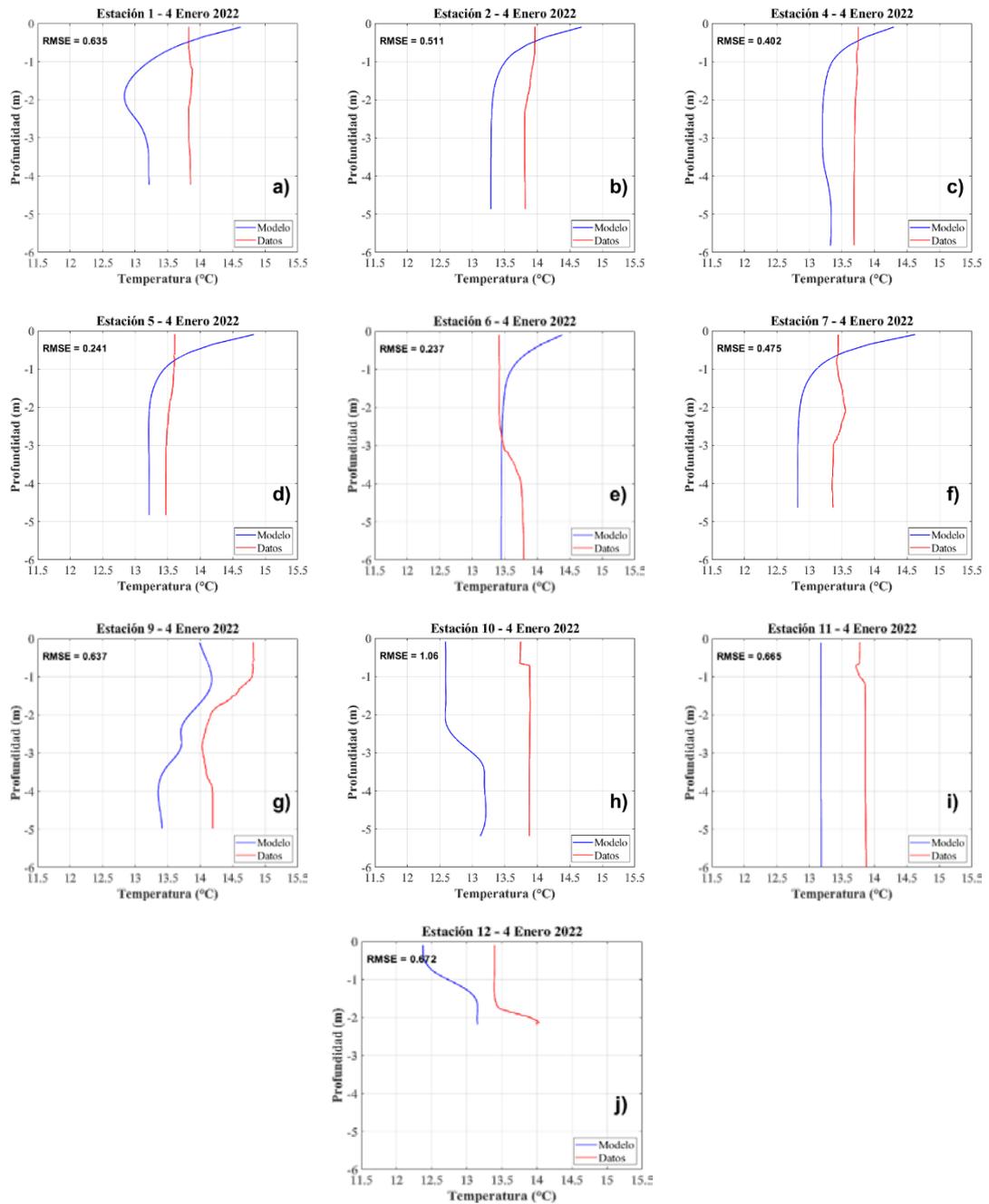


Figura 56: Perfiles verticales de temperatura del agua modelados frente a los observados para las 10 estaciones del Servicio de Pesca para el 4 de enero de 2022.

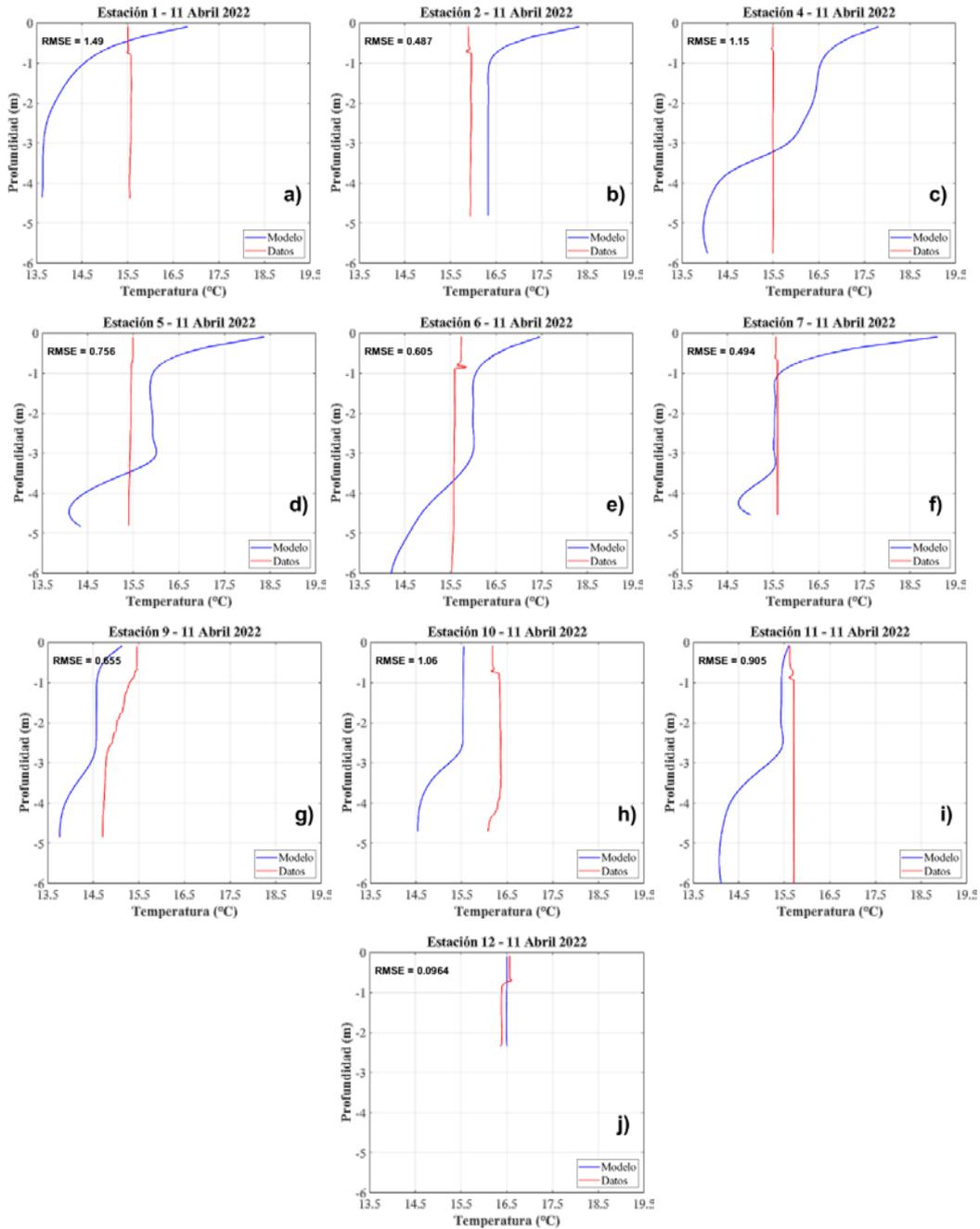


Figura 57. Perfiles verticales de temperatura del agua modelados frente a los observados para las 10 estaciones del Servicio de Pesca, para el 11 de abril de 2022.

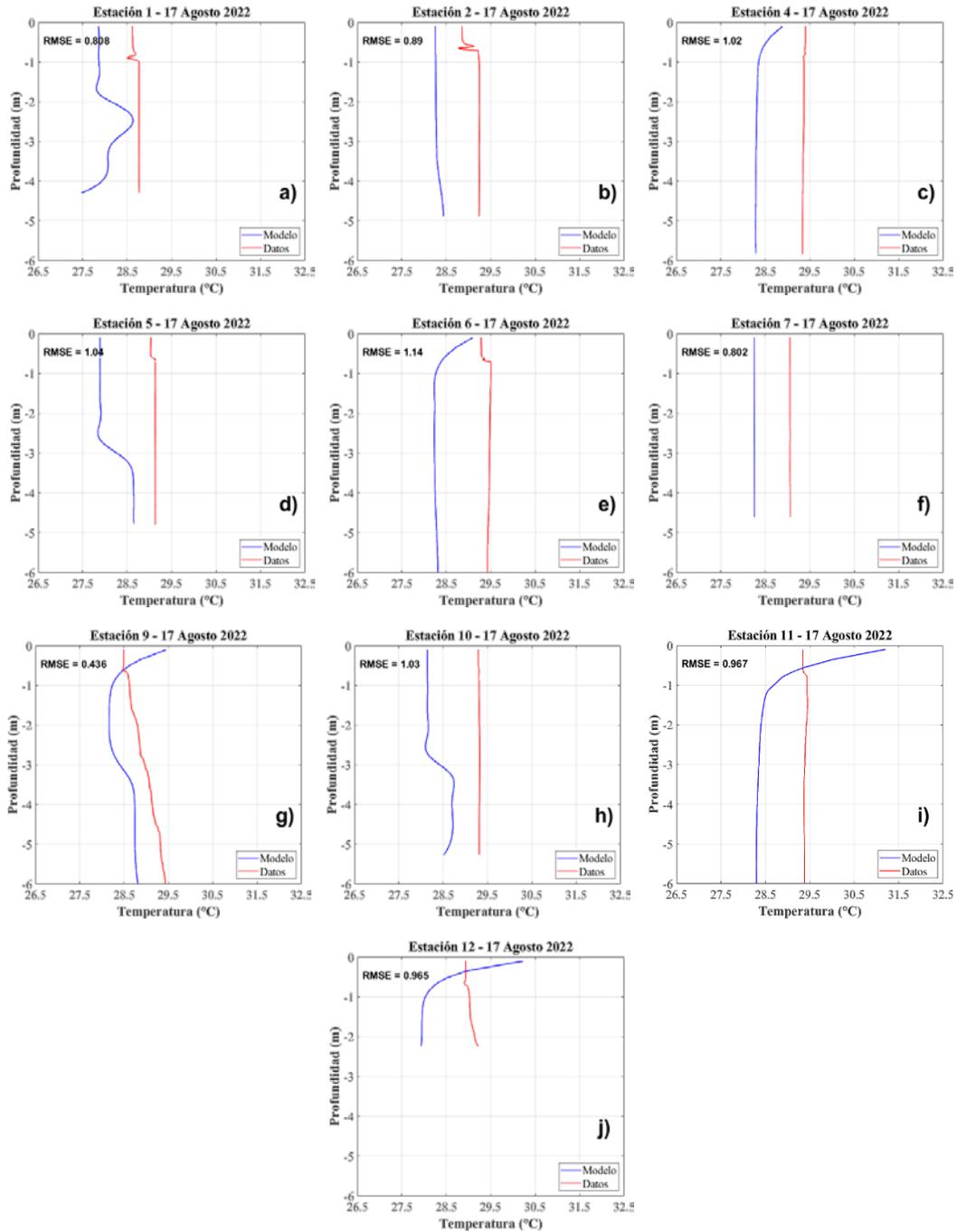


Figura 58. Perfiles verticales de temperatura del agua modelados frente a los observados para las 10 estaciones del Servicio de Pesca, para el 17 de agosto de 2022.

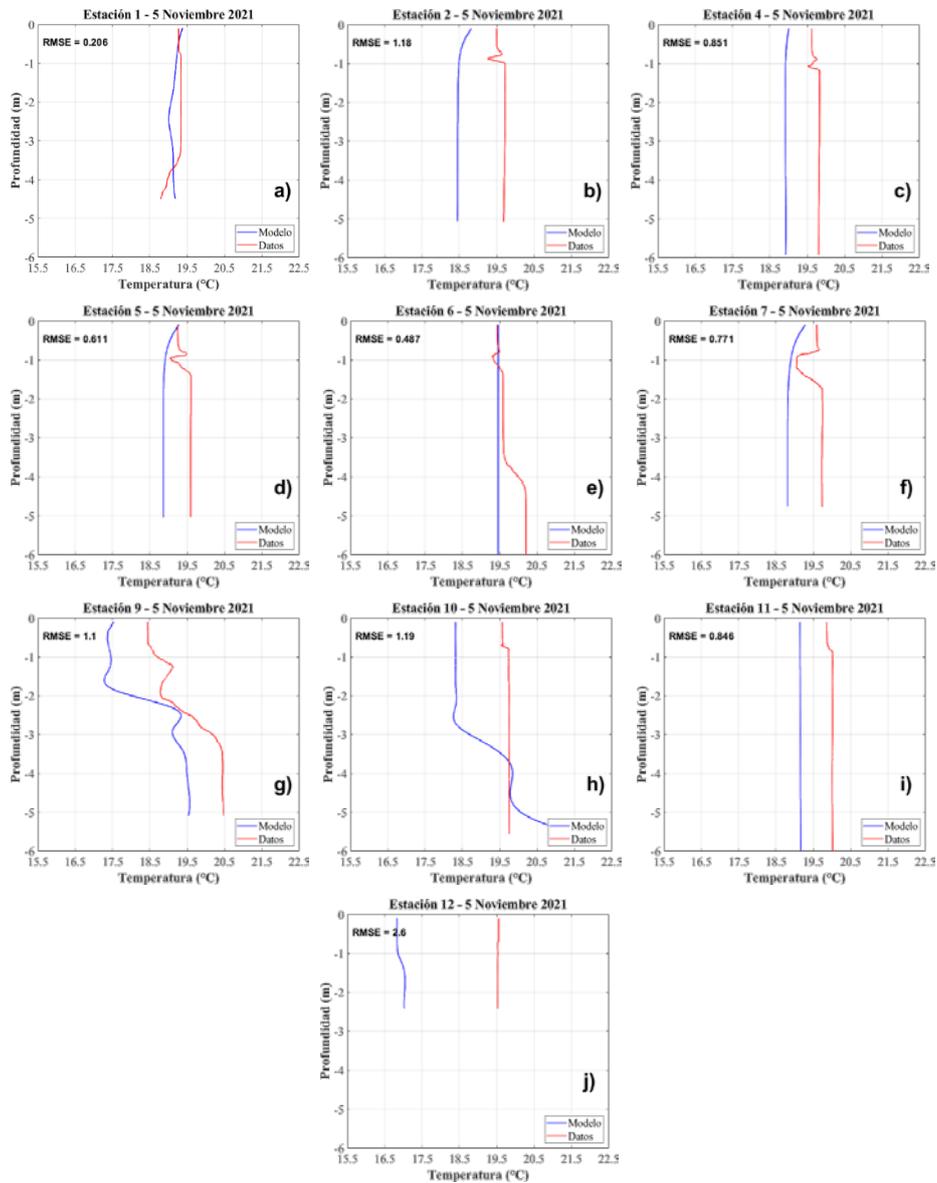


Figura 59. Perfiles verticales de temperatura del agua modelados frente a los observados para las 10 estaciones del Servicio de Pesca, para el 5 de noviembre de 2022.

Aunque la estratificación de salinidad es prácticamente inexistente en la mayoría de las estaciones, la temperatura del agua muestra una mayor variabilidad en la columna de agua. Los resultados del modelo sugieren que la temperatura del agua está ligeramente estratificada en la mayoría de las estaciones, pero esto no se observa en los perfiles verticales medidos in situ, especialmente para las estaciones 1 a 6 (Figura 58). Esto puede deberse a que la primera capa de la columna de agua es muy delgada (solo el 5% de la profundidad de la columna de agua), lo cual es necesario para que el modelo pueda resolver los procesos complejos que ocurren en la interfaz tierra-mar. También debe tenerse en cuenta que los perfiles verticales observados desde los primeros 0.5 metros fueron descartados e interpolados basándose en los valores en profundidades por debajo de 0.5 metros, ya que a pequeñas profundidades el sensor de temperatura del agua no está completamente sumergido y se producen valores anómalos. Esto significa que la temperatura del agua puede estar estratificada en la realidad, ya que los primeros centímetros de la columna de agua son muy propensos a cambios debido a la variación diurna de la temperatura del agua. Sin embargo, cabe destacar que el modelo reprodujo con éxito la estratificación observada de la temperatura del agua en las estaciones 9, 10 y 12. Además, los valores de RMSE tampoco son superiores a 1.1 °C, lo que muestra

que las diferencias entre los perfiles verticales modelados y medidos son pequeñas.

En cuanto a los perfiles verticales de abril (Figura 57), debido a las temperaturas más cálidas, el modelo muestra estratificación en las capas superiores, con aguas más cálidas en las capas superficiales seguidas de agua más fría en las capas profundas. Sin embargo, los valores de RMSE no son superiores a 1.5 °C. Este efecto puede deberse a la hora de la toma de muestras cuando el sol comienza a calentar la parte más superficial.

En agosto (Figura 44), el agua ya está caliente en toda la columna de agua y la estratificación vertical de la temperatura del agua es menor. Sin embargo, el modelo aún la sobreestima en algunas estaciones. No obstante, los valores de RMSE nuevamente no son superiores a 1.5 °C.

Finalmente, en noviembre (Figura 59), la temperatura del agua es verticalmente homogénea en la mayoría de las estaciones y los errores no son superiores a 1.2 °C, excepto en la estación 12, donde se encontró una diferencia de más de 2 °C. Sin embargo, se debe hacer una observación al perfil vertical de la estación 9, donde los datos muestran una estratificación muy compleja de la temperatura del agua, con varias fluctuaciones en la columna de agua. A pesar de ser particularmente complejo, este patrón está muy bien representado por el

modelo, lo que es un claro ejemplo de las capacidades del modelo para reproducir gradientes de temperatura del agua independientemente de su complejidad.

En general, se puede considerar que esta implementación del modelo es una herramienta adecuada para reproducir los patrones de temperatura del agua en Mar Menor. La validación del modelo se puede considerar concluida, y aunque se deben realizar mejoras adicionales, se identifican en este informe y se implementarán en el modelo. Estas mejoras corregirán algunos errores encontrados durante el análisis de los resultados y que pueden afectar la calidad de los resultados, asegurando las salidas más precisas. Esto convierte a esta implementación de ROMS en una herramienta potente para evaluar la hidrodinámica y los patrones hidrográficos de Mar Menor, que puede servir como base para la integración con modelos de biogeoquímica, transporte de sedimentos y modelos de olas (COAWST).

3.2.2.2. Validación de salinidad – Series temporales

La precisión del modelo en la reproducción de las variaciones de salinidad en el Mar Menor se evaluó mediante la comparación entre las series temporales observadas para 10 estaciones del Servicio de Pesca dentro del Mar Menor. Las mediciones semanales se interpolaron para formar una serie temporal anual de

salinidad para cada estación. Los resultados de la comparación de salinidad para 2021 y 2022 se muestran en las Figuras 60 y 61. La Tabla 18 resume los resultados de los cálculos métricos de error.

Tabla 18. RMSE promedio anual, habilidad (Skill) y NRMSE (%) de la salinidad modelada en cada estación.

Estación	2021			2022		
	RMSE	Skill	NRMSE (%)	RMSE	Skill	NRMSE (%)
1	1.16	0.829	17	1.00	0.860	27
2	1.07	0.874	28	1.00	0.891	23
4	1.76	0.718	56	1.11	0.849	27
5	1.51	0.765	27	0.83	0.898	20
6	1.98	0.672	63	1.31	0.765	36
7	1.03	0.869	21	0.53	0.950	13
9	0.91	0.860	21	1.17	0.712	24
10	1.74	0.699	55	1.14	0.773	36
11	2.25	0.592	74	1.69	0.610	53
12	1.40	0.769	42	0.92	0.840	27
Media	1.48	0.765	40	1.07	0.815	29

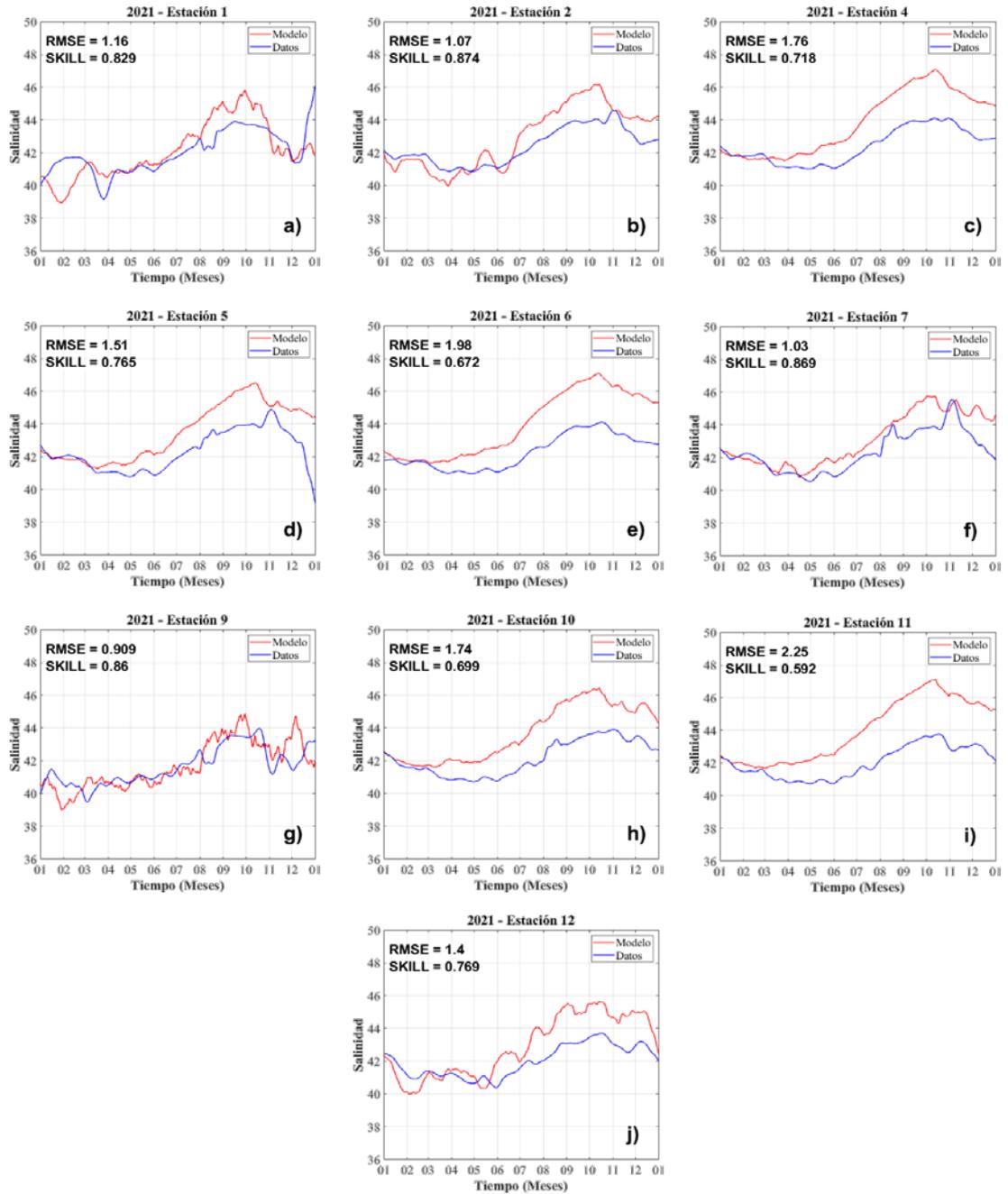


Figura 60: Resultados del modelo vs. valores observados de salinidad, para 2021, en cada una de las 10 estaciones del Servicio de Pesca dentro del Mar Menor.

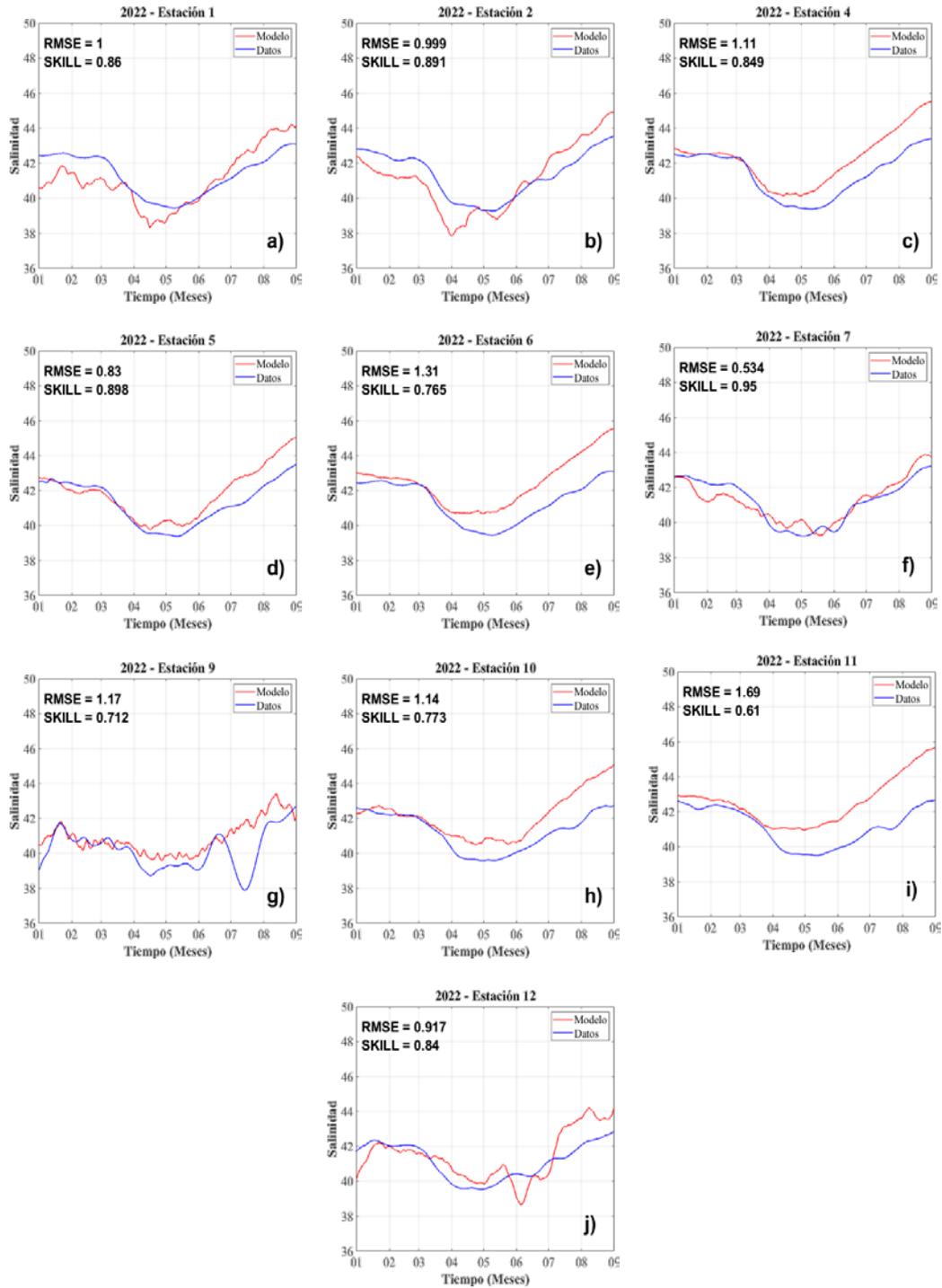


Figura 61: Resultados del modelo vs. valores observados de salinidad, para 2022, en cada una de las 10 estaciones del Servicio de Pesca dentro del Mar Menor.

Como se puede observar, el modelo es capaz de reproducir la tendencia anual de la salinidad para todas las estaciones. Los valores de RMSE oscilan entre 0.9 y 2.3 unidades de salinidad en 2021 y entre 0.8 y 1.7 unidades de salinidad en 2022, lo que sugiere una reproducción bastante mejor de los patrones de salinidad en el segundo año, pero puede deberse a una serie temporal más corta. Sin embargo, mientras que durante los primeros tres meses de ambos años, la salinidad modelada y observada son muy cercanas entre sí, a partir de abril, las líneas de salinidad comienzan a distanciarse, ya que la salinidad del modelo aumenta más que la salinidad de las observaciones. Esto se observa en la mayoría de las estaciones, pero las diferencias son mayores en las estaciones 6, 10 y 11, ubicadas en el centro del Mar Menor, y que presentan el NRMSE más alto, que oscila entre el 35 y el 80% del rango anual de salinidad. Este problema requiere una investigación más a fondo, pero hay algunas posibilidades que pueden explicar por qué ocurre esto entre las que se encuentran:

- Subestimación del caudal de agua dulce de las ramblas durante episodios extremos de lluvia: Mar Menor es una laguna costera donde el agua tiene un tiempo de residencia muy alto. Esto significa que, durante un evento extremo de agua dulce, la salinidad media disminuirá abruptamente y tomará mucho tiempo recuperarse a los niveles previos a la inundación. Esto se notó especialmente durante el evento DANA de 2019, donde,



según los datos del Servidor de Datos Científicos del Mar Menor, la salinidad media de Mar Menor cayó de casi 45.5 a 39 y 1 año después, la salinidad media solo se recuperó a 42.6. Si la estimación del caudal de agua dulce es subestimada, menos agua dulce entrará en la laguna y la salinidad disminuirá menos de lo que debería. Contrariamente, si el caudal de agua dulce prescrito en el modelo es más alto de lo que debería, más agua dulce entrará en la laguna y circulará en el sistema durante mucho tiempo antes de ser completamente arrastrada, lo que inducirá un error de subestimación de la salinidad.

- Falta de monitoreo constante de las ramblas: la Confederación Hidrográfica del Segura proporciona datos de caudal de agua dulce de la Rambla del Albuñón (el afluente más importante del Mar Menor), con una muy buena resolución de 10 minutos. Sin embargo, hay muchos otros afluentes, como Lengua de Vaca, Lo Poyo, Rambla de Las Matildes, El Carmolí, Rambla de Miranda, Obra de paso bajo carretera Los Urrutias y Freático Los Alcázares, que no están bien documentados y están secos la mayor parte del tiempo. El Canal Mar Menor realiza mediciones semanales de varios parámetros (incluido el flujo de agua dulce) en los afluentes mencionados anteriormente, que se interpolan y utilizan para forzar el modelo. Sin embargo, si la medición semanal se perdió un evento extremo de lluvia (y esto tiene muchas posibilidades de ocurrir, ya que esos eventos son cortos), la entrada de agua dulce en la laguna se



subestimaré. Sin un monitoreo continuo, es imposible forzar adecuadamente el modelo y garantizar que se esté prescribiendo la entrada de agua dulce más precisa.

- Escorrentía superficial: además de los afluentes mencionados anteriormente, algunas escorrentías superficiales y aguas pluviales fluirán hacia la laguna, lo que constituirá otra fuente de agua dulce que es prácticamente imposible de predecir y que resultará en otra fuente de errores en las predicciones de salinidad.
- Subestimación del caudal de agua subterránea: el caudal de agua subterránea prescrito en el modelo se obtuvo de un modelo de agua subterránea (SUTRA). El caudal de agua subterránea depende de varias variables y no es una variable fácil de predecir, por lo que es posible que se produzca algún error en el caudal predicho por SUTRA desde el acuífero de Campo de Cartagena hacia el Mar Menor y tendrá su contribución a otra fuente de errores.
- Diferencias entre la lluvia de las prescripciones de HARMONIE y la lluvia que ocurrió en la realidad: nuevamente, HARMONIE, a pesar de ser una herramienta muy potente de predicción atmosférica, tiene algunos errores asociados. Si las prescripciones de lluvia son diferentes de la lluvia observada, las entradas atmosféricas de agua dulce también serán

diferentes, sumando su contribución a los errores observados en las predicciones de salinidad del modelo.

En resumen, debido al número de factores que gobiernan los patrones de salinidad en el Mar Menor, es una tarea muy compleja obtener el modelo perfecto que pueda predecir las variaciones de salinidad en la laguna con una precisión excelente. Sin embargo, los errores están dentro de los valores esperados, y el modelo predice bien el aumento de la salinidad media en el verano de casi 4 unidades de salinidad que ocurre cada año debido a la pérdida de agua por evaporación. Las recomendaciones enumeradas anteriormente deben tenerse en cuenta, ya que es de suma importancia tener los datos de escurrentía de agua dulce más precisos que se puedan prescribir en el modelo para garantizar las mejores predicciones de salinidad.

3.2.2.3. Validación salinidad – Perfiles verticales

En esta sección, se presentan perfiles verticales de condiciones invernales, primaverales, estivales y otoñales para validar el modelo para la salinidad en su componente vertical. La Figura 62 muestra la comparación entre los perfiles verticales modelados y observados medidos el 4 de enero de 2022 entre las 8 h y las 12 h.

En general, debido a la baja entrada de agua dulce, Mar Menor es una laguna verticalmente homogénea, lo que significa que la estratificación de la salinidad está ausente, excepto durante eventos extremos de lluvia, donde puede desarrollarse estratificación. Sin embargo, cerca de las entradas, el agua menos densa que proviene del Mar Mediterráneo fluye hacia la laguna a través de las capas superiores, por encima del agua más densa de Mar Menor, creando un aligera estratificación de esta manera. Esto es observable en la Estación 9, justo en frente del Canal del Estacio, que sufre la influencia del Mar Mediterráneo. Aunque ligeramente sobreestimada, la estratificación representada por las observaciones está bien reproducida por el modelo. En la estación 1 (frente a Gola de Marchamalo), el modelo representa una estratificación que no existe en los datos. Esto puede deberse a que la extensión del área estratificada es más pequeña en la realidad de lo que representa el modelo. Los perfiles verticales restantes son verticalmente homogéneos y muestran una gran concordancia entre los datos modelados y observados (con valores de RMSE de menos de 0.5 unidades de salinidad), excepto en la Estación 12, donde el RMSE es más alto (2.49).

En cuanto a los perfiles verticales de agosto (Figura 64), los valores de RMSE son más altos ya que la salinidad del modelo es más alta que en las observaciones, lo que se discutió en la subsección anterior. En las estaciones 1, 5, 9 y 10 se produce una estratificación baja que el modelo sobrestima ligeramente.

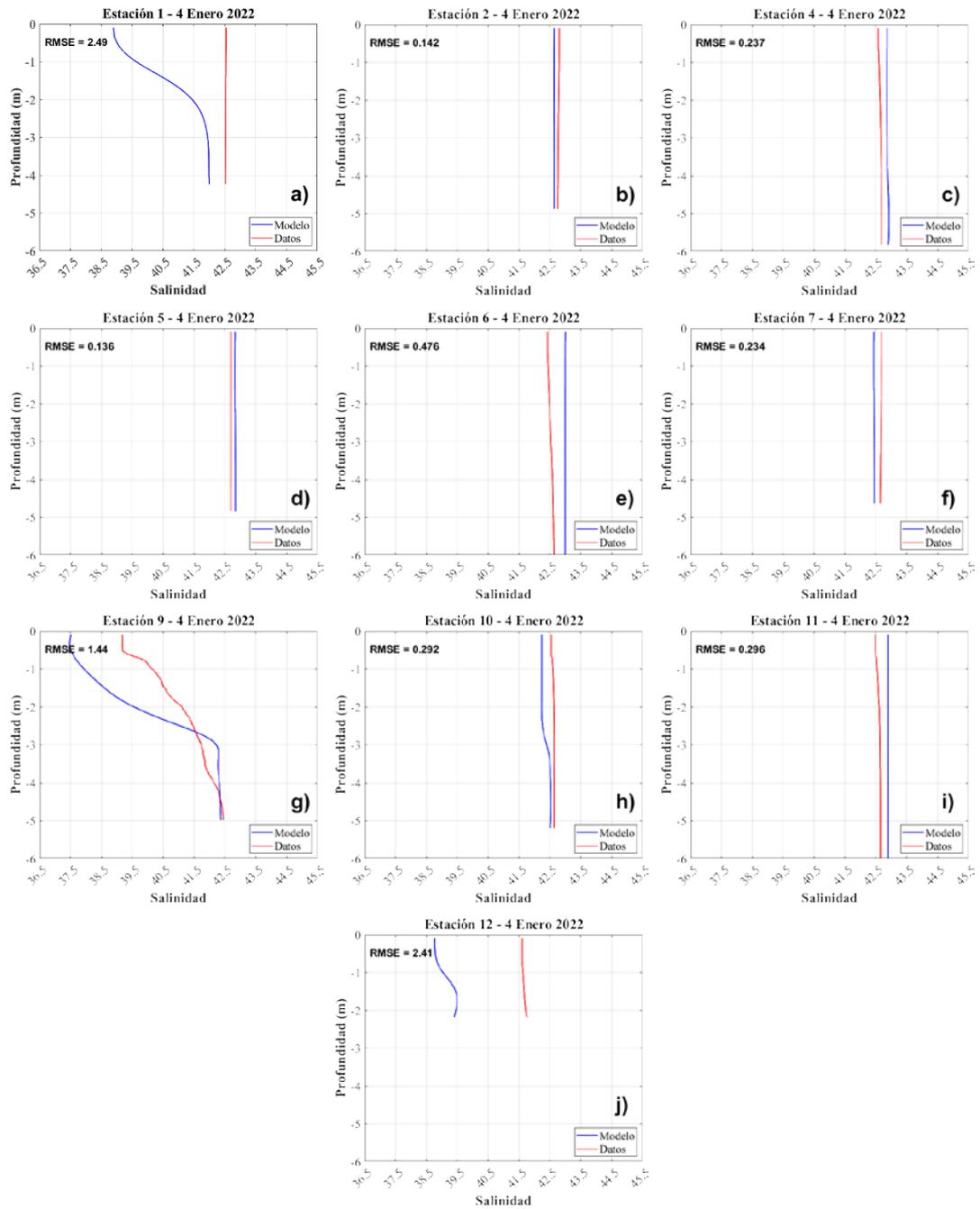


Figura 62: Perfiles verticales de salinidad modelados vs observados para las 10 estaciones del Servicio de Pesca, para el 4 de enero de 2022.

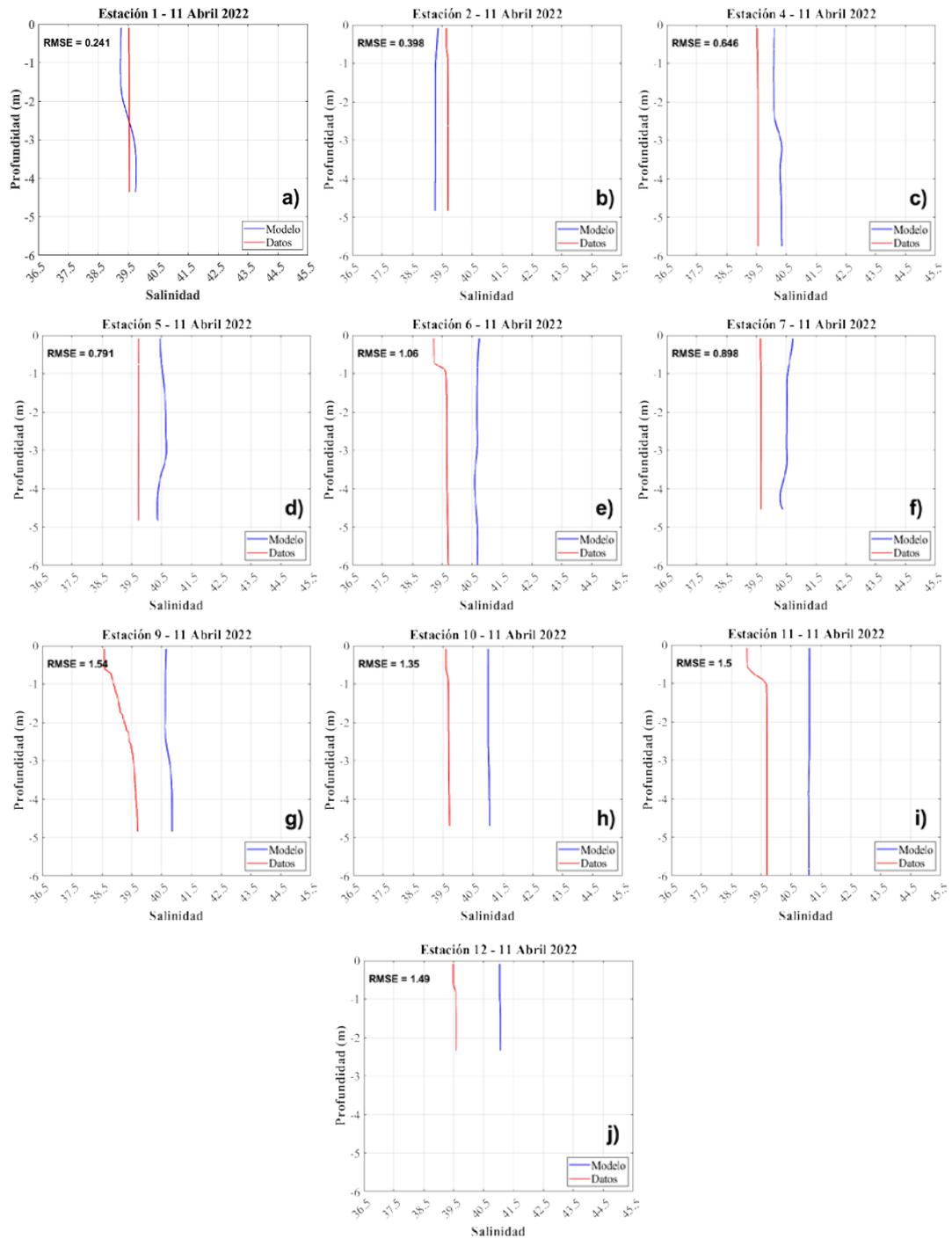


Figura 63: Perfiles verticales de salinidad modelados vs observados para las 10 estaciones del Servicio de Pesca, para el 11 de enero de 2022.

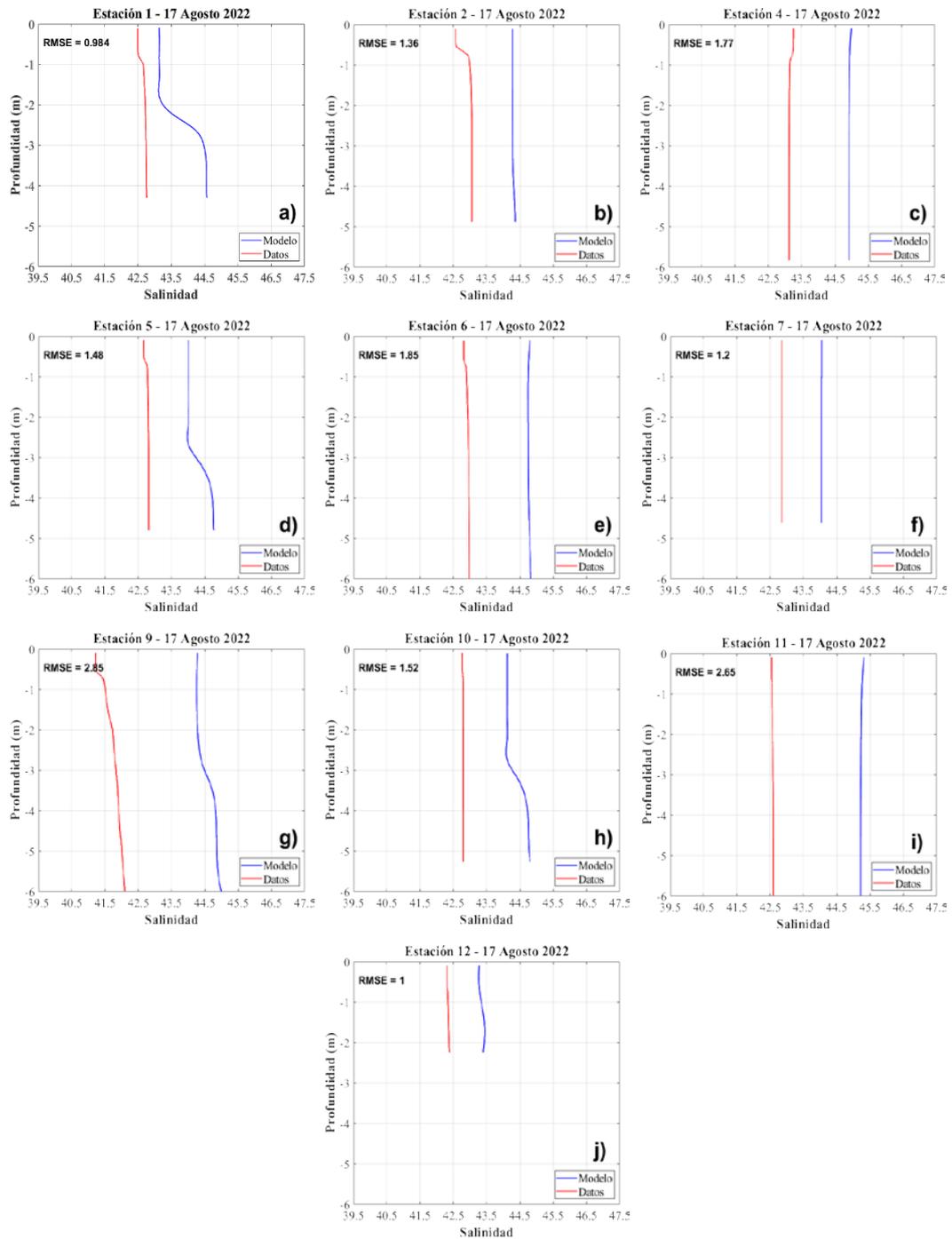


Figura 64: Perfiles de salinidad modelados vs observados para las 10 estaciones del Servicio de Pesca para 17 de agosto de 2022.

Por último, los perfiles verticales de noviembre (Figura 65) muestran el mismo patrón que se observó para agosto, con una columna de agua generalmente homogénea verticalmente y una baja estratificación en las estaciones 1, 5, 9 y 10 que está algo sobrestimada por el modelo. Hay que tener en cuenta que la estructura vertical de la salinidad es difícil de predecir, ya que depende de muchos forzantes, como el viento (que mezcla la columna de agua), la escorrentía de agua dulce (que crea estratificación) y la interacción entre el agua menos salada del Mar Mediterráneo y el agua más salada del Mar Menor. No obstante, el modelo, aunque sobrestima ligeramente la estratificación en algunas zonas, representó con éxito la estratificación de la salinidad, siendo adecuado para el análisis de los patrones verticales de salinidad en el Mar Menor.

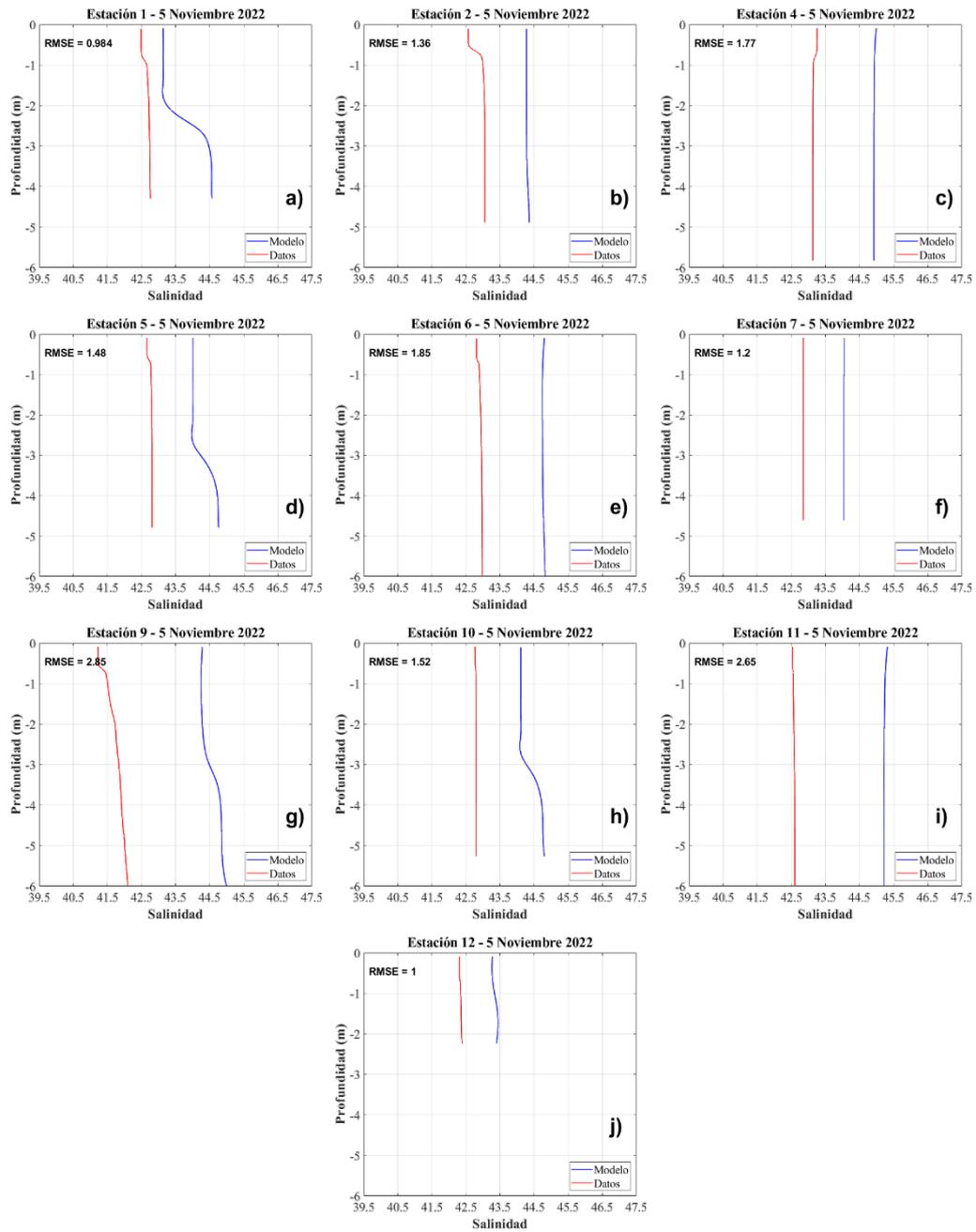


Figura 65: Perfiles de salinidad modelados vs observados para las 10 estaciones del Servicio de Pesca para el 5 de noviembre de 2022.

3.2.3. EVAPORACIÓN

Uno de los parámetros que puede proporcionar el modelo es la evaporación. La cantidad de agua que pasa a la atmósfera se compensa con una entrada de agua del Mediterráneo afectando así a los flujos en los canales. La determinación de este parámetro por el modelo es clave para determinar la salinidad de la laguna.

Según la AEMET, los años 2022 y 2023 han sido años récord de calor y esto debería influir en la evaporación y, por tanto, en la salinidad de la laguna. Los datos medios de la salinidad del Servidor de Datos Científicos del Mar Menor (SDC) indican una recuperación paulatina de la salinidad hacia niveles de 2018, previos a las Dana de 2019 cuando descendió bruscamente.

A la hora de redactar este informe se están procesando estos datos y se presentan aquí sólo de modo indicativo la serie temporal de evaporación de la laguna para el periodo de enero de 2021 a agosto de 2022, donde a falta de la cuantificación correspondiente, se aprecia la mayor evaporación de 2022 (Figura 66) y un mapa representativo de la evaporación de verano (junio) e invierno (diciembre) de 2021 (Figura 67).

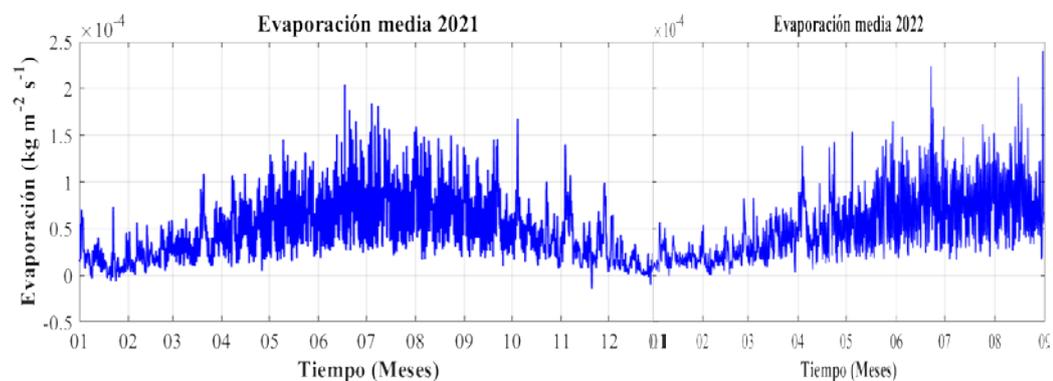


Figura 66. Serie temporal de evaporación del Mar Menor para el periodo de enero de 2021 a agosto de 2022.

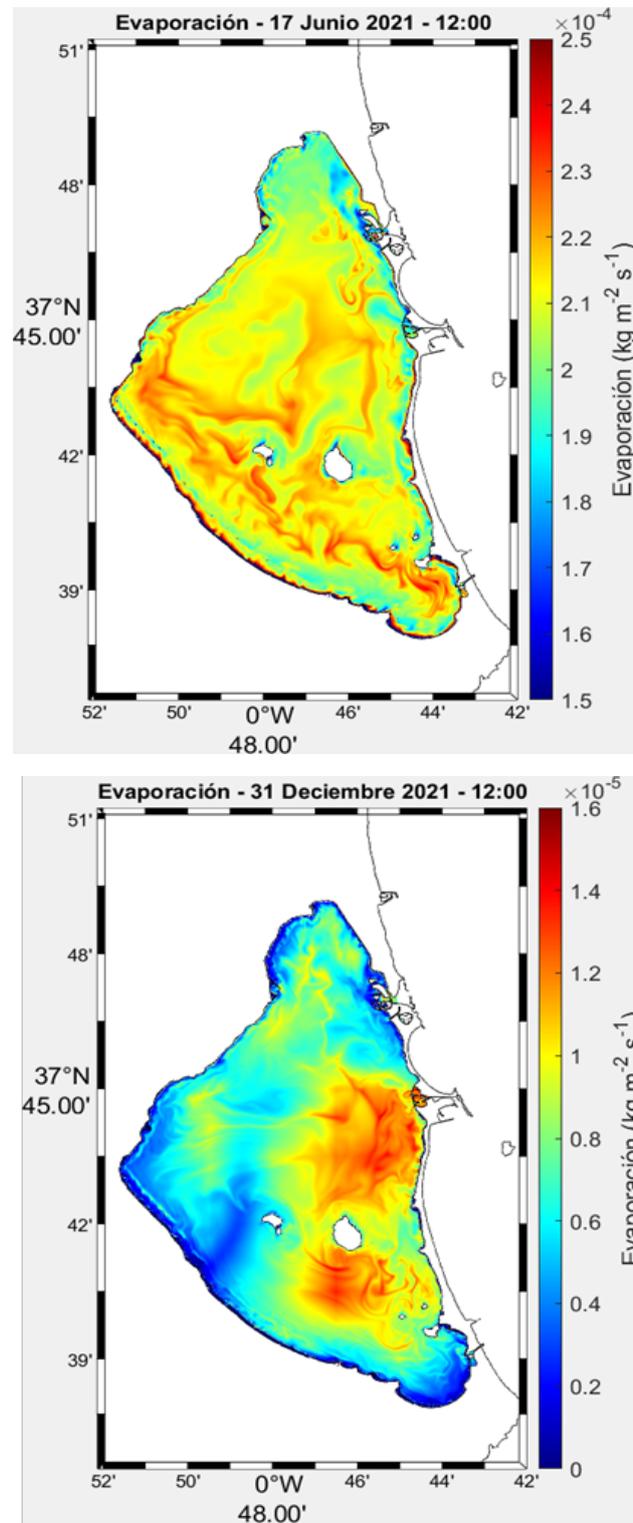


Figura 67. Mapas de vaporación de junio y diciembre de 2021 como representativos de verano e invierno.

3.3. HERRAMIENTA BASADA EN DESNIVELES ENTRE MARES

En este apartado se describen los trabajos desarrollados para la obtención de nuevas ecuaciones mejoradas del flujo en los canales a partir de los desniveles entre los dos mares.

Tal y como se ha indicado en el apartado de validación del modelo hidrodinámico, se dispone de ocho sensores de presión que miden el nivel del mar en diferentes puntos dentro y fuera de la laguna. Dado que las diferencias de nivel del mar son el principal mecanismo que fuerza el intercambio de agua, se han tomado dos de estos sensores como representativos, el del club náutico de Lo Pagán en el Mar Menor y el del puerto de San Pedro del Pinatar en el Mediterráneo. A partir de estos sensores se elaboraron (Gilabert et al., 2022) una serie de ecuaciones empíricas que se han utilizado para calcular el intercambio de agua en cada uno de los canales y comparar estas medidas con las que proporciona el modelo hidrodinámico. No obstante, y como estas medidas quedaron restringidas al tiempo de simulación utilizado en este trabajo, se han intentado expandir la serie lo más posible. Para ello se han recopilado los datos existentes, se han organizado correspondientemente y se han intentado cubrir los

huecos de las series cuando faltaban. Para ello se han incorporado en la serie algunos datos del nivel del mar Mediterráneo obtenidos del mareógrafo del Instituto Geográfico Nacional en el puerto de Cartagena.

Para el tratamiento de los datos se han tenido que desarrollar rutinas nuevas, tanto en MATLAB como en Python, puesto que los datos provienen de múltiples fuentes y por su naturaleza requieren tratamientos diferentes antes de poder utilizarlos en un análisis conjunto.

De esta forma se incluye en esta sección un trabajo más bien metodológico cuyos resultados deben ser todavía validados y por ello no se utilizarán definitivamente hasta su validación.

3.3.1. MEDIDAS DE ADCPS

Como ya se ha indicado, en cada uno de los canales se fondearon perfiladores de corriente de efecto Doppler (ADCP). Estos instrumentos hidroacústicos, registran principalmente la velocidad y dirección del agua en un rango determinado de profundidad, pero también disponen de sensor de presión, brújula magnética, sensor de temperatura del agua y un inclinómetro para la corrección de las medidas, etc. Se fondeó uno en el canal de Marchamalo, otro

en el canal de El Estacio y tres en la zona de Encañizadas compuesta por las golas de La Torre, El Charco y Veneziola. Los ADCP usados para este estudio tienen una capacidad de medida en un rango de 10 m/s y una precisión del 1 % del valor medio 0.005 m/s. Las baterías son de hasta 100 W permitiendo una autonomía estimada de 70 días.

En cada fondeo se genera un archivo que, tras ser procesado por la aplicación del fabricante del equipo, da lugar a una serie de archivos de texto con toda la información necesaria, tanto los metadatos, información del instrumento y parámetros de programación de trabajo, como de las medidas tomadas en ese periodo de tiempo. Para este trabajo se han necesitado los datos de presión para el cálculo de la profundidad, las medidas de la velocidad del agua (m/s) en el plano horizontal (x, y) para la determinación de la intensidad y dirección del flujo, y la amplitud de la señal para diferenciar las medidas válidas de las que no. En todos ellos cada fila representa un instante de tiempo de lectura y cada columna una capa diferente en la columna de agua. Siendo la primera capa la más cercana del fondo, en El Estacio las 12 celdas de 50 cm proporcionan medidas hasta los 6 m de altura desde el fondo, y en el caso de Marchamalo y Encañizadas son 10 celdas de 30 cm.

Para cada uno de los fondeos de ADCP se aplicó el siguiente procedimiento:



- Rotación de ejes: puesto que la dirección del flujo calculado debe ser paralelo a la orientación del canal, en El Estacio, Marchamalo y La Torre, que están orientados de Oeste a Este se ha usado la velocidad en el eje X sin rotar; pero en los casos de El Charco y Veneziaola a esta velocidad se le ha aplicado una rotación de ejes de 45 grados.
- Limpieza de datos: atendiendo a las siguientes fuentes de error de lectura; a) medidas tomadas con una amplitud inferior a 30 implican aguas demasiado limpias (sin suficientes partículas en suspensión) y por tanto, medidas poco fiables; b) los momentos en los que el ADCP no está fijo e inmóvil en el fondo se detectaron por cambios bruscos en la lectura de presión del sensor.
- Capas fuera del agua: en base a la profundidad existente en cada instante, se detectaron las capas que pertenecían al espacio aéreo, es decir, que no estaban sumergidas y que por tanto no debían tenerse en cuenta para la media de velocidad de columna del agua. Las lecturas en capas que incluían parte de agua y parte de aire tampoco fueron consideradas válidas en este estudio.

- Unión de datos en un solo fichero: una vez todos los archivos estaban procesados de esta manera, se unieron dando lugar a un único fichero para cada canal, con datos de instante de tiempo, profundidad y velocidad del agua en la dirección paralela al canal, siendo el signo positivo para aguas salientes del Mar Menor hacia el Mar Mediterráneo.

-

A partir de estos ficheros se pueden calcular los flujos (m^3/s) mediante la ecuación 7 para cada instante de tiempo de medición. En esta ecuación, la velocidad usada es la media aritmética de la velocidad en todas las capas con medidas válidas, el ancho del canal es el mostrado en la Tabla 19, y la altura vertical es la profundidad total existente en cada instante de tiempo. Es decir, aunque no se ha usado la velocidad medida en la última capa que incorporan parte de aire, al usar la profundidad completa sí se puede incorporar esta parte en el volumen total de agua desplazado.

$$Q (m^3/s) = v (m/s) \cdot W_c (m) \cdot H_c (m) \quad (\text{Ecuación 7})$$

donde Q es el flujo, v es la velocidad de corriente por el canal, W_c es la anchura del canal y H_c es la altura vertical del canal.

Tabla 19. Anchura de canal y ángulo a aplicar en la rotación de ejes para cada uno de los canales.

Canal	Ángulo de rotación (°)	Anchura (m)
El Estacio	0	39
Marchamalo	0	25.5
La Torre	0	31
El Charco	45	110
Veneziola	45	28

3.3.2. DATOS DE ELEVACIÓN POSTERIORES A OCTUBRE 2020

Las 8 estaciones en las que existen medidas de elevación son: Los Alcázares, Los Urrutias, Mar de Cristal, Encañizadas, Lo Pagán, La Isleta, Tomás Maestre y San Pedro. Son equipos S-WIDE de Widhoc S.L. con sensores de presión LMK807 corregidos atmosféricamente de BD-Sensors (Alemania) que ofrecen medidas de altura del nivel de mar con una frecuencia aproximada de 10 minutos. Como se ha comentado, y partiendo del estudio de López Castejón (2017), las dos estaciones que representan el nivel del mar en el Mediterráneo y Mar Menor son el CN Villa de San Pedro del Pinatar y el Club Náutico de Lo Pagán, respectivamente. De ahí que todo el proceso aquí desarrollado esté enfocado en

estas dos únicamente. El sensor de San Pedro presenta medidas desde el 29/09/2020, mientras que el de Lo Pagán se instaló más tarde y sus primeras medidas son del 14/10/2020. Aunque actualmente siguen funcionando, en este trabajo se han usado los datos de ambas estaciones hasta 08/08/2023.

El procedimiento aplicado a cada una de las estaciones por separado ha sido el siguiente:

- Pasar de hora local con cambios entre horario de verano e invierno a hora UTC.
- Eliminar las anomalías más acentuadas
- En estos puertos no existen nivelaciones disponibles para usar como ceros de referencia, por tanto, se ha usado el nivel medio de cada uno de los sensores como cero y se ha usado el valor residual. Además, se detectó un cambio de esta referencia el 14 enero 2021 entre las 17:30 y las 18:30 por movimiento del sensor. Esto se solucionó



usando dos referencias distintas para antes y después del suceso.

- Se aplicó una media móvil de 3 horas para suavizar los datos para eliminar valores puntuales demasiado extremos. Con un suavizado de 1 hora la diferencia no era notable y con 6 horas se perdía la variabilidad inducida por el efecto de la marea.
- Se interpolaron las medidas linealmente para obtener datos cada 5 minutos exactos por igual en ambos sensores (una interpolación de tipo spline cubico no proporcionó resultados mejores). Esta frecuencia se tomó para que coincidiera con la de los datos del ADCP con los que posteriormente se tenían que comparar. Como se comprobó anteriormente que no había huecos temporales superiores a 15 minutos, no se comete mucho error en la interpolación.



- Por último, se calculó el desnivel entre ambas estaciones para cada instante de tiempo atendiendo a la Ecuación 8. De esta manera un desnivel negativo implica un nivel mayor en San Pedro que en Lo Pagán y, por tanto, un flujo de signo también negativo del Mediterráneo al Mar Menor, es decir, de entrada de agua del Mediterráneo al Mar Menor. Por el contrario, un desnivel positivo indica mayor nivel en Lo Pagán que en San Pedro y por tanto un flujo positivo de salida de agua del Mar Menor hacia el Mediterráneo. Así pues, se define el sentido de los flujos de acuerdo con el sentido de la corriente en el eje X, hacia la derecha positivo, hacia la izquierda negativo.

$$\text{Desnivel} = \text{Elevación Lo Pagán} - \text{Elevación de San Pedro} \quad (\text{Ecuación 8})$$

3.3.3. DATOS DE ELEVACIÓN ANTERIORES A OCTUBRE 2020

Los sensores de presión se fondearon ocho veces consecutivas entre el 21/06/2019 y el 01/09/2020 para medir el nivel del mar de Lo Pagán. Al igual que los ADCP, tienen una fecha inicial y una fecha final de lectura, y por tanto se le ha aplicado el mismo tratamiento para eliminar las lecturas erróneas. Posteriormente al conjunto de medidas, unidas ya en un único archivo, se obtuvo el residual, se le aplicó una media móvil de tres horas y una interpolación lineal para tener datos cada cinco minutos.

El nivel del mar de Cartagena se usó como punto de referencia del Mar Mediterráneo y, por ende, de San Pedro del Pinatar. Se obtuvieron de la base de datos de la Red de Mareógrafos perteneciente al Instituto Geográfico Nacional (IGN, www.ign.es/web/ign/portal/inicio), institución configurada como una dirección general del Ministerio de Transportes, Movilidad y Agenda Urbana de España. La mayoría de las estaciones mareográficas de la red se encuentran en el interior de los puertos, como es en el caso de Cartagena. La estación está en una caseta donde se encuentra un pozo que conecta con el mar, ya sea directamente o por un sistema de filtrado, evitando así registrar el oleaje. Como mareógrafo presenta codificadores angulares, al igual que le acompañan sensores radar que

emiten impulsos cortos de radar que se reflejan en el agua y regresan al sensor en forma de eco.

La serie temporal comprende desde enero de 2018 hasta agosto de 2023 y la frecuencia de los datos brutos llega a variar en diferentes partes del intervalo de estudio, siendo minutal en algunos instantes y diezminutales en otros. Por este motivo, se hizo una limpieza de datos mediante una interpolación de los valores según las series temporales de los datos de observación, es decir, se hizo una interpolación cada diez minutos.

Tras eliminar la tendencia positiva observada su serie temporal, se compararon estas medidas con las de elevación ofrecidas por el sensor situado en San Pedro del Pinatar en las fechas en las que coincide la disponibilidad de ambas, dando lugar a una clara relación lineal con un R^2 de 0.8. Por tanto, se usó la elevación de Cartagena para estimar la elevación de San Pedro en las fechas anteriores a octubre 2020.

De esta manera se obtuvo un nuevo desnivel entre el Mar Menor y el Mar Mediterráneo con el que estimar el flujo de agua usando las ecuaciones empíricas explicadas anteriormente.

3.3.4. ECUACIONES EMPÍRICAS

Con se ha comentado previamente se habían diseñado ecuaciones empíricas para el cálculo de los flujos de intercambio de agua por los canales. No obstante, y al ampliar las series temporales de medidas, se han reescrito las ecuaciones aumentando su exactitud.

Para ello se parte de los periodos en los que se dispone simultáneamente de medidas de elevación en ambos mares y de ADCP en los distintos canales por separado, se han obtenido las cinco ecuaciones que estiman el flujo de agua en cada uno de ellos.

Se han enfrentado las medidas de flujo de agua frente a las de desnivel dando lugar a gráfico de dispersión de puntos. Sobre la nube de puntos se han probado distintas ecuaciones de ajuste usando diferentes funciones. Entre las opciones más barajadas cabe destacar la lineal, la polinomial de tercer grado y distintas sigmoidales. El análisis sobre la bondad del ajuste se ha basado principalmente el valor de r^2 y la forma en la que representa el comportamiento del flujo tanto con valores de desnivel bajos como con valores extremos ya sean positivos o negativo. Finalmente, como describe la Figura 68, se optó en todos los casos por aplicar una ecuación polinomial de grado 3. Seguidamente se estableció

el valor máximo del flujo (positivo o negativo) como constante a partir de desniveles superiores (positivos o negativos también).



Figura 68. Procedimiento aplicado a la ecuación de tercer grado para la obtención de la curva final con la que se ha estimado el flujo en base al desnivel.

De esta forma se llegó a los ajustes mostrados en la Figura 69 con un r^2 de 0.77, 0.68 y 0.56 para los canales de El Estacio, Marchamalo y Encañizadas respectivamente.

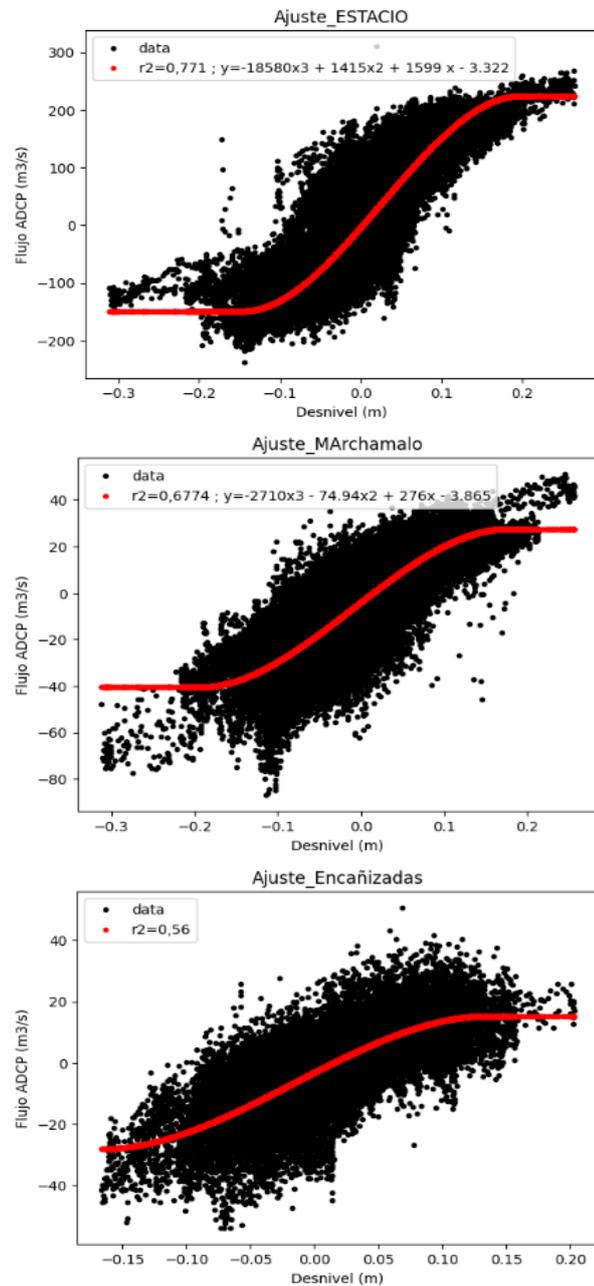


Figura 69. Flujo medido por ADCP (m³/s) frente al desnivel entre ambos mares y curva de ajuste (línea roja) para El Estacio, Marchamalo y Las Encañizadas.

En el caso de El Estacio, se mantuvo fuera de la ecuación un fondeo de ADCP (mayo y junio 2021) que presentaba profundidades anómalas y cuyos valores en la dispersión de puntos también eran sospechosos. Hay que destacar también que, aunque en las Encañizadas hay tres canales diferenciados se usó el sumatorio de los tres para la obtención de la ecuación general de la zona que integra mejor los resultados. Los valores disponibles para cada canal por separado son todavía pocos para establecer valores de alta fiabilidad.

La ecuación de Las Encañizadas se calculó asumiendo la suma de los flujos de los canales que componen el sistema. Todavía se dispone de series temporales de datos demasiado cortas como para establecer relaciones fiables tal y como indican la Figura 70 y la Tabla 20 donde se recogen las ecuaciones resultantes.

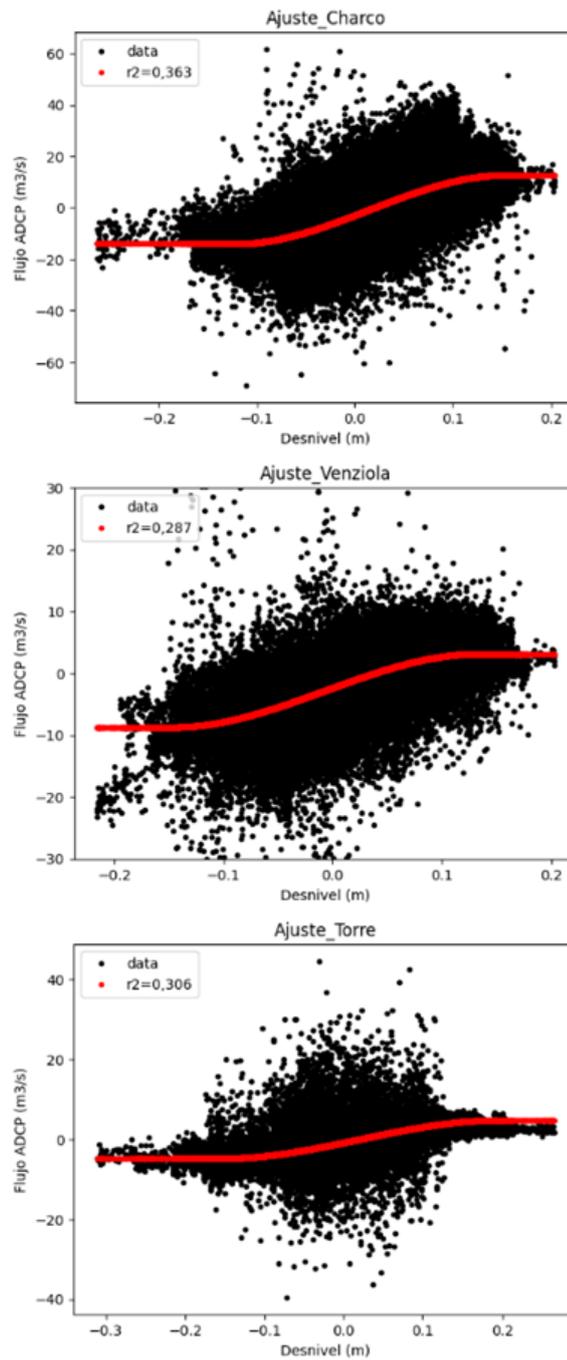


Figura 70. Flujo medido por ADCP (m³/s) frente al desnivel entre ambos mares y curva de ajuste (línea roja) para las golas del El Charco, La Torre y el canal de Veneziaola.



Tabla 20. Ecuaciones de ajuste y coeficiente de determinación del flujo frente a los desniveles entre mares para cada canal.

Gola	Ecuación	r ²
ESTACIO	$y = -18580x^3 - 1415x^2 + 1599x - 3.322$	0.771
MARCHAMALO	$y = -2710x^3 - 74.94x^2 + 276x - 3.865$	0,678
ENCAÑIZADAS	$y = -3150x^3 - 142.9x^2 + 213.4x - 3.08$	0.560
Charco	$y = -2700x^3 + 119.2x^2 + 146x - 2.836$	0.363
Torre	$y = -469.3x^3 + 27.28x^2 + 41.19x - 0.7924$	0.306
Veneziola	$y = -1109x^3 - 22.81x^2 + 63.86x - 2.35$	0.287

3.3.5. DEFINICIÓN DE SERIE TEMPORAL DE FLUJO NETO

Como se ha explicado anteriormente con toda esta información ya procesada se obtenían tres formas o vías de cálculo del flujo:

- Cálculo en base a las medidas de ADCP
- Estimación por desnivel entre medidas in situ de nivel del mar en San Pedro y Lo Pagán

- Estimación por desnivel entre San Pedro (a través de Cartagena) y medidas in situ de Lo Pagán

Cuando había disponibles dos métodos de cálculo para un mismo intervalo de tiempo, se ha seguido este mismo orden de prioridad.

La Figura 71 muestra la secuencia temporal del flujo en función del método de cálculo empleado. Hay pocos momentos en los cuales se puedan usar las medidas de ADCP (franja morada) pues no coinciden en el tiempo las medidas de todos los canales simultáneamente. Además, los datos más antiguos (franja roja) sólo cuentan con información de El Estacio y Marchamalo, dejando de lado las Encañizadas.

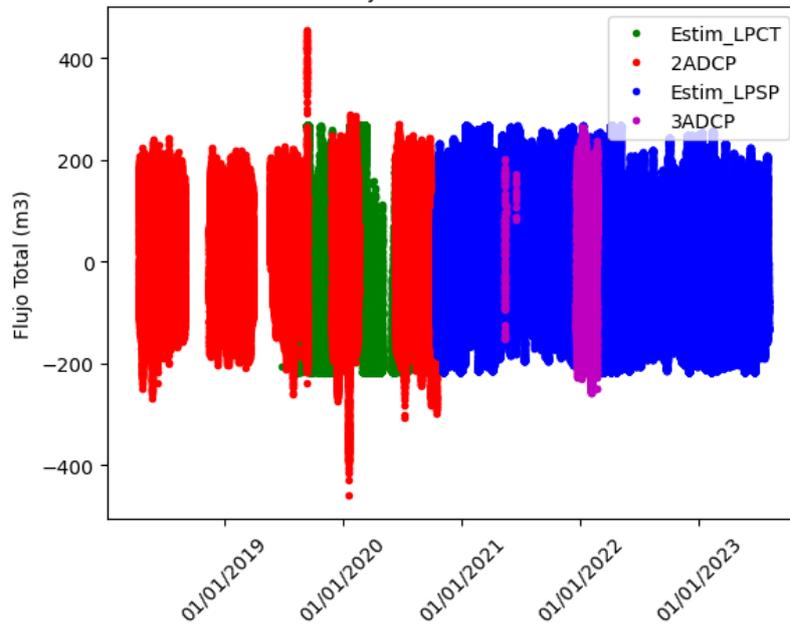


Figura 71. Flujo neto diario total (m³) diferenciado por colores en función de la fuente de medida. Lila representa medidas de ADCP en las tres estaciones; rojo son medidas de ADCP en las estaciones de El Estacio y Marchamalo; azul son estimaciones en base al desnivel entre San Pedro y Lo Pagán; verde son estimaciones en base al desnivel entre Cartagena y Lo Pagán.

No obstante, para realizar el análisis descriptivo del efecto de las variables meteorológicas sobre el flujo, se ha optado por analizar únicamente la serie de El Estacio. Es la más completa en el tiempo, y la que menor error comete en la estimación del flujo a través de la ecuación. Por último, en lugar de usar el flujo instantáneo (datos cinco minútales), se ha calculado el flujo bruto de salida, el bruto de entrada y el flujo neto tanto diario, como mensual y anual. Para ello se ha asumido un flujo constante en el transcurso de esos cinco minutos y se han

realizado sumatorios de todos los valores positivos (bruto de salida), de todos los valores negativos (bruto de entrada) y de todos los valores en su totalidad (neto). Esto se ha realizado de manera mensual (diferencias estacionales) y anual (diferencias interanuales).

La Figura 72 muestra una comparación de la serie temporal de los flujos estimados a partir de las ecuaciones previas y las actuales para los años 2021 y 2022 donde en rojo se muestran los resultados de las ecuaciones previas y en azul los de las actuales. Se aprecia una mejora en los resultados que muestran las ecuaciones actuales frente a las antiguas al verse amortiguarse mucho más los picos extremos de aguas de salida del Mar Menor.

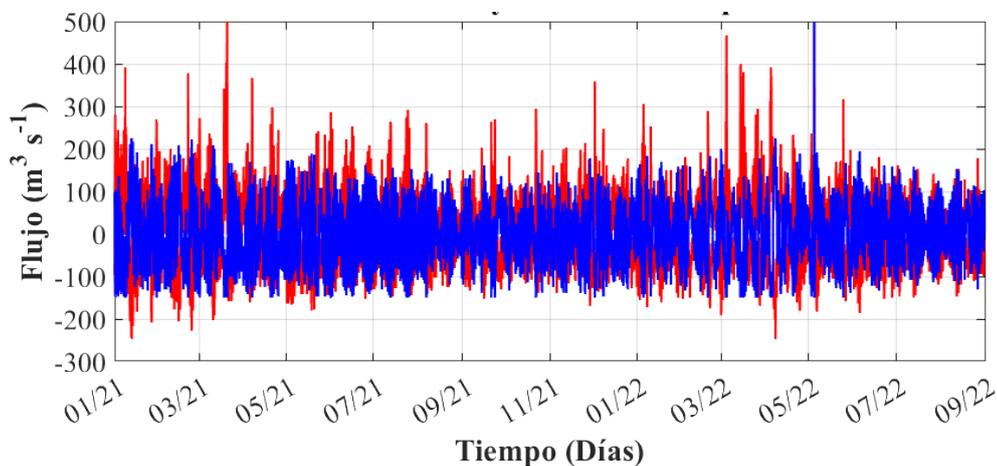


Figura 72. Comparación de flujos estimados con ecuaciones basadas en desniveles entre mares previas (rojo) y actuales (azul).



3.3.6. VALIDACIÓN DE FLUJOS EN LOS CANALES CON DATOS ESTIMADOS A TRAVÉS DEL MODELO ROMS

La validación de las nuevas ecuaciones basadas en desniveles a través de cada uno de los canales que conectan el Mar Menor con el Mar Mediterráneo se completó mediante la comparación entre los flujos calculados con las ecuaciones y los resultados del modelo.

Las Figuras 73 y 74 muestran la comparación entre los resultados del modelo y la solución de la ecuación de flujo de Canal del Estacio. En la Tabla 21 se resumen los resultados de los cálculos de las métricas de error de cada mes de simulación.

Tabla 21. Media mensual del RMSE ($m^3 s^{-1}$), Skill y NRMSE (%) del intercambio de agua a través del Canal del Estacio.

Month	2021			2022		
	RMSE ($m^3 s^{-1}$)	Skill	NRMSE (%)	RMSE ($m^3 s^{-1}$)	Skill	NRMSE (%)
January	36.9	0.948	10	29.9	0.943	9
February	32.5	0.957	9	29.4	0.949	8
March	34.7	0.936	10	34.8	0.935	11
April	24.5	0.965	8	35.8	0.938	10
May	28.8	0.958	9	36.0	0.921	5
June	21.7	0.974	7	21.5	0.970	7
July	18.5	0.981	6	17.4	0.977	6
August	19.0	0.968	6	18.7	0.968	7
September	24.2	0.953	8			
October	22.5	0.958	8			
November	36.2	0.918	11			
December	31.4	0.931	11			
Mean	27.6	0.954	9	27.9	0.950	8

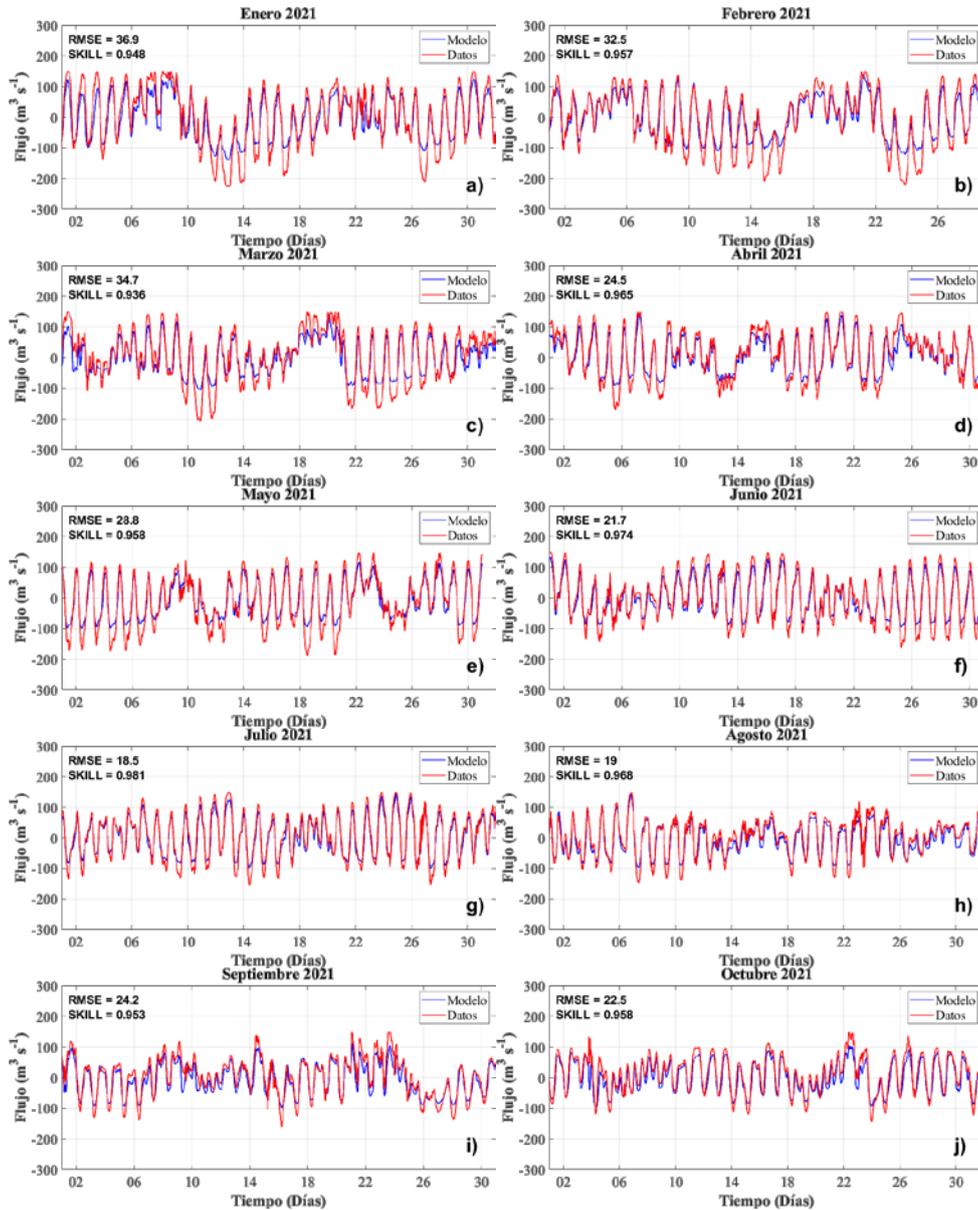


Figura 73: Ecuación de flujo estimado por el modelo frente a la ecuación de flujo: intercambio estimado entre el Mar Menor y el Mar Mediterráneo a través del Canal del Estacio (flujo positivo y negativo para el agua que entra y sale del Mar Menor, respectivamente).

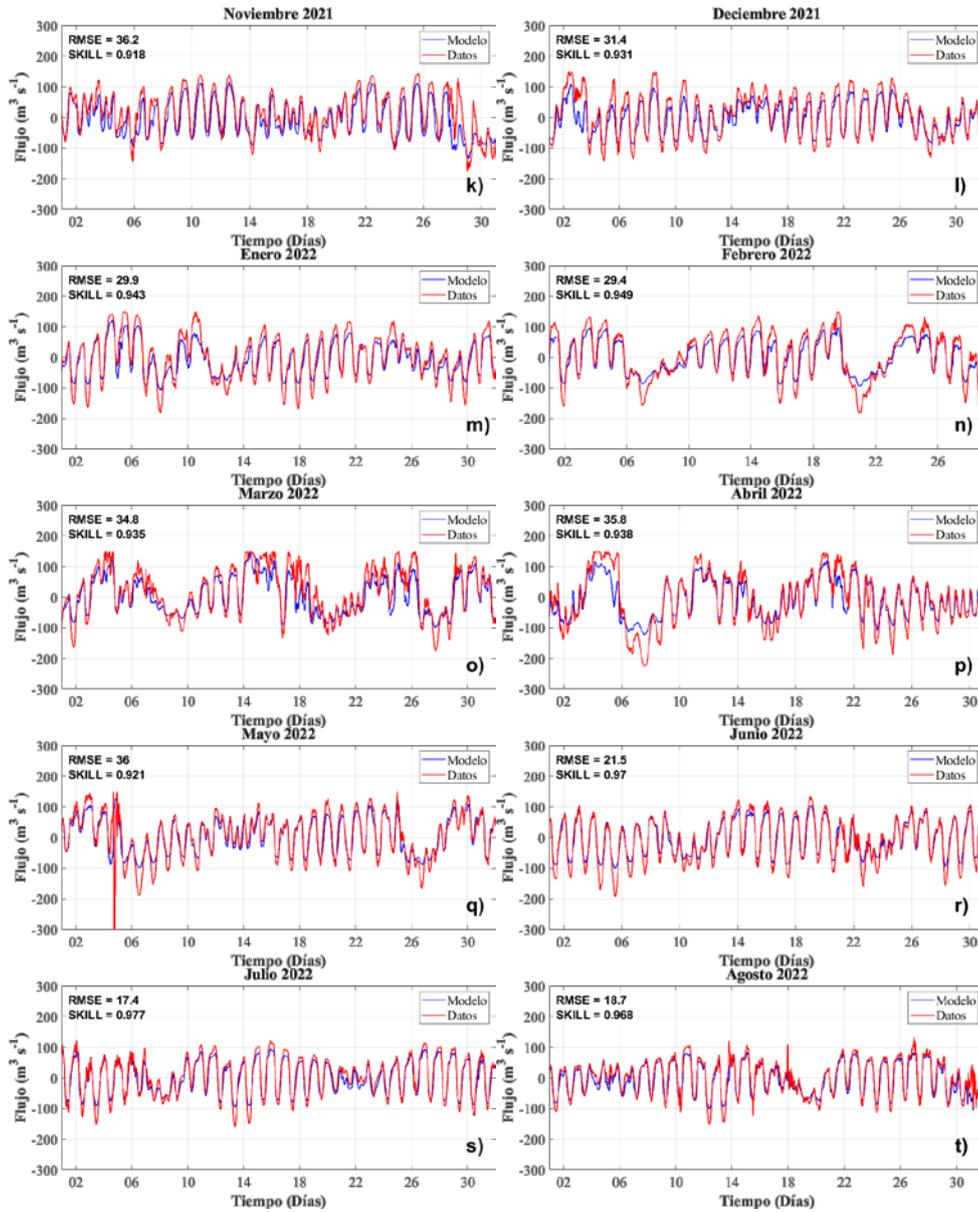


Figura 74: Ecuación de flujo estimado por el modelo frente a la ecuación de flujo: intercambio estimado entre el Mar Menor y el Mar Mediterráneo a través del Canal del Estacio (flujo positivo y negativo para el agua que entra y sale del Mar Menor, respectivamente).

Con respecto al Estacio, la concordancia entre los resultados del modelo y las ecuaciones de flujo es bastante mejor que la concordancia entre los resultados del modelo y el flujo estimado a partir de los datos del ADCP. De hecho, los valores de RMSE son relativamente bajos (con valores máximos y mínimos de 37 m³ s⁻¹ en invierno y de 17 m³ s⁻¹ en verano, respectivamente, lo que representa el 10% y el 6% del rango de flujo de intercambio mensual). La habilidad predictiva entre 0,900 y 0,980 también revela una excelente concordancia entre los resultados del modelo y el intercambio esperado de las ecuaciones de flujo, aunque se observa una pequeña subestimación de los flujos máximos, como se observó al comparar con los flujos basados en los datos de ADCP.

Las Figuras 75 y 76 muestra la comparación entre los resultados del modelo y la solución de la ecuación de flujo del canal de Marchamalo. La Tabla 22 resume los resultados de los cálculos de métricas de error de cada mes de la simulación.

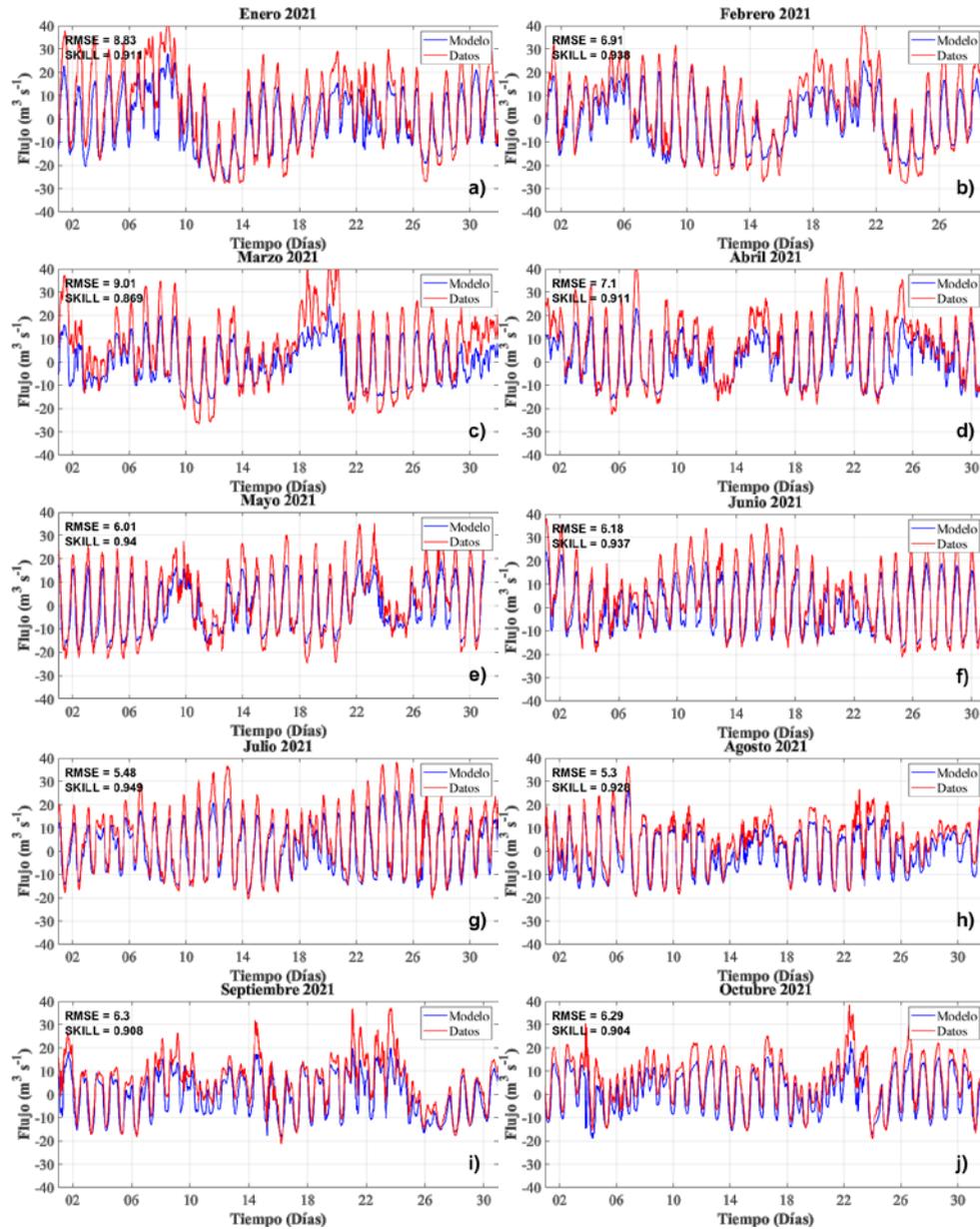


Figura 75. Intercambio estimado por el modelo vs intercambio estimado por ecuación de flujo entre el Mar Menor y el Mar Mediterráneo a través del Canal de Marchamalo (flujo positivo y negativo para la entrada y salida de agua del Mar Menor, respectivamente).

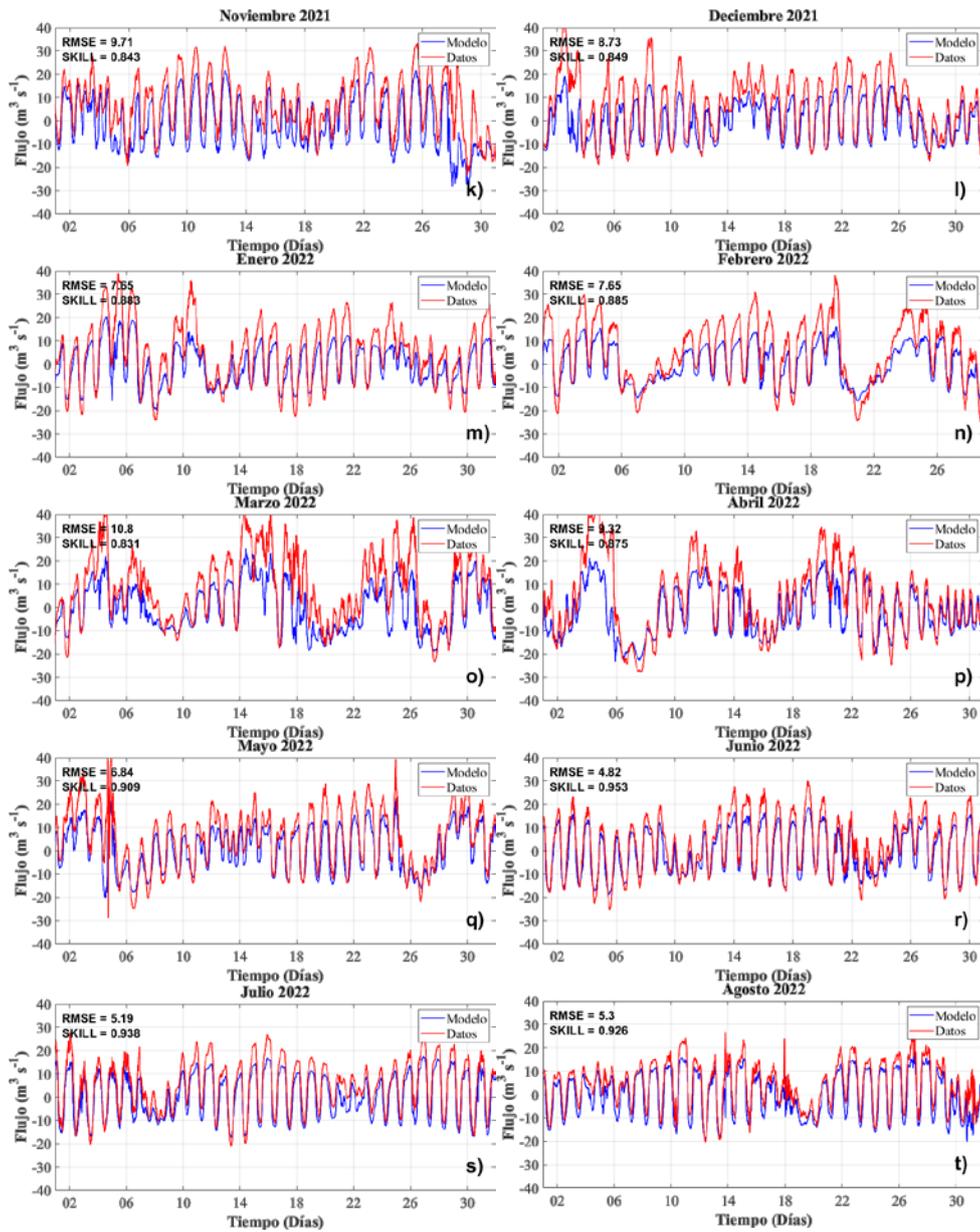


Figura 76: Intercambio estimado por el modelo vs intercambio estimado por ecuación de flujo entre el Mar Menor y el Mar Mediterráneo a través de Gola de Marchamalo (flujo positivo y negativo para la entrada y salida de agua del Mar Menor, respectivamente).

Tabla 22. Promedio mensual del intercambio ($m^3 s^{-1}$) a través del canal de Marchamalo, calculado mediante RMSE, habilidad predictiva y NRMSE (%).

Month	2021			2022		
	RMSE ($m^3 s^{-1}$)	Skill	NRMSE (%)	RMSE ($m^3 s^{-1}$)	Skill	NRMSE (%)
January	8.8	0.911	13	7.6	0.883	12
February	6.9	0.938	10	7.6	0.885	12
March	9.0	0.869	13	10.8	0.831	17
April	7.1	0.911	11	9.3	0.875	14
May	6.0	0.940	10	6.8	0.909	10
June	6.2	0.937	10	4.8	0.953	9
July	5.5	0.949	9	5.2	0.938	11
August	5.3	0.928	9	5.3	0.926	11
September	6.3	0.908	11			
October	6.3	0.904	11			
November	9.7	0.843	17			
December	8.7	0.849	15			
Mean	7.2	0.907	12	7.2	0.900	12

La comparación entre los resultados del modelo y las ecuaciones de flujo de Marchamalo muestra una buena correlación. Las métricas de error muestran diferencias más pequeñas entre los resultados del modelo y las ecuaciones de flujo que las observadas cuando se compara el modelo con los flujos estimados por las corrientes medidas por los ADCP. Los valores RMSE entre valores entre 5 y 11 $m^3 s^{-1}$ corresponden a solo el 9 al 17% del rango de magnitud del flujo mensual, y los valores predictivos de Skill son generalmente superiores a 0,900. Sin embargo, los flujos hacia afuera parecen estar ligeramente subestimados, en oposición con los resultados de los flujos del modelo cuando se comparan con los flujos estimados por los ADCP. Sin embargo, los intercambios reproducidos por el modelo entre el Mar Menor y el Mar Mediterráneo a través de la Gola de

Marchamalo están dentro de los resultados esperados de las ecuaciones de flujo, y el modelo puede considerarse adecuado para reproducir dichos intercambios.

Las Figuras 77 y 78 muestra la comparación entre los resultados del modelo y la solución de la ecuación de flujo de Gola del Charco. La Tabla 23 resume los resultados de los cálculos de métricas de error de cada mes de la simulación.

Tabla 23. Promedio mensual del intercambio ($m^3 s^{-1}$) a través de Gola del Charco, calculado mediante RMSE, habilidad predictiva y NRMSE (%).

Month	2021			2022		
	RMSE ($m^3 s^{-1}$)	Skill	NRMSE (%)	RMSE ($m^3 s^{-1}$)	Skill	NRMSE (%)
January	5.3	0.865	20	5.1	0.701	20
February	4.8	0.856	18	6.0	0.580	23
March	5.3	0.829	20	4.3	0.858	17
April	3.9	0.874	16	4.8	0.874	18
May	4.0	0.876	15	6.3	0.683	5
June	3.2	0.921	13	3.1	0.923	12
July	3.0	0.937	12	2.6	0.931	11
August	2.8	0.930	12	3.0	0.919	12
September	3.3	0.916	13			
October	3.3	0.887	14			
November	4.0	0.890	15			
December	4.8	0.738	21			
Mean	4.0	0.880	16	4.4	0.809	15

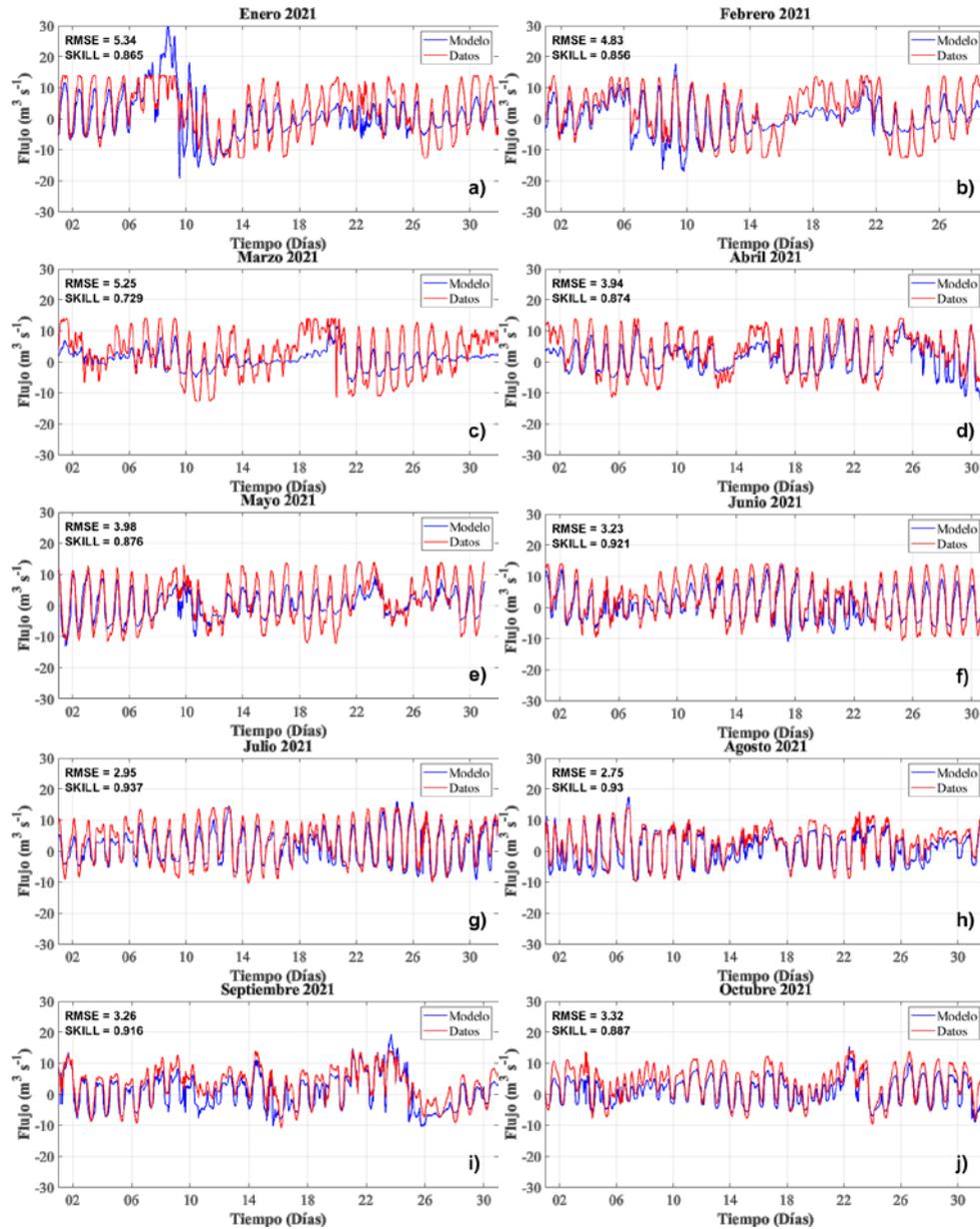


Figura 77. Intercambio estimado por el modelo vs intercambio estimado por la ecuación de flujo entre el Mar Menor y el Mar Mediterráneo a través de Gola del Charco (flujo positivo y negativo para la entrada y salida de agua del Mar Menor, respectivamente).

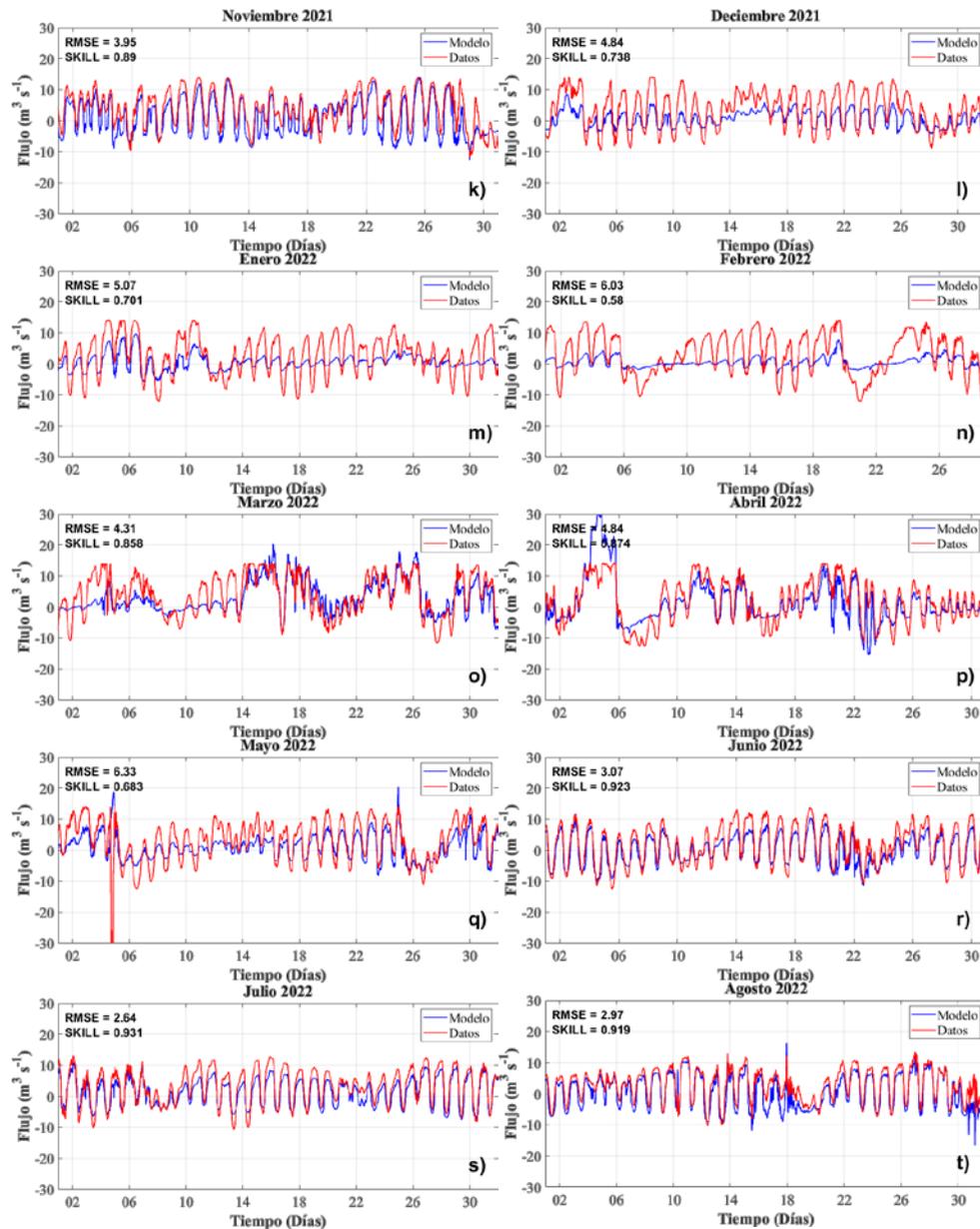


Figura 78. Intercambio estimado por el modelo vs intercambio estimado por ecuación de flujo entre el Mar Menor y el Mar Mediterráneo a través de Gola del Charco (flujo positivo y negativo para la entrada y salida de agua del Mar Menor, respectivamente).

Curiosamente, mientras que los resultados del modelo parecían estar subestimados cuando se comparaban con las corrientes calculadas a partir de los ADCP, al compararlos con las ecuaciones de flujo se encontró un buen acuerdo. Sin embargo, al contrario de lo visto anteriormente, las ecuaciones de flujo sugieren cierta sobreestimación de los flujos reproducidos por el modelo desde el Mar Mediterráneo hacia el Mar Menor. Sin embargo, los valores de RMSE, aunque representan entre el 5 y el 23 % del rango mensual de flujo, son relativamente bajos y no superan los 6 m³ s⁻¹, mientras que los valores de habilidad predictiva oscilan entre 0.600 y 0.900. Según las ecuaciones de flujo, el modelo está reproduciendo razonablemente bien los flujos a través de Gola del Charco, pero se obtuvieron resultados distintos de los obtenidos a partir de los flujos estimados a partir de las corrientes ADCP. Esto se discutirá a continuación.

Las Figuras 79 y 80 muestra la comparación entre los resultados del modelo y la solución de la ecuación de flujo de Gola de la Torre. En la Tabla 24 se resumen los resultados de los cálculos de las métricas de error de cada mes de simulación.

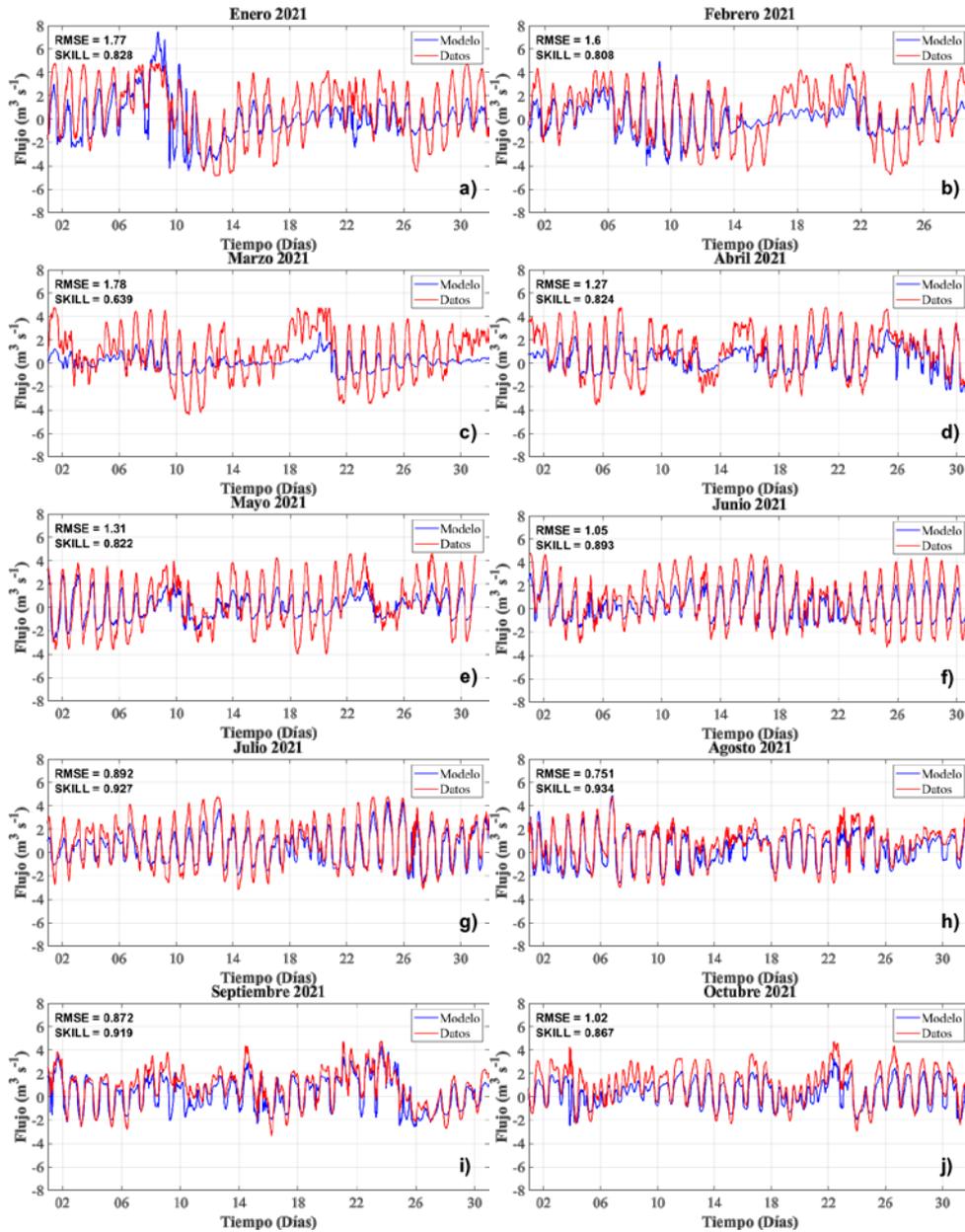


Figura 79: Intercambio estimado por el modelo vs intercambio estimado por ecuación de flujo entre el Mar Menor y el Mar Mediterráneo a través de Gola de la Torre (flujo positivo y negativo para la entrada y salida de agua del Mar Menor, respectivamente).

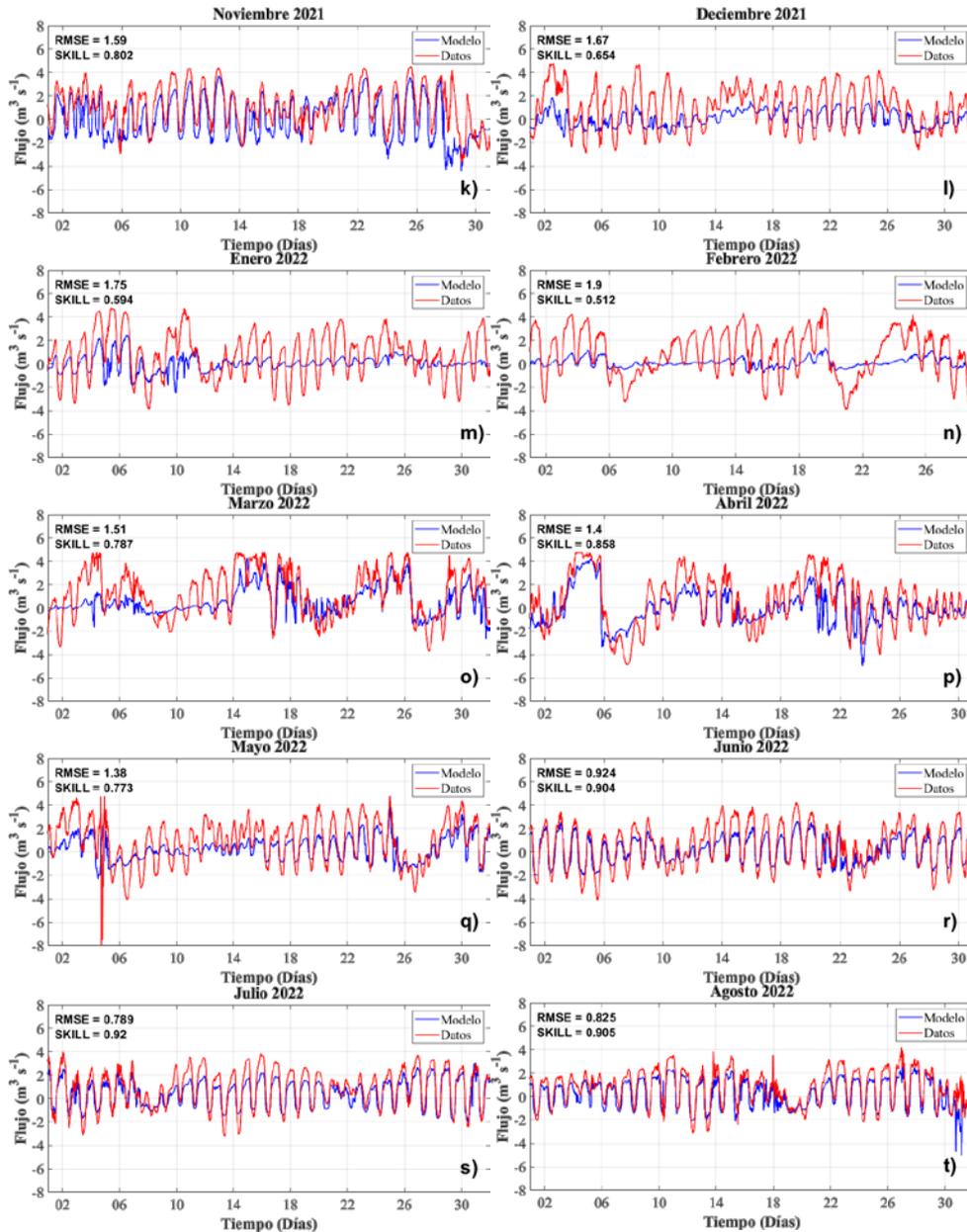


Figura 80: Intercambio estimado por el modelo vs intercambio estimado por ecuación de flujo entre el Mar Menor y el Mar Mediterráneo a través de Gola de la Torre (flujo positivo y negativo para la entrada y salida de agua del Mar Menor, respectivamente).

Tabla 24. Promedio mensual del intercambio ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) a través de Gola de la Torre, calculado mediante RMSE, habilidad predictiva y NRMSE (%).

Month	2021			2022		
	RMSE ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)	Skill	NRMSE (%)	RMSE ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)	Skill	NRMSE (%)
January	1.8	0.828	19	1.8	0.594	20
February	1.6	0.808	17	1.9	0.512	21
March	1.8	0.639	19	1.5	0.787	18
April	1.3	0.824	15	1.4	0.858	15
May	1.3	0.822	15	1.4	0.773	8
June	1.1	0.893	13	0.9	0.904	11
July	0.9	0.927	11	0.8	0.920	11
August	0.9	0.934	10	0.8	0.905	11
September	0.9	0.919	11			
October	1.0	0.867	13			
November	1.6	0.802	19			
December	1.6	0.654	22			
Mean	1.3	0.826	15	1.3	0.782	14

La comparación entre los resultados del modelo y los flujos estimados a partir de las ecuaciones de flujo muestra que el intercambio entre el Mar Menor y el mar a través de la Gola de La Torre está generalmente bien estimado por el modelo, aunque a veces se observa cierta subestimación. Los valores de RMSE representan entre el 10 y el 22% del rango de flujo de intercambio mensual, y los valores predictivos de Habilidad son razonablemente altos (generalmente por encima de 0,800 y a menudo por encima de 0,900).

Finalmente, las Figuras 81 y 82 muestran la comparación entre los resultados del modelo y la solución de la ecuación de flujo de Canal de Veneziaola.

En la Tabla 25 se resumen los resultados de los cálculos de las métricas de error de cada mes de simulación.

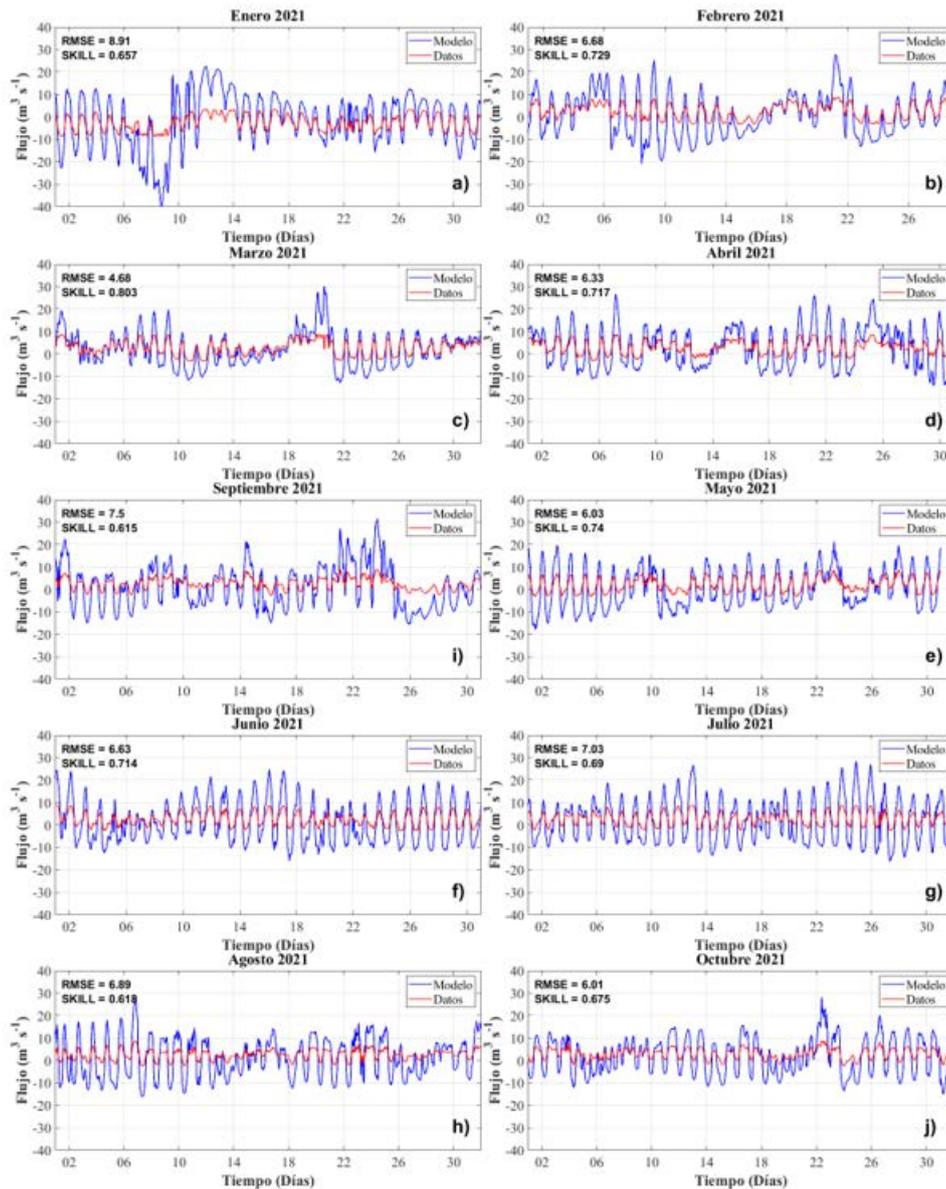


Figura 81: Intercambio estimado por el modelo vs intercambio estimado por ecuación de flujo entre el Mar Menor y el Mar Mediterráneo a través del canal de Veneziaola (flujo positivo y negativo para la entrada y salida de agua del Mar Menor, respectivamente).

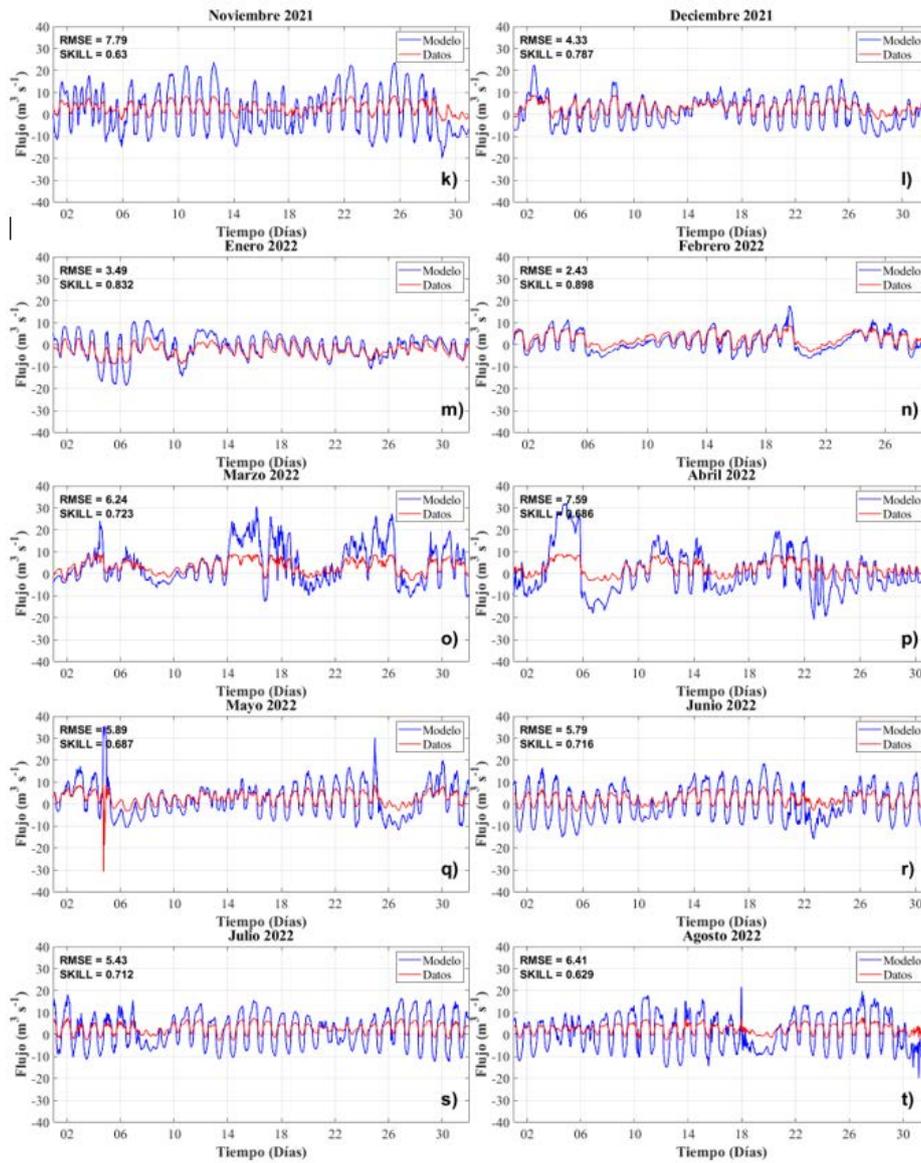


Figura 82: Intercambio estimado por el modelo vs intercambio estimado por ecuación de flujo entre el Mar Menor y el Mar Mediterráneo a través del canal de Veneziola (flujo positivo y negativo para la entrada y salida de agua del Mar Menor, respectivamente).

Tabla 25. Promedio mensual del intercambio ($m^3 s^{-1}$) a través de Gola de la Torre, calculado mediante RMSE, habilidad predictiva y NRMSE (%).

Month	2021			2022		
	RMSE ($m^3 s^{-1}$)	Skill	NRMSE (%)	RMSE ($m^3 s^{-1}$)	Skill	NRMSE (%)
January	8.9	0.657	75	3.5	0.832	30
February	6.7	0.729	56	2.4	0.898	21
March	4.7	0.803	39	6.2	0.723	53
April	6.3	0.717	54	7.6	0.686	64
May	6.0	0.740	51	5.9	0.687	15
June	6.6	0.714	57	5.8	0.716	52
July	7.0	0.690	61	5.4	0.712	52
August	6.9	0.618	61	6.4	0.629	61
September	7.5	0.615	65			
October	6.0	0.675	53			
November	7.8	0.630	68			
December	4.3	0.787	39			
Mean	6.6	0.698	57	5.4	0.736	44

A diferencia de los otros canales, el ajuste entre los flujos del modelo y los flujos estimados a partir de las ecuaciones de flujo a través de Canal de Venezia no es tan bueno tal y como sugieren los altos valores de RMSE (que a menudo representan más del 60% del rango de flujo mensual). En general, el intercambio parece estar sobreestimado por el modelo, excepto para diciembre de 2021 y enero y febrero de 2022, donde se puede encontrar un buen acuerdo. El intercambio en este canal es muy complicado de predecir debido a que está frecuentemente obstruido por sedimentos en la ensenada mediterránea. La ausencia de datos batimétricos para este canal también hace que sea muy difícil

representar el fondo del canal con precisión, lo que significa que se deben realizar mejoras adicionales.

En general, el intercambio de agua reproducido por el modelo está de acuerdo con los flujos estimados por los ADCP y los resultados de las ecuaciones de flujo, pero se deben tener en cuenta algunas observaciones que se enumerarán a continuación.

En términos generales es difícil estimar con exactitud la sección atravesada exacta de los canales, y esto tendrá impactos en el intercambio cuantificado introduciendo errores tanto en las estimaciones del modelo como en los flujos estimados por los ADCP. La sección atravesada depende de la batimetría y puede aumentar o disminuir durante eventos de erosión o sedimentación, lo que significa que se requiere una batimetría de los canales muy actualizada para tener estimaciones precisas de los intercambios de agua. Además, los intercambios de agua se estimaron, tanto en el modelo como en los flujos estimados por las corrientes ADCP, considerando que la velocidad de la corriente es homogénea en toda la sección transversal, lo cual no es completamente correcto. De hecho, las corrientes son más bajas en los márgenes debido a la fricción, pero en canales muy estrechos como las comunicaciones entre el Mar Menor y el Mar Mediterráneo, este es un enfoque decente para estimar el intercambio. Finalmente, las diferencias entre el nivel del mar real y el nivel del mar

reproducido por el modelo, ya sea debido a una batimetría errónea y errores en las condiciones límite oceánicas y atmosféricas, afectarán significativamente a los flujos entre el Mar Menor y el Mar Mediterráneo, induciendo errores.

En el canal del Estacio la batimetría se basó en datos de batimetría de alta resolución y se elaboró teniendo en cuenta cuidadosamente estos datos para garantizar la representación más precisa posible, ya que la profundidad del canal afectará el área transversal y, por lo tanto, el intercambio entre el Mar Menor y el Mar Mediterráneo. Sin embargo, según los flujos estimados por los ADCP y el flujo estimado de la ecuación de flujo de El Estacio, los picos de intercambio están algo subestimados por el modelo.

La batimetría del canal de Marchamalo también se hizo cuidadosamente teniendo en cuenta el conjunto de datos de batimetría más actualizado, pero se encontró cierta subestimación. La comparación entre los resultados del modelo y las estimaciones de las corrientes ADCP sugiere que el modelo subestimó los flujos hacia adentro, mientras que la comparación contra los intercambios estimados de las ecuaciones de flujo sugiere una subestimación de los flujos hacia afuera. Aunque es difícil entender cuál es correcto, probablemente por la morfología interna del canal, los resultados están bastante en acuerdo y posiblemente no se necesiten cambios adicionales en la batimetría de Gola de Marchamalo.

Las golas del Charco y La Torre constituyen dos de los 4 canales de Las Encañizadas, siendo los otros Gola de Ventorrillo (que no se consideró en la validación del modelo debido a estar frecuentemente obstruido por sedimentos) y Gola de Veneziola. Estos son canales muy estrechos y dinámicos que están sujetos a operaciones frecuentes de dragado y que pueden sufrir importantes procesos de erosión y sedimentación en cuestión de días. Esto impactará fuertemente en los flujos que atraviesan estos canales, y es prácticamente imposible obtener una estimación precisa de tales intercambios. Mientras que los resultados obtenidos para Gola del Charco fueron aceptables, los resultados para Gola de La Torre no coinciden con los resultados de los intercambios estimados por los ADCP y las estimaciones de las ecuaciones de flujo. Sería necesario actualizar la batimetría del área de Las Encañizadas para implementar la batimetría más reciente en el modelo y asegurar la mejor representación de los intercambios a través de ese sistema de canales.

Respecto al canal de Veneziola, la comparación entre los resultados del modelo y el flujo calculado a partir de los datos del ADCP había mostrado una precisión suficiente, sin embargo, faltan datos de batimetría para este canal y fue necesario realizar una estima de la profundidad exacta de este canal. Se necesitaría una batimetría actualizada del Canal de Veneziola para estimar con precisión el intercambio entre el Mar Menor y el Mar Mediterráneo a través de este canal.

También debe tenerse en cuenta que los valores presentados en este informe de los flujos a través del Canal de Veneziola no son el intercambio total de agua en sí, sino el agua que entra y sale del canal por la bocana interior que da al Mar Menor. La bocana exterior del canal (la que conecta el canal con el Mar Mediterráneo) puede estar obstruida temporalmente por sedimentos.

3.3.1. EXPANSIÓN DE LA SERIE TEMPORAL DE FLUJO ENTRE EL INTERIOR Y EXTERIOR DE LA LAGUNA

Con el fin común de obtener una serie temporal del intercambio de agua entre ambos mares lo más amplia posible se han usado medidas de distintas fuentes dando lugar a tres formas diferentes de cuantificar la intensidad y dirección del flujo. Las más fiables son las medidas in situ de corrientes proporcionadas por los correntímetros ADCP fondeados en los canales. Los sensores de presión instalados en octubre 2020 dentro (Lo Pagán) y fuera (San Pedro) de la laguna, se han usado para la obtención de las ecuaciones que permiten estimar el flujo únicamente en base al desnivel entre ambos, tal como ya se planteó previamente. Ante la disponibilidad de medidas de elevación en Lo Pagán anteriores a octubre 2020 y la ausencia de medidas en San Pedro en este periodo, se ha optado por usar la elevación en Cartagena proporcionada por el

Instituto Geográfico Nacional para estimar el nivel del Mediterráneo y así poder disponer de un desnivel para ese periodo con el cual estimar también el flujo. Para ello se han realizado validaciones de este nivel con el de San Pedro en periodos de datos comunes.

4. Análisis de oleaje.

Para el re-análisis del oleaje iniciado en 2022 se han utilizado técnicas de aprendizaje máquina tales como los SOM descritos previamente. Se omite aquí la parte de descripción del modelo SWAN utilizado en el estudio que ya fue expuesto en un informe previo (Gilabert et al., 2022).

4.1. MAPAS AUTOORGANIZADOS (SELF ORGANIZING MAPS - SOM) DE OLEAJE

En el contexto del modelo de oleaje SWAN, se han generado numerosos mapas. Los mapas analizados en este estudio se refieren a la altura de las olas, el período de las olas, la longitud de onda y la velocidad orbital cerca del fondo. Se han designado un total de 25 neuronas para clasificar los mapas. El proceso de clasificación se llevará a cabo utilizando un código desarrollado en el lenguaje de programación R.

El estudio tiene como objetivo mejorar la comprensión de la dinámica de las olas en el Mar Menor y proporcionar ideas valiosas para investigaciones futuras y la gestión del área.

4.1.1. SERIES TEMPORALES DE PARÁMETROS DEL OLEAJE

4.1.1.1. Vientos

La serie de viento utilizada para las simulaciones del modelo SWAN incluyó siete períodos de tiempo observados durante los cuales la velocidad del viento alcanzó aproximadamente 10 m/s. De estos episodios, cinco se caracterizaron por vientos que soplaban en dirección suroeste, mientras que los dos restantes tenían vientos que provenían del noroeste. Estas direcciones de viento están influenciadas por el área de generación de viento con el fetch más largo, que en este caso corresponde al Mar Mediterráneo. Por otro lado, los vientos de tierra adentro tenían velocidades máximas de alrededor de 5 m/s.

Se ha realizado un análisis estadístico básico de los datos de viento, y los resultados se resumen en la Tabla 26. La tabla probablemente incluye parámetros

como la velocidad media del viento, la desviación estándar, los valores mínimo y máximo, y otras medidas estadísticas relevantes.

Tabla 26. Análisis estadístico de vientos de entrada.

Parámetros de viento	Medidas estadísticas	Serie temporal 1	Serie temporal 2
Velocidad del viento (m/s)	Mínimo	0	0
	Máximo	14.1	14.8
	Media	4.5	4.26
Dirección del viento (°)	Media	208	206

Para proporcionar una representación visual de las características del viento la Figura 83 presenta la serie temporal de dirección e intensidad del viento. También se incluye la distribución empírica acumulativa de probabilidad para ambas variables, lo que permite comprender la probabilidad de que ocurran direcciones e intensidades específicas de viento.

Al analizar la serie de viento y presentar las medidas estadísticas y representaciones visuales, el estudio proporciona información valiosa sobre los patrones y características del viento en el área de estudio que contribuyen a una mejor comprensión de las condiciones ambientales y su influencia en la dinámica de las olas en el Mar Menor.

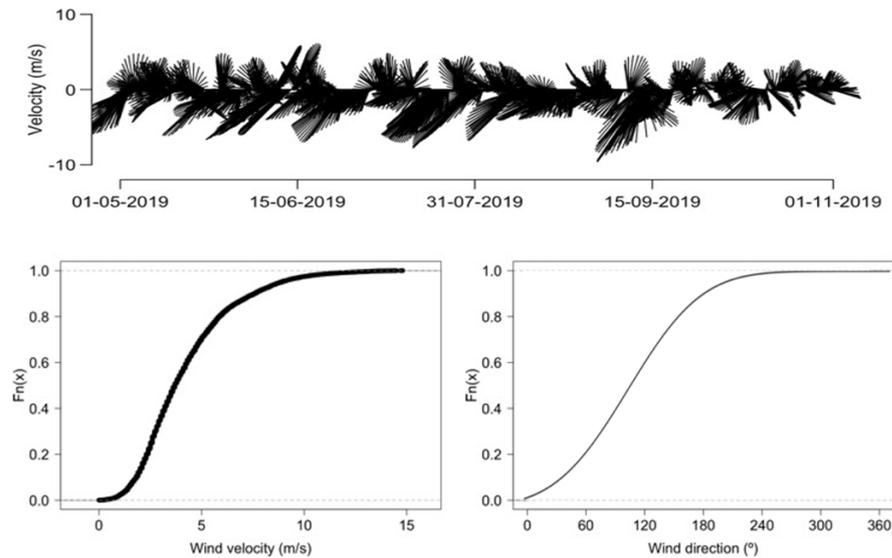


Figura 83. Distribución acumulativa de la probabilidad de la velocidad y dirección del viento.

La Figura 83 ilustra también la distribución acumulativa de probabilidad de las velocidades del viento y las direcciones del viento. Las medidas estadísticas para la velocidad del viento indican una media de 4.24 m/s y una desviación estándar de 2.34 m/s. Estos valores ofrecen una indicación de la media y la variabilidad de los datos de velocidad del viento.

De manera similar, para la dirección del viento, las medidas estadísticas revelan una media de 201.12 grados y una desviación estándar de 93.04 grados.

Estos valores describen la tendencia central y la dispersión de los datos de dirección del viento.

La distribución acumulativa de probabilidad representada en la Figura 83 permite comprender visualmente la probabilidad de que ocurran diferentes velocidades y direcciones del viento. Al examinar la distribución, se pueden evaluar las probabilidades asociadas con rangos específicos de velocidad o dirección del viento.

Estas medidas estadísticas y la distribución acumulativa de probabilidad ofrecen información importante sobre las características del viento en la zona de estudio, lo que permite comprender mejor los patrones predominantes del viento y su impacto potencial en la dinámica de las olas en el Mar Menor.

4.1.1.2. Altura significativa del oleaje

La caracterización de las olas seguirá un enfoque similar al análisis del viento. Se llevará a cabo un análisis estadístico para examinar los parámetros de las olas, incluyendo la altura significativa de las olas, el período y la dirección. El objetivo es calcular la media y la desviación estándar para cada uno de estos parámetros y determinar sus respectivas probabilidades acumulativas.

Además, la altura significativa de las olas se analizará más a fondo dentro de tres tipos distintos de eventos que se pueden identificar en la serie temporal de olas. Estos eventos pueden corresponder a condiciones específicas de las olas o fenómenos de interés, como tormentas, períodos de calma u otros eventos significativos de olas. Al examinar la altura significativa de las olas dentro de estos tipos de eventos, se pueden obtener conocimientos valiosos sobre su ocurrencia, duración y características.

El análisis estadístico y la caracterización de los parámetros de las olas proporcionarán una comprensión integral del clima de olas en la zona de estudio. Facilitará la identificación de condiciones de olas predominantes, variaciones e impactos potenciales en el entorno costero.

4.1.1.2.1. Oleaje medido por ADCP y simulado por SWAN

La altura significativa de las olas registrada en la zona de estudio se mantuvo por debajo de 0.6 metros durante la mayoría de los períodos observados, lo que indica condiciones de olas relativamente calmadas. Sin embargo, hubo cuatro eventos durante los cuales la altura significativa de las olas superó este umbral (Figura 84). Estos eventos fueron generados principalmente por vientos procedentes del Mar Mediterráneo.

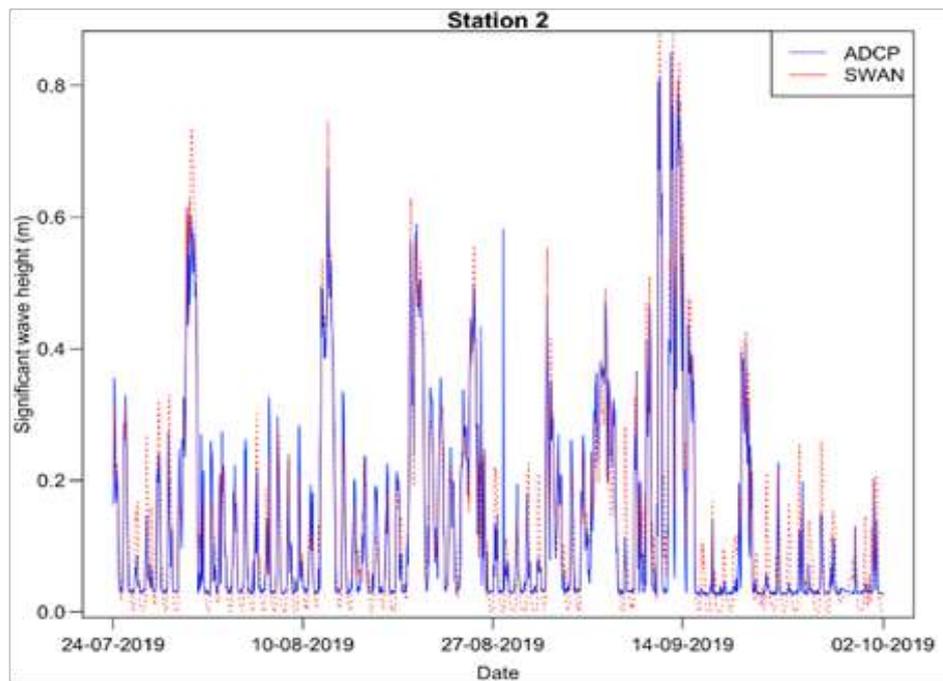
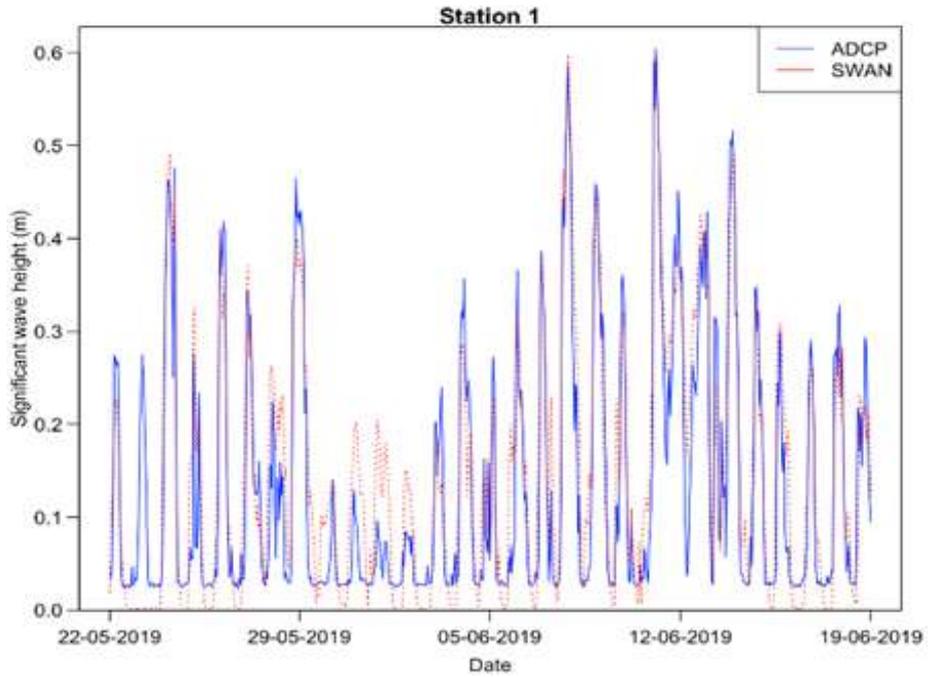


Figura 84. Serie temporal de altura significativa en SWAN.

Entre estos eventos, destaca un episodio en particular, el de la DANA que ocurrió del 12 al 15 de septiembre de 2019, como altamente significativo. Durante este período, la altura significativa de las olas superó los 0.6 metros durante una duración extendida, y en ciertos momentos, incluso alcanzó alturas cercanas a un metro.

La caracterización de las olas medias simuladas por SWAN se ha basado en episodios de olas con una probabilidad de ocurrencia del 85%, lo que corresponde a una altura de ola de 0,30 metros, como se muestra en la Figura 84. Se definen como olas altas aquellas que tienen una altura significativa que oscila entre 0,3 metros y 0,6 metros. En la serie temporal de la altura significativa de la ola (Figura 4), hay 22 episodios que cumplen con este criterio.

Por otro lado, las olas extremas se caracterizan por tener una altura significativa de ola que supera los 0,6 metros. Este umbral se elige porque tiene una probabilidad de ocurrencia inferior al 0,5%, como se indica en la Figura 84. En la serie temporal de la altura significativa de la ola (Figura 84), hay tres períodos que cumplen con este criterio. Sin embargo, solo uno de estos períodos presenta olas sostenidas de esa altura o más. Por lo tanto, la caracterización de las olas extremas se basa principalmente en las alturas de las olas registradas durante el período del 12 al 15 de septiembre.

Cabe destacar que este evento registrado coincidió con fuertes lluvias torrenciales a lo largo de la costa mediterránea española, lo que indica la influencia de las condiciones meteorológicas en la ocurrencia de eventos extremos de olas. La combinación de olas altas y lluvias intensas durante este período probablemente contribuyó al daño significativo experimentado en la laguna costera.

Al caracterizar las olas medias, altas y extremas según su probabilidad de ocurrencia y analizar su relación con las condiciones meteorológicas, el estudio proporciona información valiosa sobre la dinámica de las olas en el Mar Menor y su impacto potencial en el entorno costero.

La información estadística proporcionada incluye la distribución acumulativa de probabilidad (Figura 85), así como la media y la desviación estándar de la altura significativa de las olas. La altura media significativa de las olas se calcula en 0.15 metros, con una desviación estándar correspondiente de 0.14 metros. Estas medidas estadísticas ofrecen información valiosa sobre la distribución general y la variabilidad de las alturas significativas de las olas en la zona de estudio.

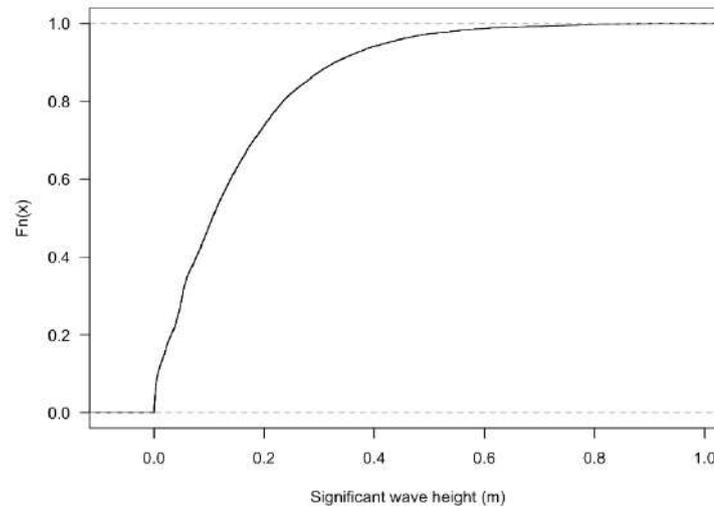


Figura 85. Distribución acumulativa de la probabilidad de la altura significativa del oleaje.

4.1.1.2.2. Validación del *Hindcast* de SWAN frente ADCP

La validación del modelo SWAN implicó la comparación de las alturas significativas de las olas obtenidas de los ADCPs durante sus respectivos períodos de anclaje. Se utilizaron datos de un mes del ADCP en la parte norte de la laguna y datos de tres meses del ADCP en la parte sur con este propósito. Esto proporcionó un total de cuatro meses diferentes para validar el rendimiento de SWAN. Es importante destacar que todos estos meses caen dentro de la temporada de verano, y por lo tanto, la caracterización y validación se centraron específicamente en este período del año.

La Figura 86 muestra la comparación entre las alturas significativas de las olas derivadas de SWAN y las medidas en el campo utilizando los ADCPs. Además, se utilizó un Diagrama de Taylor para visualizar los resultados de la validación. Para evaluar aún más el rendimiento del modelo, se presentan parámetros estadísticos para cada serie de olas en las Tablas 27 y 28, junto con los resultados de validación. Estos análisis proporcionan una evaluación integral de la concordancia entre las predicciones del modelo SWAN y las alturas reales de las olas medidas, mejorando así nuestra comprensión de la precisión del modelo para simular las condiciones de olas en el Mar Menor.

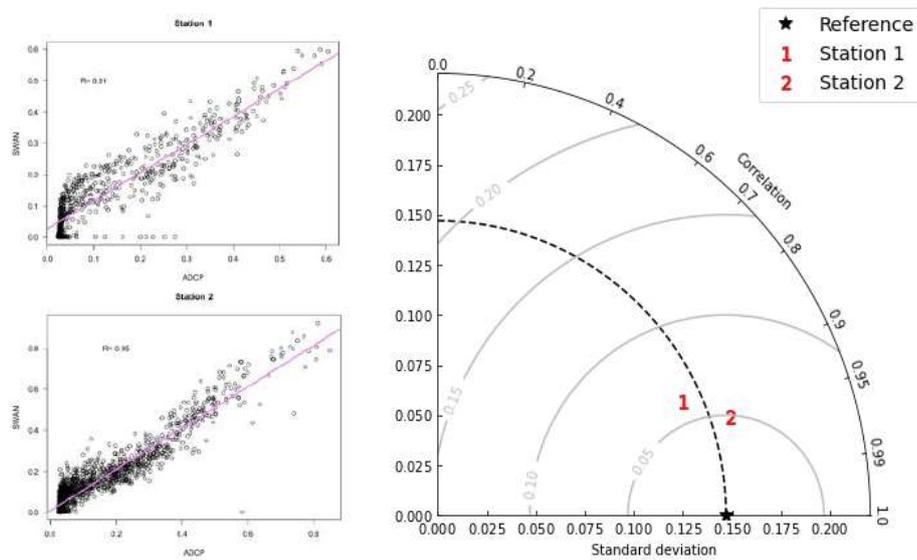


Figura 86. Diagrama de puntos a la izquierda y diagrama de Taylor a la derecha



Tabla 27. Parámetros estadísticos de las series temporales de oleaje.

	ADCP sur		ADCP norte	
	SWAN	ADCP	SWAN	ADCP
Media	0.141	0.132	0.149	0.117
Desviación estándar	0.157	0.152	0.137	0.119
Max	0.922	0.850	0.599	0.630
Min	0.000	0.024	0.000	0.003
Nº datos	11521	1703	9073	684

Tabla 28. Parámetros estadísticos de la validación de la altura significativa de SWA.

Parámetro	Sur	Norte
R	0.95	0.91
R ²	0.897	0.825
Desviación estándar	0.157	0.137
RMS	0.0028	0.003552
bias	-0.0091	-0.01
SI	0.0196	0.023877

4.1.1.3. Periodo de ola SWAN

El periodo de las olas obtenido mediante SWAN se presenta utilizando la misma representación gráfica que en el análisis anterior, como se muestra en la

Figura 87, y la información estadística correspondiente se proporciona en la Tabla 29. Es importante señalar que los ADCP utilizados en este estudio no cuentan con la sensibilidad suficiente para una comparación directa con los resultados de SWAN. Sin embargo, se llevará a cabo un análisis comparativo entre ambos en una investigación futura, utilizando ADCP recientemente adquiridos diseñados específicamente para este propósito.

En el futuro, el periodo de las olas se caracterizará en función de los datos obtenidos de las simulaciones de SWAN. La información estadística incluye la distribución acumulativa de probabilidad, como se representa en la Figura 87. Además, se calcula que el periodo medio de las olas es de 1.63 segundos, con una desviación estándar de 0.52 segundos. Estas medidas estadísticas ofrecen valiosos conocimientos sobre la distribución y variabilidad de los periodos de las olas en el Mar Menor, mejorando aún más nuestra comprensión del comportamiento de las olas en la zona de estudio.

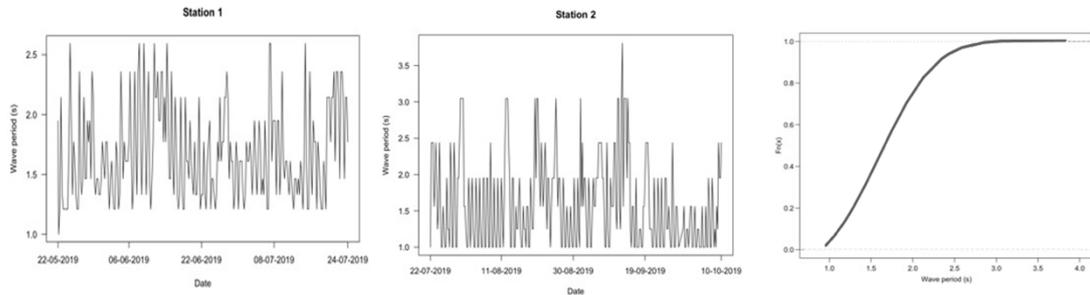


Figura 87. Serie temporal del periodo de las olas y distribución acumulativa de probabilidad del periodo de las olas.

Tabla 29. Estadísticas resumidas del periodo de las olas para las dos series temporales y distribución acumulativa de probabilidad del periodo de las olas.

	ADCP norte	ADCP sur
	SWAN	SWAN
Media	1.676	1.623
Desviación estándar	0.3866	0.6599
Max	2.853	4.758
Min	1	1
N° datos	11521	9073

4.1.1.4. Dirección de ola SWAN

La dirección de las olas obtenida a partir de las simulaciones de SWAN se presenta en un formato similar a los análisis anteriores, como se muestra en la Figura 88. La información estadística, que incluye la distribución acumulativa de probabilidad, se resume en la Tabla 30.

En adelante, la dirección de las olas se caracterizará aún más en función de los datos obtenidos de las simulaciones de SWAN. Las medidas estadísticas ofrecen valiosos conocimientos sobre la distribución y variabilidad de las direcciones de las olas en el Mar Menor. La distribución acumulativa de probabilidad, representada en la Figura 88, ilustra la probabilidad de que ocurran diferentes direcciones de las olas en la zona de estudio.

Además, se calcula que la dirección media de las olas es de 182.75 grados, con una desviación estándar de 55.16 grados. Estas medidas estadísticas nos ayudan a comprender la dirección predominante de las olas y la variabilidad en las direcciones de las olas dentro del Mar Menor.

Un resumen de la caracterización se muestra en la Tabla 31.

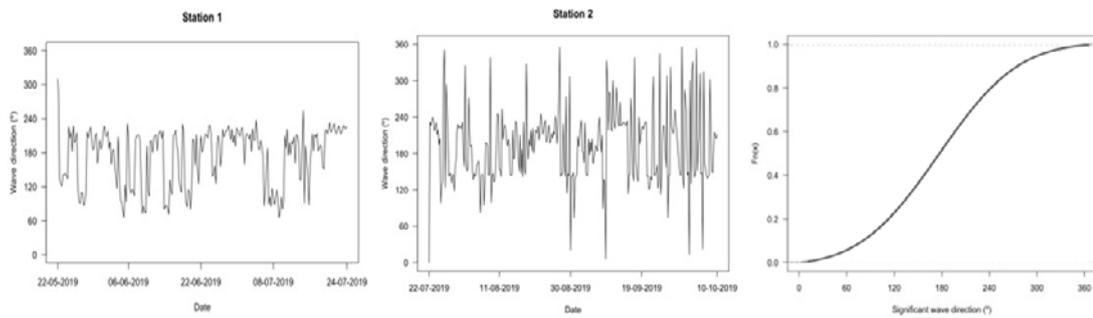


Figura 88. Serie temporal de la dirección de las olas y distribución acumulativa de probabilidad de la dirección de las olas.

Tabla 30. Resumen de estadísticos para la dirección de ola.

	ADCP norte	ADCP sur
	SWAN	SWAN
Media	171.5	191
Desviación estándar	49.79	58.47
Nº datos	11521	9073

Tabla 31. La caracterización de las olas promedio, altas y extremas.

Periodo	Dirección de ola	Periodo de ola	Velocidad orbital	Velocidad del viento	Dirección del viento
Media	188°	1.44 s	0.0022 m/s	3.44 m/s	196.7°
Alto	215°	2.66 s	0.045 m/s	7.84 m/s	230.6°
Extremo	225°	3.23 s	0.13 m/s	11.65 m/s	220°

4.1.1.5. Velocidad orbital de fondo obtenida por SWAN

El modelo SWAN ha proporcionado la velocidad orbital cerca del fondo, la cual será analizada en términos de su influencia en la resuspensión de sedimentos en el fondo, especialmente en relación con las velocidades críticas de corte. Este aspecto se discutirá en una sección posterior. La Figura 89 ilustra el comportamiento temporal de la velocidad orbital cerca del fondo en los lugares donde se instalaron los ADCP. Una visión integral de las propiedades estadísticas de la serie temporal se proporciona en la Tabla 32.

Tabla 32. Estadísticas resumidas de la velocidad orbital de fondo.

	ADCP norte	ADCP sur
	SWAN	SWAN
Media	0.008412	0.009166
Desviación estándar	0.01503	0.02391
Max	0.11329	0.20415
Min	0	0
Nº datos	11521	9073

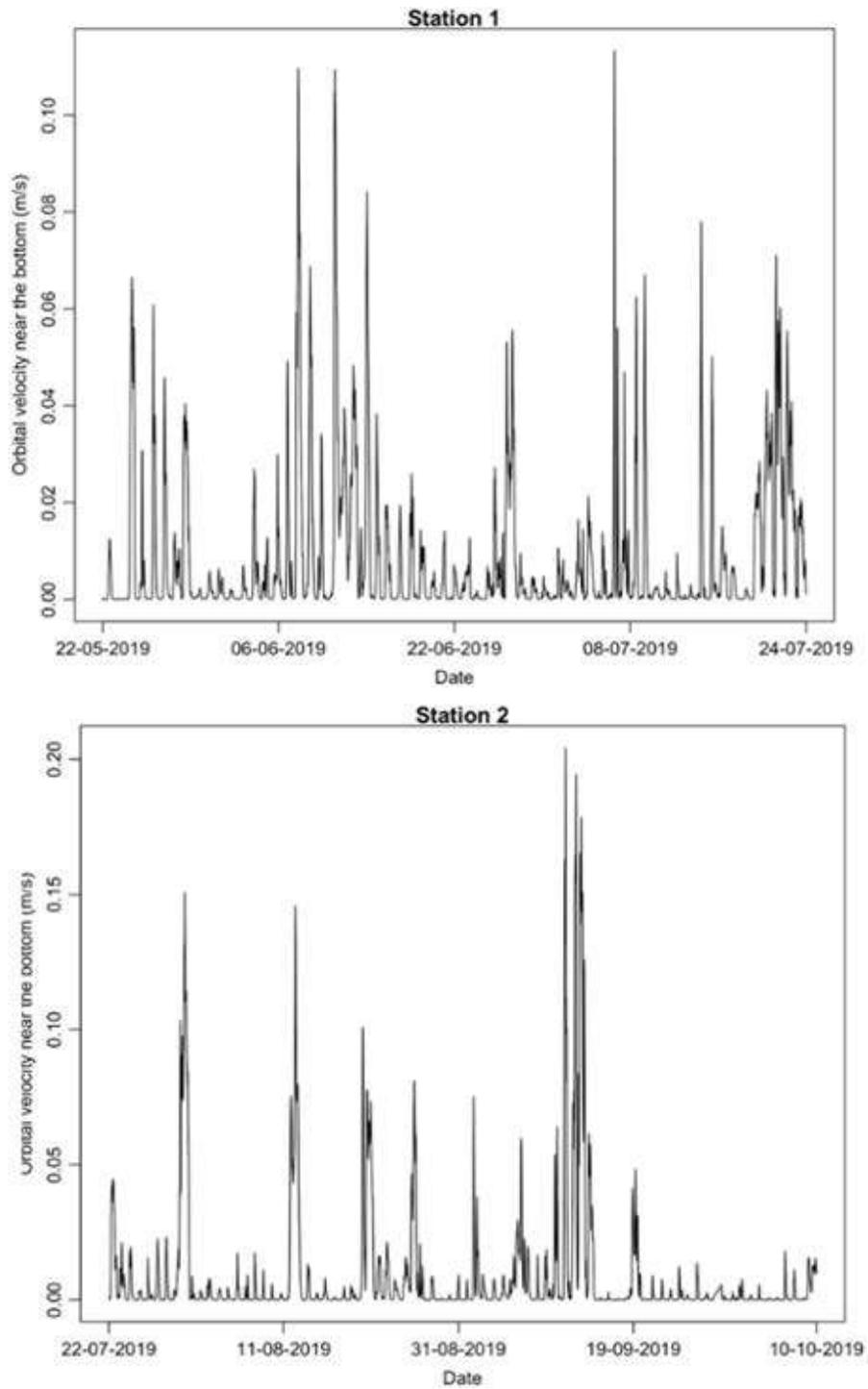


Figura 89. Series temporales de la velocidad orbital de fondo.

4.1.2. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LOS PARÁMETROS DE OLEAJE EN EL MAR MENOR

Después de la presentación de los resultados de la simulación de SWAN en los puntos de validación, se muestra la distribución espacial de las variables simuladas. Las variables elegidas para la visualización son la altura significativa de las olas y la velocidad orbital cerca del fondo, las cuales desempeñan un papel vital en el transporte de sedimentos y la difusión de contaminantes en entornos marinos. Se presentan tres escenarios diferentes con características distintas. El primer escenario muestra un estado del mar tranquilo, como se representa en la Figura 90. El segundo escenario ilustra un estado del mar moderado (Figura 90), mientras que el tercer escenario muestra un estado del mar extremo (Figura 91), coincidiendo con la fecha de la imagen satelital mostrada en la Figura 1.

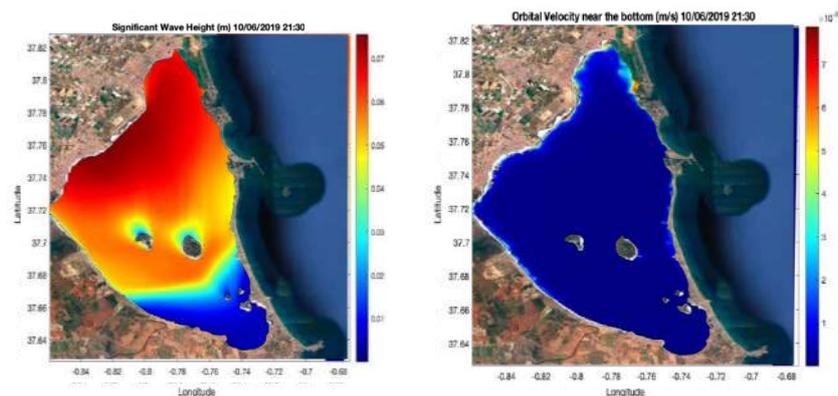


Figura 90. Altura significativa de las olas y velocidad orbital de fondo para un mar en calma.

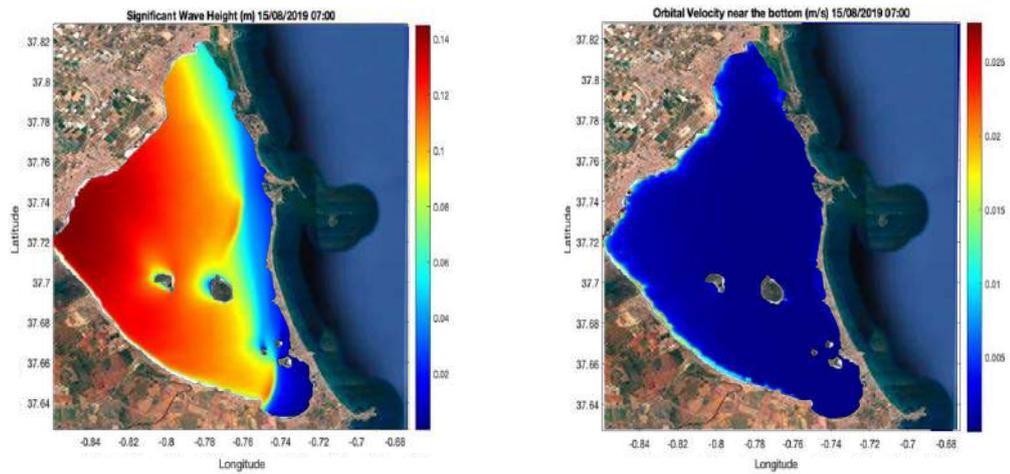


Figura 99. Altura significativa de las olas y velocidad orbital de fondo para un estado del mar intermedio.

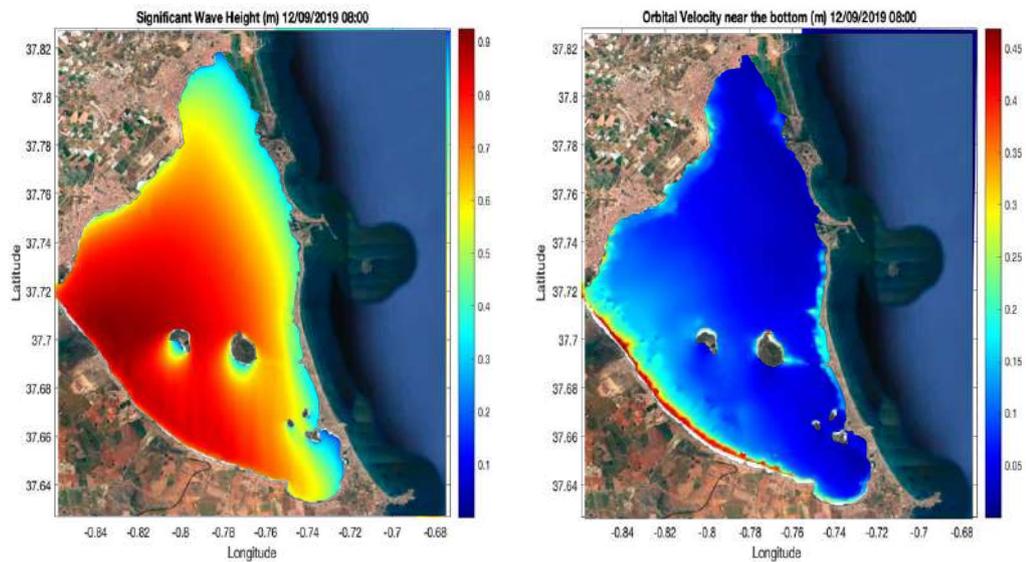


Figura 91. Altura significativa de las olas y velocidad orbital cerca del fondo para un estado del mar extremo.

4.1.2.1. Altura significativa de oleaje

El primer paso implica analizar el número de grupos en los que se ha clasificado los datos. La Figura 92 ilustra la distribución de los datos en grupos, revelando un total de 6 grupos. Entre estos grupos, dos grupos emergen como notablemente más representativos. También se presentan las neuronas asociadas a cada conglomerado y un mapa de altura de olas correspondiente a cada conglomerado.

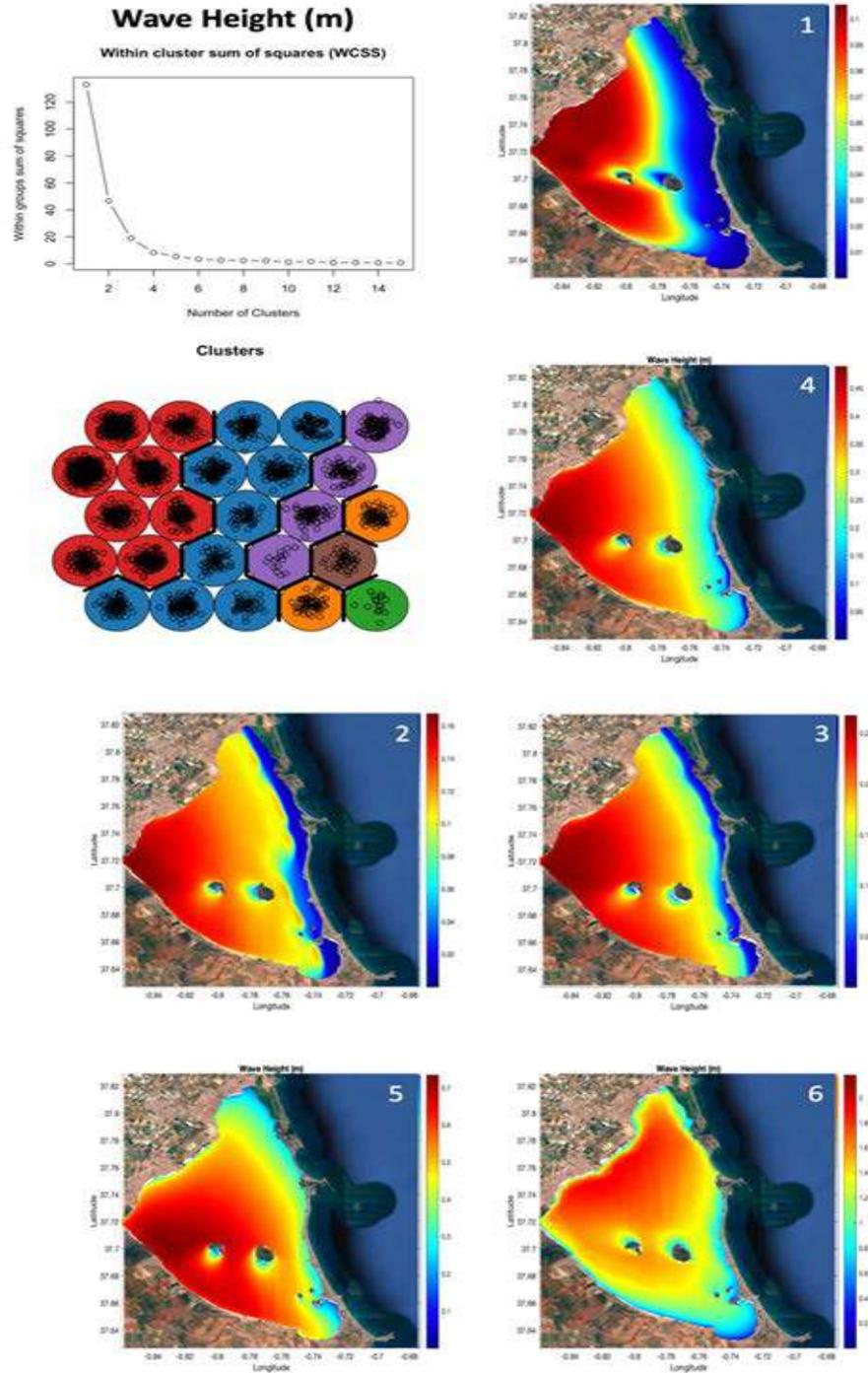


Figura 92. SOM de la altura significativa de oleaje.

4.1.2.2. Velocidad orbital

La Figura 93 muestra la clasificación de los mapas de velocidad orbital en grupos, revelando un total de 6 grupos. Dentro de estos grupos, un conglomerado se destaca como particularmente representativo. También se incluyen las neuronas asociadas a cada conglomerado y un mapa de velocidad orbital correspondiente a cada conglomerado.

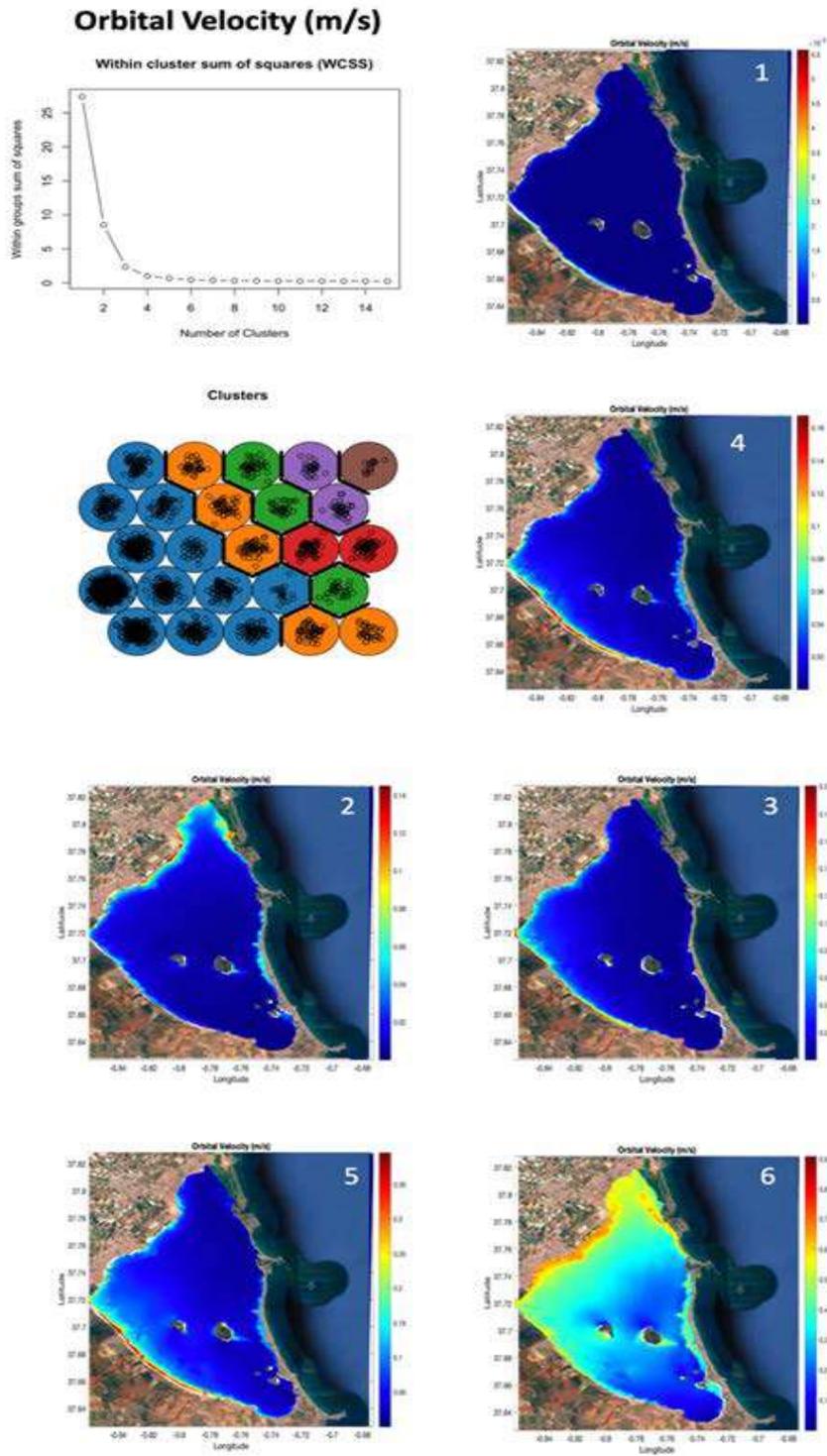


Figura 93. SOM de la velocidad orbital.

4.1.2.3. Periodo de oleaje

La Figura 94 muestra la clasificación de los mapas de período de ondas en grupos, revelando un total de 6 grupos. Dentro de estos grupos, uno se destaca como notablemente más representativo que los demás. También se presentan las neuronas asociadas a cada conglomerado y un mapa de período de ondas correspondiente a cada conglomerado.

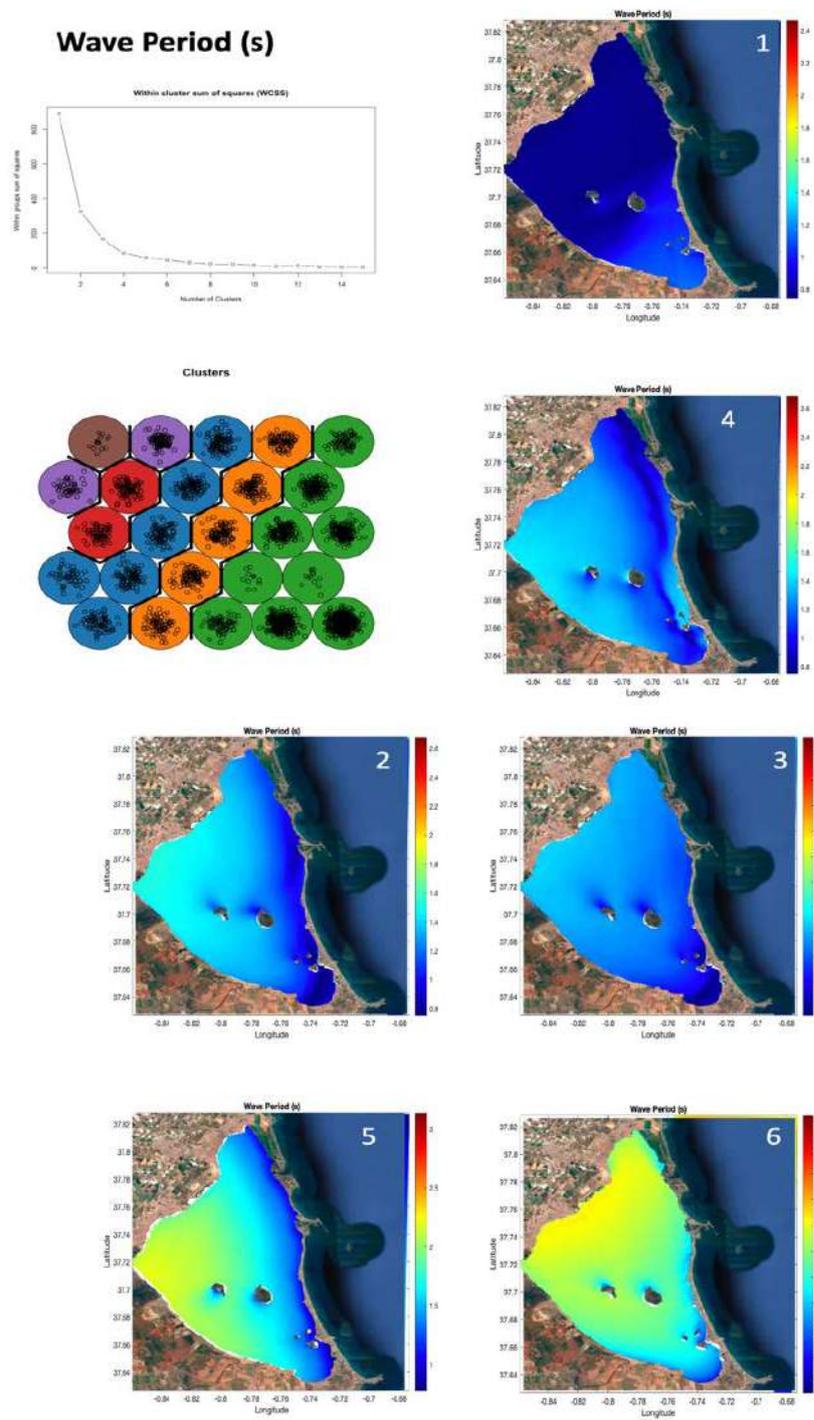


Figura 103. SOM del periodo de oleaje.

4.1.2.4. Longitud de onda

La Figura 95 muestra la clasificación de los mapas de longitud de onda en grupos, revelando un total de 6 grupos. Dentro de estos grupos, tres de ellos muestran una representación significativa. La figura incluye las neuronas asociadas a cada conglomerado y un mapa de longitud de onda correspondiente a cada conglomerado.

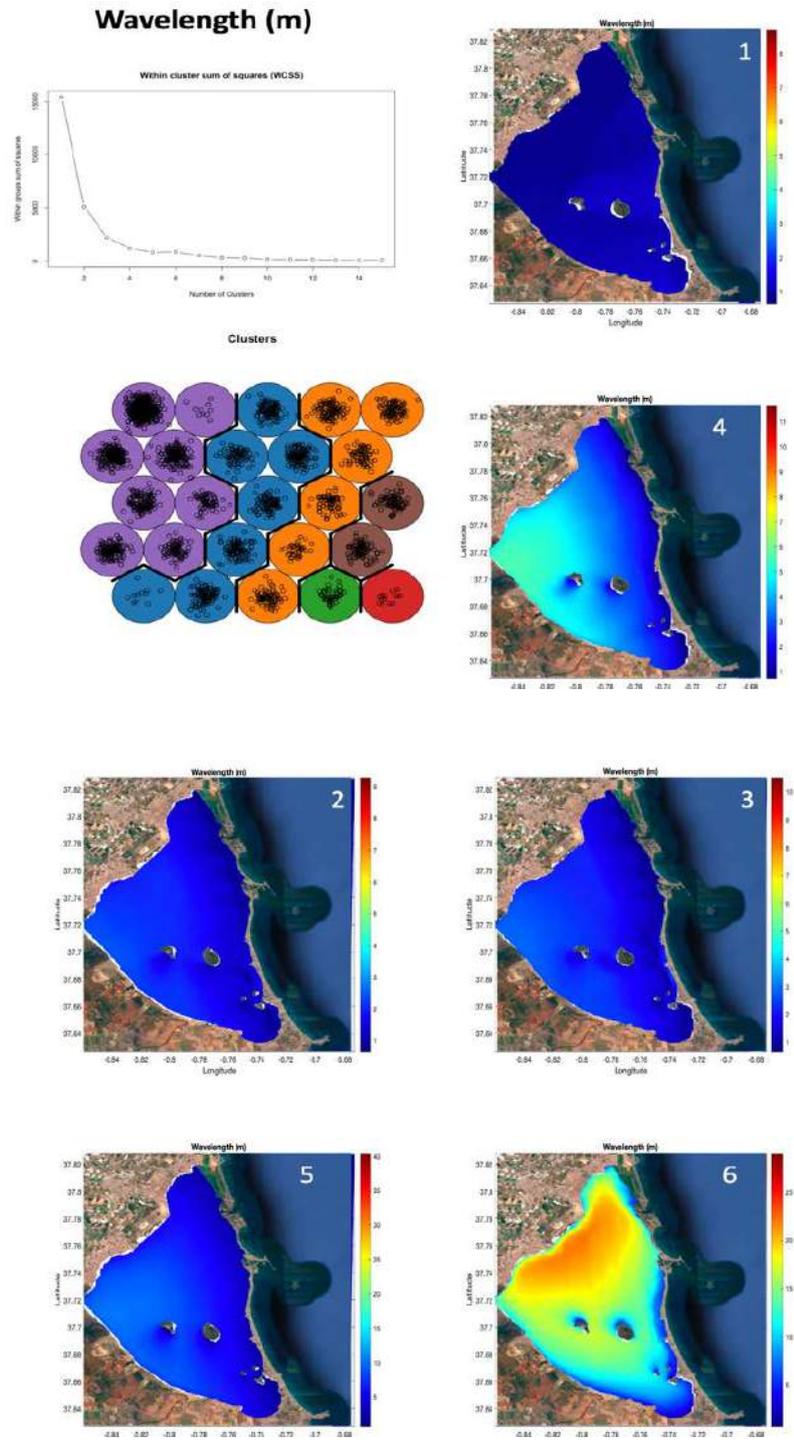


Figura 104. SOM de longitud de onda.

4.1.3. DATOS PRELIMINARES SOBRE EL MODELADO DE LA RESUSPENSIÓN DE SEDIMENTOS

Reconociendo la importancia de las olas en los procesos de resuspensión de sedimentos, se proporcionan resultados preliminares como base para la implementación del modelo de transporte de sedimentos. La presencia de manchas blancas en el área occidental de la laguna, como se observa en imágenes satelitales (Figura 96), combinada con la comprensión de la resuspensión inducida por las olas, sugiere la participación de sedimentos finos en estos procesos.

Aplicando la metodología presentada en Mehta (2022) a los sedimentos cohesivos presentes en el Mar Menor, se ha determinado que las arcillas depositadas en el área occidental pueden resuspenderse a profundidades que van de 0 a 2.5 metros bajo la influencia de velocidades orbitales cercanas al fondo, generadas por la altura significativa media de las olas en el Mar Menor, como se explicó en secciones anteriores.

Durante eventos extremos, como el que ocurrió entre el 12 y el 15 de septiembre de 2019, la resuspensión de arcillas alcanzó profundidades de 4 metros. Esto destaca el potencial para un transporte significativo de sedimentos y resuspensión durante tales eventos, lo que puede tener importantes implicaciones para la dinámica ecológica y la calidad del agua en el Mar Menor.

Estos hallazgos preliminares sientan las bases para investigaciones adicionales sobre el transporte de sedimentos en el Mar Menor, con un enfoque específico en sedimentos cohesivos y su interacción con las olas.

Comprender los procesos de resuspensión de sedimentos y sus profundidades de influencia es crucial para evaluar la dinámica general de los sedimentos y su impacto en el ecosistema de la laguna. Al incorporar estos hallazgos en futuros estudios, se puede lograr una comprensión más completa del transporte y la resuspensión de sedimentos en el Mar Menor, lo que lleva a estrategias efectivas de gestión y conservación para la laguna.



Figura 96. Imagen satélite Sentinel-2 del Mar Menor (Izquierda: 11-11-2023, Derecha: 2-10-2023).

De los datos anteriores, y a modo de resumen, se puede concluir que las simulaciones realizadas arrojaron coeficientes de correlación de Pearson de 0,91 y 0,95, indicando una fuerte correlación entre los resultados del modelo y los datos de campo, considerando un paso de tiempo de 10 minutos. Sin embargo, cabe destacar que, en condiciones de olas bajas, los resultados del modelo muestran una mayor desviación de las medias de campo debido a la sensibilidad de los ADCP. Por lo tanto, cuando esté disponible una data más precisa de olas mediante ADCP, la validación para alturas de olas más pequeñas deberá ser reexaminada. No obstante, para alturas de olas medias a extremas, el modelo demuestra un alto nivel de precisión, mostrando su confiabilidad en una amplia gama de escenarios.

Además, se realizó un análisis de sensibilidad del paso del tiempo, revelando que aumentar el paso del tiempo a 30 minutos disminuye significativamente el ajuste del modelo a valores cercanos a 0,7. Esto destaca la importancia de seleccionar un paso de tiempo adecuado y asignar recursos computacionales suficientes para lograr una modelización precisa de las olas en el Mar Menor.

El análisis de olas revela que las alturas de olas más altas en el Mar Menor ocurren cuando los vientos soplan desde el noreste, lo que corresponde a la dirección con el fetch más largo. Esto concuerda con la realidad física de la región,

y el modelo SWAN capta con éxito esta relación. Con los resultados obtenidos, ahora es posible cuantificar las olas predominantes en el Mar Menor, brindando una comprensión cuantitativa que anteriormente no se tenía y dependía únicamente de explicaciones cualitativas.

En cuanto a la distribución espacial de los parámetros de las olas, es destacable que la costa suroeste experimenta las alturas de olas más altas, ya que es donde convergen las olas de los vientos con el fetch más largo. Además, en esta misma área, las velocidades orbitales cerca del fondo son más altas, indicando su importancia en la resuspensión de sedimentos, un problema persistente en la región. En el caso de las olas medias, la dirección del viento cambia, volviéndose del Este. Como resultado, con un fetch reducido, las alturas de las olas también disminuyen. En el escenario de mares en calma, se observa un cambio significativo en la dirección de las olas, con las alturas de las olas más altas ocurriendo en el área norte. Este cambio sugiere un giro en la dirección del viento, con vientos del sur predominando en este caso.

A través del análisis de las distribuciones espaciales de las olas, se pueden extraer varias conclusiones. Durante las tormentas, la dirección del viento dominante es desde el noreste, lo que conduce a las alturas de olas más altas en la zona suroeste. La dirección del viento predominante es desde el este, lo que resulta en la mayoría de las olas desarrollándose en la zona oeste. Finalmente, la

dirección menos influyente del viento es desde el sur, lo que resulta en un mar en calma con olas pequeñas en la zona norte. Este análisis confirma y cuantifica las hipótesis sobre el comportamiento de las olas en el Mar Menor, proporcionando descripciones precisas a través de diversos enfoques analíticos.

El análisis de la velocidad orbital cerca del fondo revela que durante las tormentas, la resuspensión de sedimentos puede ocurrir en casi todas las áreas del Mar Menor, excepto en la zona más profunda. En cambio, con olas medias, la resuspensión solo ocurre en el área occidental, lo que concuerda con la presencia de manchas blanquecinas de baja reflectancia observadas en imágenes satelitales. La combinación de lodo no consolidado y sedimentos finos depositados durante lluvias torrenciales, junto con altas velocidades del viento durante las tormentas, crea condiciones ideales para la resuspensión de sedimentos. Obtener un modelo preciso de olas es crucial para entender los procesos hidrodinámicos dentro del Mar Menor, ya que estos procesos influyen en gran medida en otros fenómenos ecológicos que ocurren dentro de la laguna costera.

El viento predominante en la zona, que es del este, genera olas de aproximadamente 10 cm de altura. Las velocidades orbitales cerca del fondo son muy bajas a lo largo de la costa y casi nulas en el resto de la laguna. Esta situación transforma al Mar Menor en una trampa de sedimentos, donde los sedimentos

depositados en el fondo permanecen inmóviles y no pueden movilizarse fácilmente.

En general, la comprensión integral de la dinámica de las olas y la resuspensión de sedimentos en el Mar Menor es esencial para evaluar y gestionar la salud ecológica de la laguna. El modelo preciso de olas obtenido en este estudio sirve como una base crucial para investigaciones adicionales sobre los intrincados procesos hidrodinámicos y las interacciones ecológicas dentro del Mar Menor.

La caracterización estadística del viento y las olas en el Mar Menor presentada en este estudio marca un hito significativo, ya que es la primera vez que se realiza dicho análisis. Esta necesidad ha surgido en los últimos años debido a los proyectos continuos de regeneración de playas y otras iniciativas importantes destinadas a revitalizar el Mar Menor. Hasta ahora, estos proyectos debían llevarse a cabo sin un análisis cuantitativo preciso y validado de las olas en la zona, lo que llevó a problemas como la erosión de playas durante las tormentas. La mayoría de los materiales utilizados para la regeneración de playas se obtienen fuera del Mar Menor, y cuando se movilizan durante las tormentas, pueden perturbar la dinámica de la laguna al introducir sedimentos adicionales en el fondo. Además, las aportaciones de sedimentos desde barrancos durante eventos de lluvia intensa contribuyen aún más a la naturaleza compleja de la distribución de sedimentos en la laguna.

La caracterización completa de las olas presentada en esta investigación brinda la oportunidad de abordar el problema de la erosión de playas y reducir la entrada de sedimentos no nativos. La información obtenida permite una comprensión completa del comportamiento de las olas en el Mar Menor, y se presenta en un formato gráfico para facilitar su uso en el desarrollo de proyectos futuros. Esta caracterización también será valiosa para otros estudios científicos realizados en el Mar Menor, el diseño de infraestructuras costeras y la reevaluación de los períodos de retorno para la infraestructura existente. Por ejemplo, la tormenta que ocurrió en septiembre de 2019 se clasificó inicialmente con un período de retorno de 500 años, pero los resultados presentados en la Figura 6 indican un período de retorno aún más largo.

Aunque este estudio se centró en el análisis estadístico durante los meses de verano, representa efectivamente el clima atmosférico de la zona, especialmente considerando que las principales tormentas a menudo ocurren en verano. Estudios futuros buscarán validar los datos obtenidos mediante simulaciones durante todo el año para mejorar nuestra comprensión de la dinámica del Mar Menor a lo largo de todo el año.

Los resultados obtenidos con SWAN fueron analizados mediante mapas autoorganizativos (SOM). Se identificó un mínimo de 6 grupos para caracterizar el oleaje en el Mar Menor. Los 5 grupos más comunes estaban asociados con vientos

provenientes del este, siendo el grupo 1 el que representaba las olas de menor intensidad. Este grupo exhibió las características de olas más comunes, que coincidieron con los valores medios. En los grupos 2 a 5, las características de las olas aumentaron progresivamente, siendo el grupo 5 el que representaba un evento de tormenta que ocurrió en septiembre de 2019. Sin embargo, el grupo 6 caracterizaba un evento desconocido previamente en el que las alturas de las olas superaron 1.5 metros con un viento del sur, que corresponde al fetch más corto en el Mar Menor. A lo largo del uso de SOM, este evento se caracterizó con éxito, arrojando luz sobre su influencia en un incidente de mortandad de peces que ocurrió en octubre de 2019. Antes de este estudio, ninguna investigación había determinado el impacto del oleaje en la movilización de una masa de agua anóxica desde el fondo del Mar Menor hacia el área norte, lo que resultó ser un factor significativo en el incidente.

De los resultados obtenidos de aplicar los mapas autoorganizativos se han considerado algunos ejemplos de cada grupo y se han superpuesto al gráfico de evolución de viento (Figura 97). Esta figura ilustra la relación entre las características del viento y las olas extraídas mediante los mapas autoorganizativos, brindando valiosas perspectivas sobre la dinámica del Mar Menor.

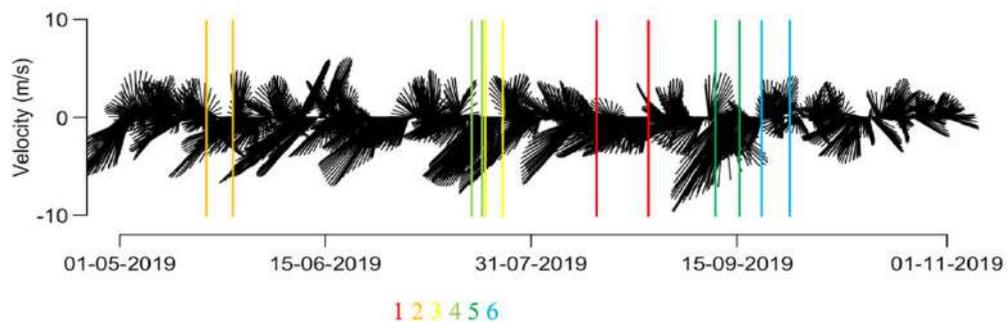


Figura 97. Grupos clasificados por el SOM sobre la serie temporal de vientos.

4.1.4. APROXIMACIÓN AL MODELADO DEL TRANSPORTE DE SEDIMENTOS

También se ha implementado, aunque únicamente a modo de prueba, el transporte de sedimentos en ROMS. Se tiene previsto el fondeo de equipos de medida de sedimentos para la continuidad de este trabajo.

Se han considerado sedimentos cohesivos y no cohesivos. Cada tipo de sedimento puede tener un número ilimitado de clases de tamaño definidas por el usuario. Cada clase de sedimento tiene atributos fijos de diámetro de grano, densidad, velocidad de sedimentación, esfuerzo cortante crítico para la erosión y la constante de erosión. Cada clase de sedimento puede transportarse mediante carga suspendida y/o carga de fondo. El sedimento suspendido que se deposita, o la carga del fondo que se transporta a una celda computacional, se agrega a la

capa del lecho superior. Después de calcular la erosión y la deposición, el espesor de la capa activa se recalcula y las capas del lecho se reajustan para acomodarlo.

El sedimento suspendido en la columna de agua se transporta, como otros trazadores conservadores (temperatura y salinidad) resolviendo la ecuación de advección-difusión con un término fuente-sumidero para asentamiento vertical y erosión.

Los granos del sedimento depositados en el fondo se desplazarán cuando las tensiones de corte en el fondo, que se producen por el flujo de agua, excedan un valor crítico. Este valor varía en cada clase de sedimento.

La versión de ROMS utilizada implementa dos métodos para calcular el transporte de fondo que son la formulación de Meyer-Peter-Müeller (1948) y las fórmulas de Soulsby y Clarke (2005). Ambas fórmulas dependen de las características de las clases de sedimentos individuales.

El modelo del lecho tiene en cuenta los cambios en la elevación del fondo marino como resultado de la convergencia o divergencia en los flujos de sedimentos. Estos cambios morfológicos pueden tener una influencia significativa en el flujo y el transporte cuando son mayores que un pequeño porcentaje de la profundidad del agua. Los cambios morfológicos se explican igualando la

condición del límite inferior de la velocidad vertical a la tasa de cambio de elevación del fondo marino. Este método conserva completamente la masa.

Se ha realizado una simulación preliminar de la entrada de tierra por la DANA de 2019 por la rambla del Albuñón para los sedimentos cohesivos en el fondo. La Figura 98 muestra los mapas de sedimentos en el fondo desde las 0 a las 24 horas del día 13 de septiembre de 2019 con intervalos de 4 hora desde el inicio de la tormenta. Se inserta la imagen del satélite Sentinel2 del 13 de septiembre de 2019 y se observa la avenida de sedimentos al Mar Menor con su desplazamiento hacia el sur. La Figura 99 muestra desde las 16 a las 24 horas desde el inicio de la tormenta cuando hubo un cambio de viento que desplazó la pluma de sedimentos entrante hacia el norte.

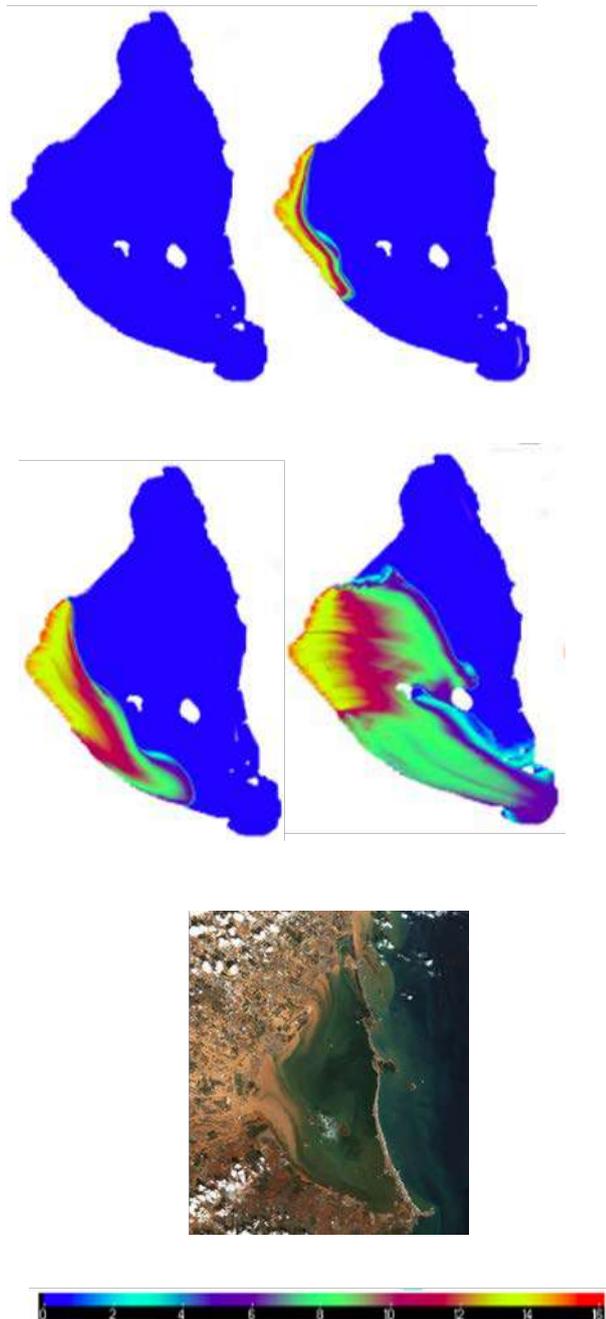


Figura 98. Ejemplo de salida del modelo de transporte de sedimentos para la DANA de septiembre de 2019, desde el inicio de la tormenta hasta transcurridas 12 horas.

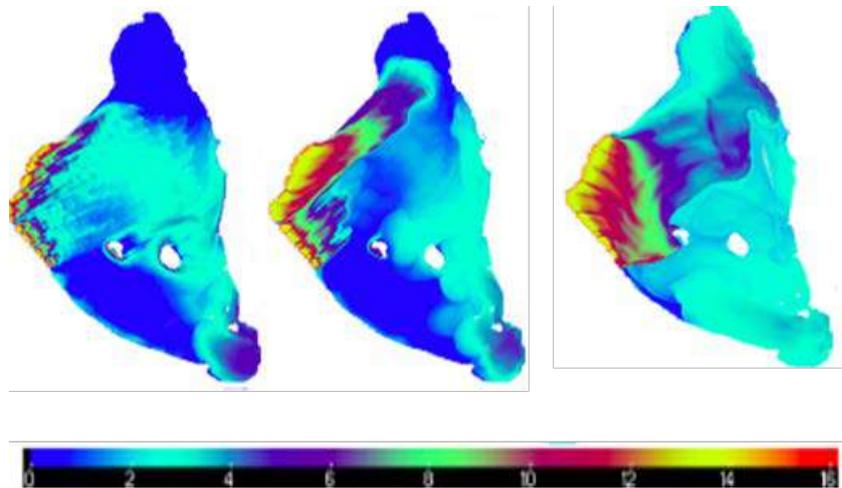


Figura 99. Ejemplo de salida del modelo de transporte de sedimentos para la DANA de septiembre de 2019, desde el inicio de la tormenta hasta transcurridas 12 horas.

4.2. RESUMEN Y CONCLUSIONES

Después de validar con éxito el modelo de oleaje en el Mar Menor, el siguiente paso en el estudio implicará el análisis de series temporales con una duración de al menos un año. Este análisis extendido está programado para 2024 y permitirá la caracterización de las olas durante períodos más largos, abarcando varios meses. Al examinar los datos de olas a lo largo de un marco temporal

amplio, se podrá obtener una comprensión más completa del clima de olas en el Mar Menor. Este análisis proporcionará información valiosa sobre variaciones estacionales, tendencias a largo plazo y la dinámica general de las olas en la región.

Los resultados obtenidos en este estudio ofrecen información valiosa para investigaciones adicionales y aplicaciones prácticas relacionadas con olas y viento en el Mar Menor. El análisis estadístico y la caracterización de estos fenómenos físicos brindan una comprensión integral de su comportamiento y patrones en la región, que se pueden utilizar de diversas maneras.

Una aplicación importante es el diseño y evaluación de infraestructuras costeras. El conocimiento adquirido en este estudio puede utilizarse para optimizar el diseño de estructuras como espigones, defensas costeras y proyectos de regeneración de playas. Al incorporar datos precisos de olas y viento en el proceso de diseño, se puede mejorar la resistencia y eficacia de estas infraestructuras. Además, los resultados obtenidos pueden contribuir a la reevaluación de los periodos de retorno de infraestructuras existentes en el Mar Menor. Al comparar las características observadas de olas y viento con los criterios de diseño de estas infraestructuras, se puede evaluar su rendimiento y seguridad, lo que potencialmente conducirá a modificaciones o actualizaciones necesarias.

Pasos adicionales en la investigación incluyen la validación del modelo de olas con series temporales interanuales, lo que proporcionaría información sobre el comportamiento y la variabilidad a largo plazo de las olas en el Mar Menor. La validación del período de olas con datos obtenidos de ADCPs de mayor precisión mejorará la exactitud de las predicciones del modelo. Otro aspecto importante es la conexión del modelo de olas SWAN con el modelo hidrodinámico ROMS desarrollado por el mismo grupo de investigación. Esta conexión permitiría una comprensión más completa de las interacciones entre olas y corrientes en el Mar Menor, posibilitando una representación más precisa de los procesos hidrodinámicos en la laguna. Además, futuras investigaciones se centrarán en la caracterización del transporte de sedimentos en el Mar Menor, incluida la influencia de la vegetación en este fenómeno físico. Comprender la dinámica de los sedimentos y el papel de la vegetación contribuirá a la comprensión general de los procesos ecológicos y ayudará en la gestión y conservación del ecosistema del Mar Menor.

5. Acoplamiento atmósfera y oleaje en la laguna.

Se está trabajando en la integración de estos tres módulos - aire-agua, oleaje y sedimentos – en una versión de ROMS denominada COAWST (Coupled-Ocean-Atmosphere-Wave-Sediment Transport Modeling System). Una vez se disponga del mallado refinado y validado se irán implementando los diferentes módulos hasta conseguir el sistema de modelado completo esperable para el final del proyecto.

COAWST es una herramienta de código abierto que combina muchos sistemas sofisticados que proporcionan componentes relativos del sistema terrestre necesarios para investigar la dinámica de los impactos de las tormentas costeras. Específicamente, el Sistema de modelado COAWST incluye un componente oceánico: el Sistema regional de modelado oceánico (ROMS); componente atmosférico: Modelo de pronóstico e investigación meteorológica (WRF), componente de hidrología: WRF_Hydro; componentes de olas— Simulación de olas cerca de la costa (SWAN) y componente de transporte de sedimentos (Figura 100).

Se está evaluando la posibilidad de que algunos miembros del equipo de trabajo se desplacen en estancias de investigación a diferentes centros de modelado en el extranjero donde se han desarrollado este sistema de modelado. Para ello se está evaluando la solicitud de una modificación presupuestaria del proyecto que permita abordar este tipo de imputación económica.

El desarrollo de un sistema operativo de modelización oceánica desempeña un papel de primer orden en muchas actividades humanas como la vigilancia costera, la navegación, el salvamento marítimo, la evaluación del impacto ambiental y la monitorización de sistemas costeros entre otras. Ya se han implementado con éxito sistemas robustos para regiones oceánicas y costeras de todos los continentes, siendo un ejemplo cercano a Cartagena la implementación para las Islas Baleares en el Mar Mediterráneo (Socib <https://www.socib.es>, Juza et al., 2016). Todos estos sistemas emplean, en común, un dominio regional de alta resolución anidado en un sistema modelo externo de mayor escala que proporciona condiciones de contorno en menor resolución.



COAWST Modeling System

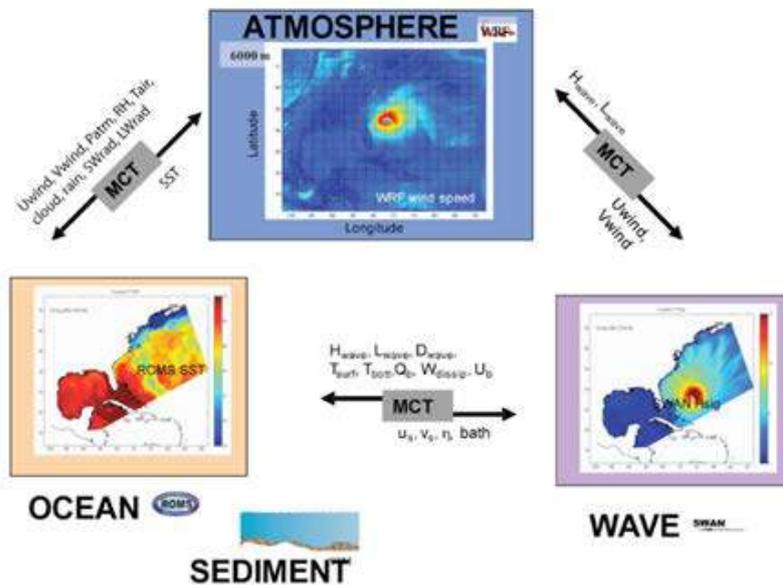
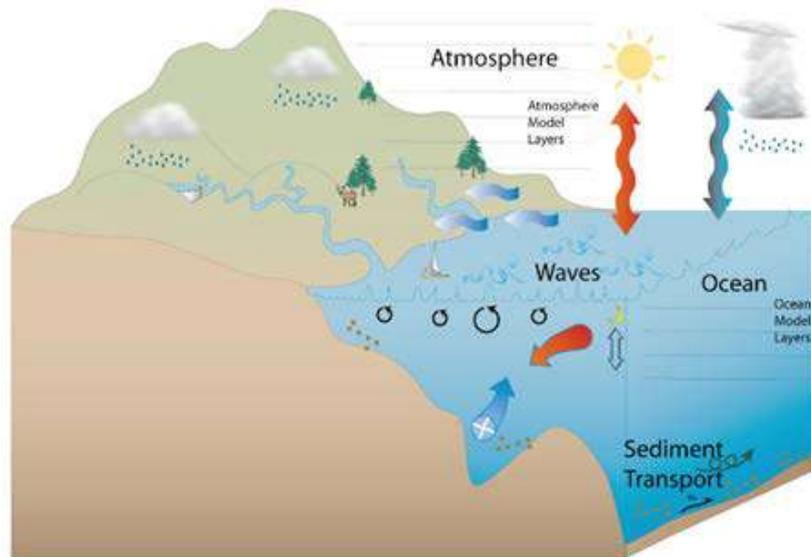


Figura 100. Esquema del sistema de modelado COAWST.

Uno de los objetivos de este proyecto es desarrollar un sistema de modelización oceánica operacional multigrad de alta resolución en modo hindcast y predicción para simular y predecir las condiciones oceánicas en la plataforma continental frente a Cartagena y en la laguna costera del Mar Menor, donde otros sistemas de observación no llegan.

Para ello el modelo numérico implementado en el sistema operacional es el Sistema de Modelado Acoplado Océano-Atmósfera-Oleaje-Transporte de Sedimentos (COAWST), que es una aglomeración de componentes de modelado de código abierto que ha sido adaptada para investigar los procesos acoplados de la atmósfera, el océano y las olas en el océano costero (Warner et al., 2010).

El componente de circulación oceánica es el Sistema Regional de Modelización Oceánica (ROMS), un modelo oceánico de superficie libre y ecuación primitiva, con flujos aire-mar para el momento y el calor, mezcla vertical parametrizada y una coordenada sigma que sigue el terreno, lo que proporciona claras ventajas en aplicaciones regionales costeras (Shchepetkin y McWilliams, 2005).

El componente viento-olas que utiliza es el modelo Simulating Waves Nearshore (SWAN), un modelo numérico totalmente espectral de tercera

generación basado en la ecuación de equilibrio de la acción de las olas, una vez que la densidad de acción se conserva durante la propagación de las olas en presencia de corrientes. SWAN incorpora fuentes y sumideros con formulaciones completas para los procesos en aguas profundas de generación, disipación e interacciones del oleaje junto con formulaciones para procesos en aguas poco profundas como la configuración, difracción, fricción del fondo, interacciones no lineales y rotura inducida por la profundidad, haciendo uso de esquemas numéricos implícitos, que son incondicionalmente estables (Booij et al., 1999 y Ris et al., 1999).

Los códigos para la configuración del modelo, el preprocesamiento de los datos oceánicos y atmosféricos de entrada, el flujo de trabajo del sistema y el postprocesamiento de los archivos de salida, vídeos y figuras se desarrollaron con dos lenguajes de código abierto: Python y Bash.

El sistema está compuesto por mallas anidadas bidireccionales de tres niveles y se estableció con la malla más interna centrada en la laguna costera del Mar Menor (Figura 101). La malla más externa se denominó "Ocean Grid" y tiene una resolución horizontal de 1 km en ambas direcciones. El propósito de esta malla es asimilar datos climatológicos de entrada a mayor escala y proporcionar una alta resolución en el tiempo para las mallas posteriores, al tiempo que se mejora cuatro veces la resolución horizontal de entrada. La rejilla de segundo

nivel tiene una resolución horizontal de 200 m y se denominó "Shelf Grid". Su objetivo es representar mejor la fuerte pendiente y la ruptura de la plataforma que se producen en la costa sur, así como la intrincada línea costera con múltiples islas en la región, de modo que la propagación de las oscilaciones del nivel del mar pueda representarse adecuadamente. La cuadrícula más interna se denominó "lagoon grid " y tiene una resolución variable en una cuadrícula curvilínea (Figura 102) que, en definitiva, es el objetivo último del sistema y tiene la difícil tarea de representar tres pequeños canales de entrada con sólo decenas de metros de sección transversal. Los puntos indicados en la figura muestran los puntos de control para la validación del sistema.

La discretización vertical es la misma para las tres mallas con 10 capas. Los parámetros de estiramiento de la superficie y del fondo son iguales a 5 y el parámetro de profundidad crítica es de 20 m.

Para evitar la inestabilidad numérica y el problema de difusión a lo largo de las capas sigma (Mellor et al., 1994) la batimetría de todas las mallas se suavizó hasta alcanzar un gradiente máximo del 20% entre puntos adyacentes o σ_0 igual a 0,2 (Beckmann y Haidvogel, 1993).

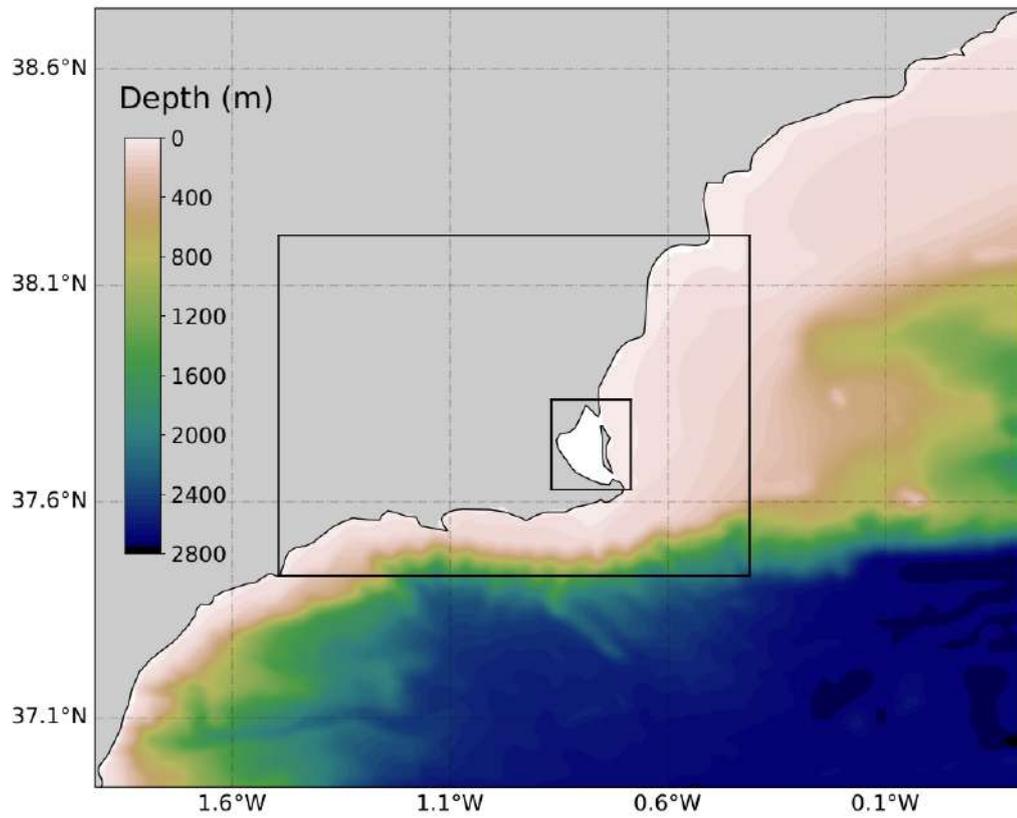


Figura 101. Batimetría de la cuadrícula oceánica. Las líneas negras muestran los límites de la cuadrícula de la laguna dentro de los límites de la cuadrícula de la plataforma.

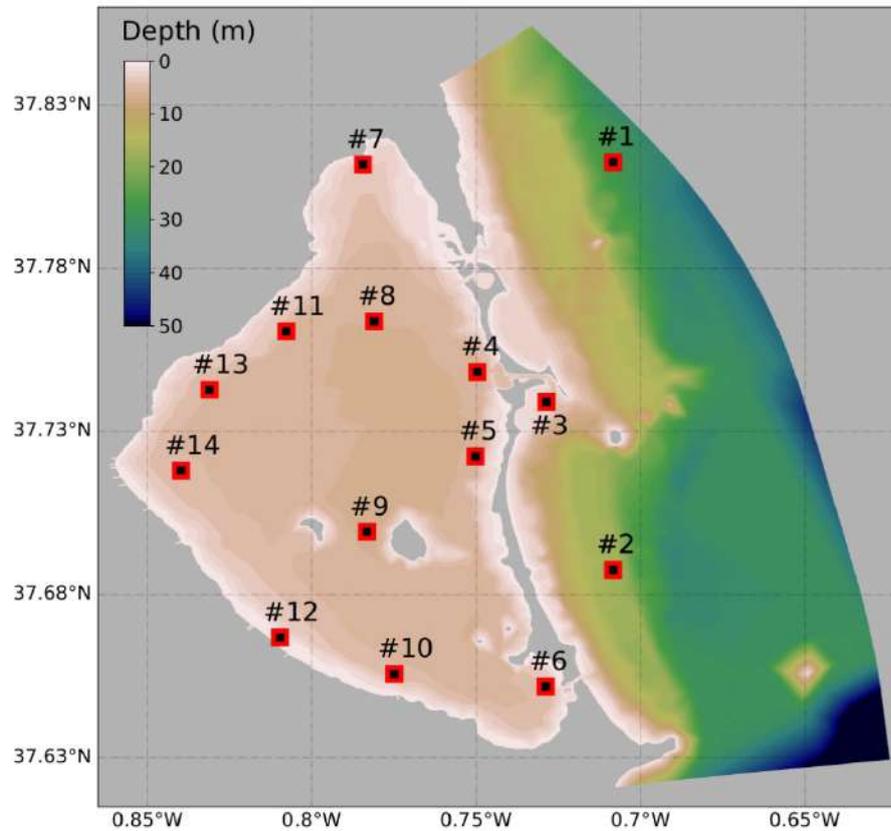


Figura 102. Batimetría de la cuadrícula de la laguna con algunos de los puntos de series temporales disponibles.

El límite abierto superficial en todas las mallas se fuerza con datos horarios de la base de Datos Climáticos de Copernicus (cds.climate.copernicus.eu), que incluyen vientos, temperatura, humedad, precipitación, presión atmosférica y

flujos de calor. Los límites abiertos al sur y al este en la Rejilla Oceánica se fuerzan con datos horarios del Servicio Marino de Copernicus (data.marine.copernicus.eu), específicamente del producto "Mediterranean Sea Analysis and Forecast" (MEDSEA) para física (Clementi et al., 2021) y olas (Korres et al., 2022).

Para la circulación oceánica, estos límites se configuraron con la condición Chapman explícita de superficie libre (Chapman, 1985), una condición de radiación Flather para el momento 2D (Flather, 1976) y una condición de radiación con nudging para el momento 3D y los trazadores (Marchesiello et al., 2001). Las escalas de tiempo del nudging se fijaron a la frecuencia de los datos de entrada (1h) tanto para el flujo de entrada como para el de salida en el límite y disminuyendo cuadráticamente hasta cero a lo largo de 50 puntos dentro del dominio. Para las olas, los límites laterales se fijaron con los espectros direccionales completos, después de ser reconstruidos a partir de los parámetros *bulk* triparticionados, utilizando el espectro Pierson-Moskowitz y la forma JONSWAP descrita en Tucker (1991).



El esquema de flujo de trabajo implica la resolución de los dos modos cada

día:

- Hindcast diario con 15 días de desfase, para esperar la inclusión de toda la asimilación de datos posible en los datos climatológicos de entrada.
- Una predicción de cuatro días, que incluye el día presente y tres días en el futuro. Es importante mencionar que este sistema se reinicia diariamente a partir de los resultados anteriores y, por lo tanto, es totalmente libre de evolucionar con el tiempo. Está en proceso el mecanismo para realizar una validación con datos de satélite y de campo para determinar la fiabilidad del modelo y determinar la necesidad de asimilación de datos en el modo de hindcast o de previsión de este sistema. Los resultados anteriores pueden consultarse de modo provisional en una página web habilitada de momento en www.renatocecilio.org/spain.php.

En la actualidad el sistema está en fase de pruebas con los tres grid implicados:

- ocean grid;
- shelf grid
- lagoon grid

Se estima que, a partir de enero de 2024, una vez formalizado el contrato con AEMET para el suministro de datos del modelo HARMONIE-AROME, esté funcionando con los datos meteorológicos con capacidad predictiva.

A los datos obtenidos pueden aplicarse las calibraciones elaboradas mostradas en los apartados anteriores de validación.

No obstante, aquí las figuras se muestran sólo para mostrar la puesta en marcha del sistema, que en breve será activado para consultas públicas para poder analizar tanto fenómenos concretos como predicciones.

5.1. SIMULACIONES EN EL OCEAN-GRID

La Figura 103 muestra los resultados de la elevación del nivel del mar, la anomalía de la elevación, los mapas de velocidad de las corrientes en superficie y los de corrientes en el fondo para el 1/08/2023 a las 00:00 horas en el dominio del ocean-grid.

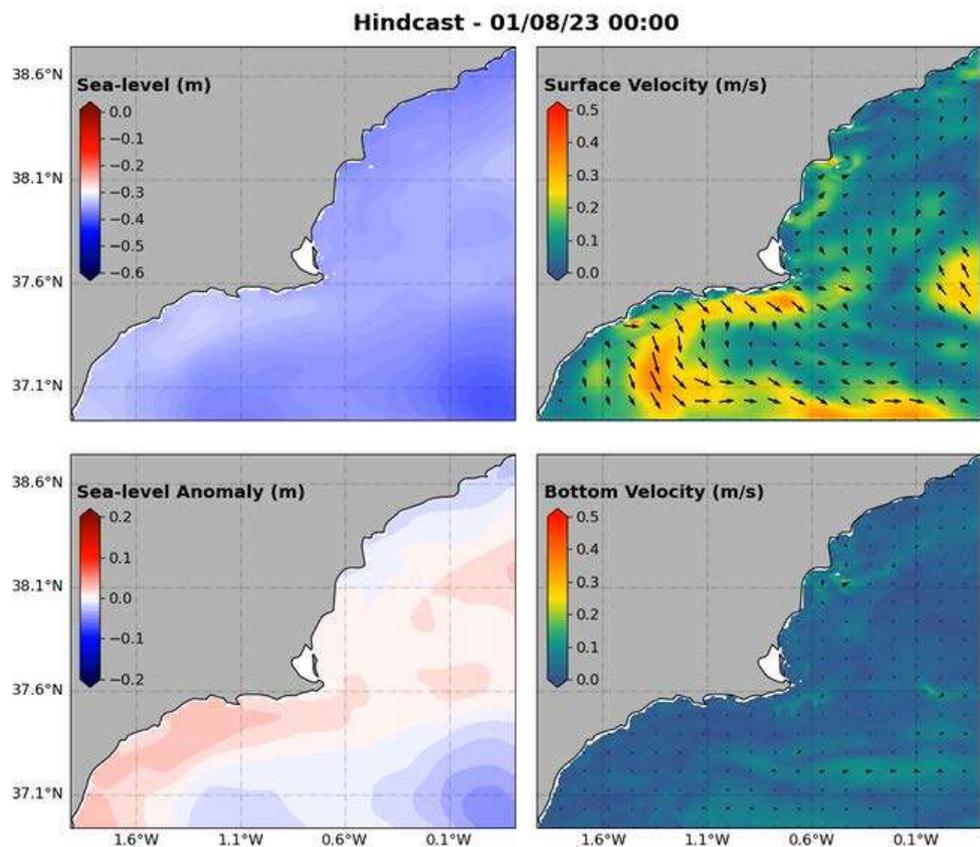


Figura 103. Elevación del nivel del mar, anomalía de la elevación y mapas de velocidad de las corrientes en superficie y en el fondo para el 1/8/2023 a las 00:00 horas en el dominio del ocean-grid.

La Figura 104 muestra los resultados de la temperatura superficial y del fondo y de la salinidad tanto en la superficie como en el fondo para la misma fecha y grid.

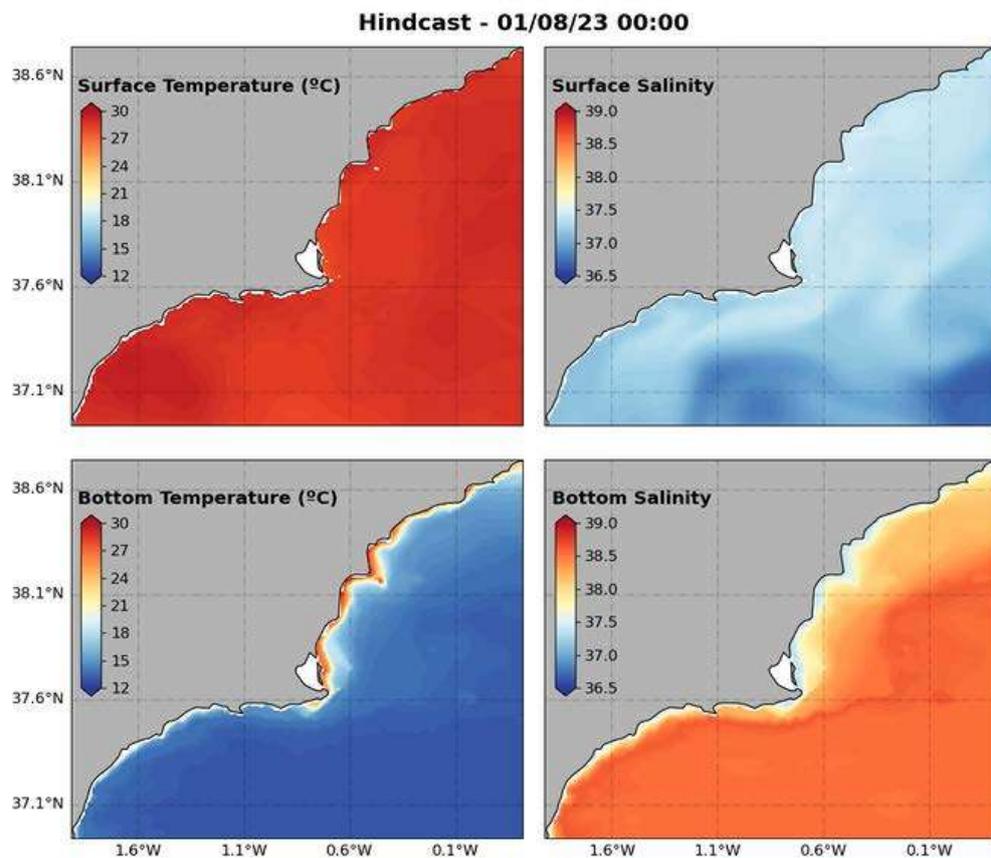


Figura 104. Temperatura y salinidad superficial y del fondo del mar para el 1/8/2023 a las 00:00 horas en el dominio del ocean-grid.

La Figura 105 muestra los resultados de altura significativa del oleaje, periodo de pico, velocidad del viento y energía de ola para la misma fecha y grid.

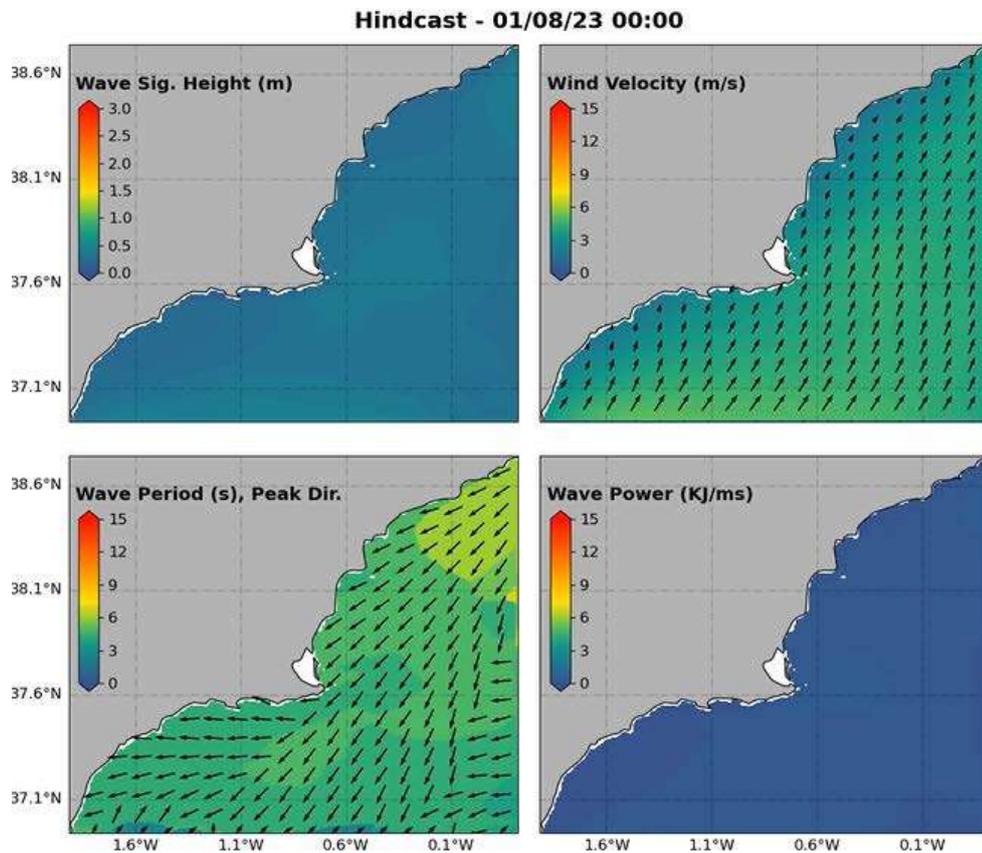


Figura 105. Altura significativa del oleaje, periodo de pico, velocidad del viento y energía de ola para el 01/08/2023 a las 00:00 horas en el dominio del ocean-grid.

Las siguientes figuras siguen el mismo esquema anterior para fechas y horas diferentes en el mismo grid.

La Figura 106 muestra los resultados de la elevación del nivel del mar, la anomalía de la elevación, los mapas de velocidad de las corrientes en superficie y los de corrientes en el fondo para el 15/08/2023 a las 03:00 horas en el dominio del ocean-grid.

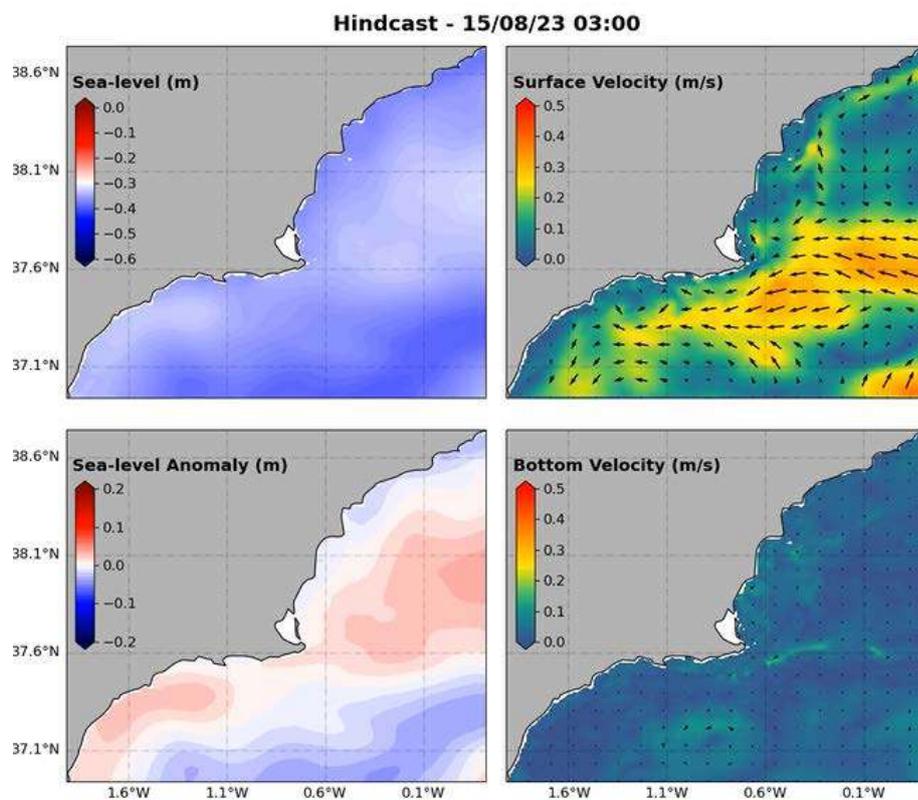


Figura 106. Elevación del nivel del mar, anomalía de la elevación y mapas de velocidad de las corrientes en superficie y en el fondo para el 15/1/2023 a las 03:00 horas en el dominio del ocean-grid.

La Figura 107 muestra los resultados de la temperatura superficial y del fondo y de la salinidad tanto en la superficie como en el fondo para la misma fecha y grid.

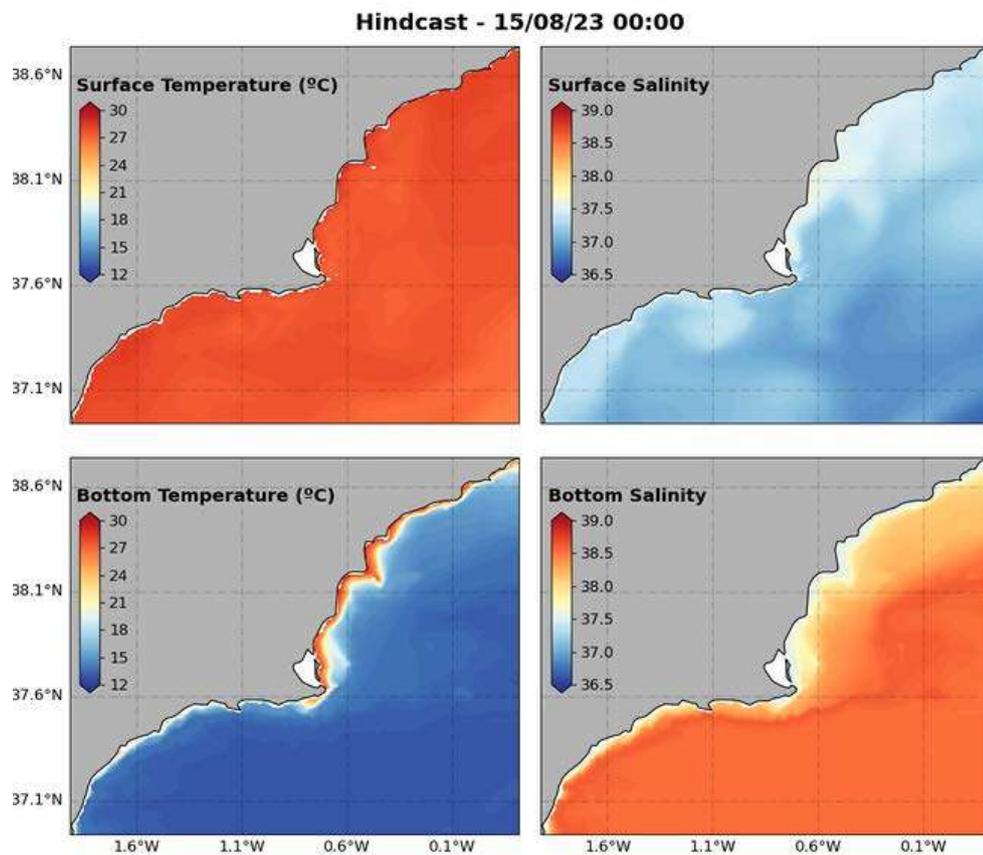


Figura 107. Temperatura y salinidad superficial y del fondo del mar para el 15/8/2023 a las 00:00 horas en el dominio del ocean-grid.

La Figura 108 muestra los resultados de altura significativa del oleaje, periodo de pico, velocidad del viento y energía de ola para la misma fecha y grid.

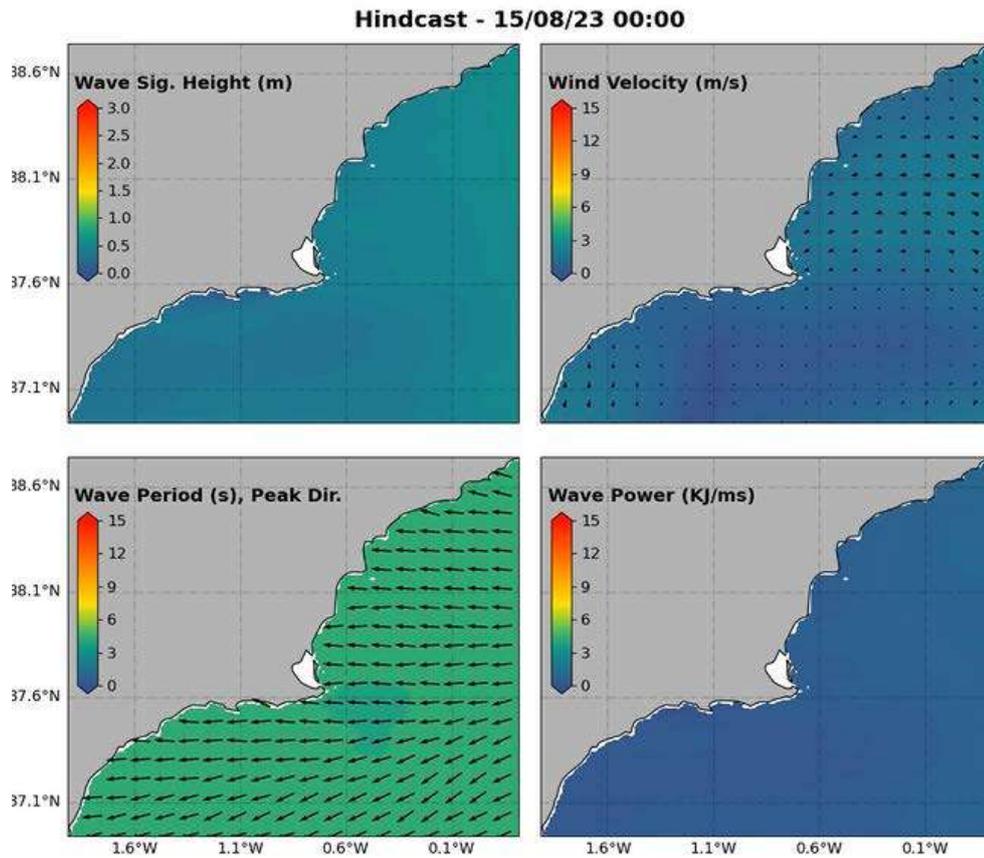


Figura 108. Altura significativa del oleaje, periodo de pico, velocidad del viento y energía de ola para el 15/08/2023 a las 00:00 horas en el dominio del ocean-grid.

La Figura 109 muestra los resultados de la elevación del nivel del mar, la anomalía de la elevación, los mapas de velocidad de las corrientes en superficie y los de corrientes en el fondo para el 31/08/2023 a las 23:00 horas en el dominio del ocean-grid.

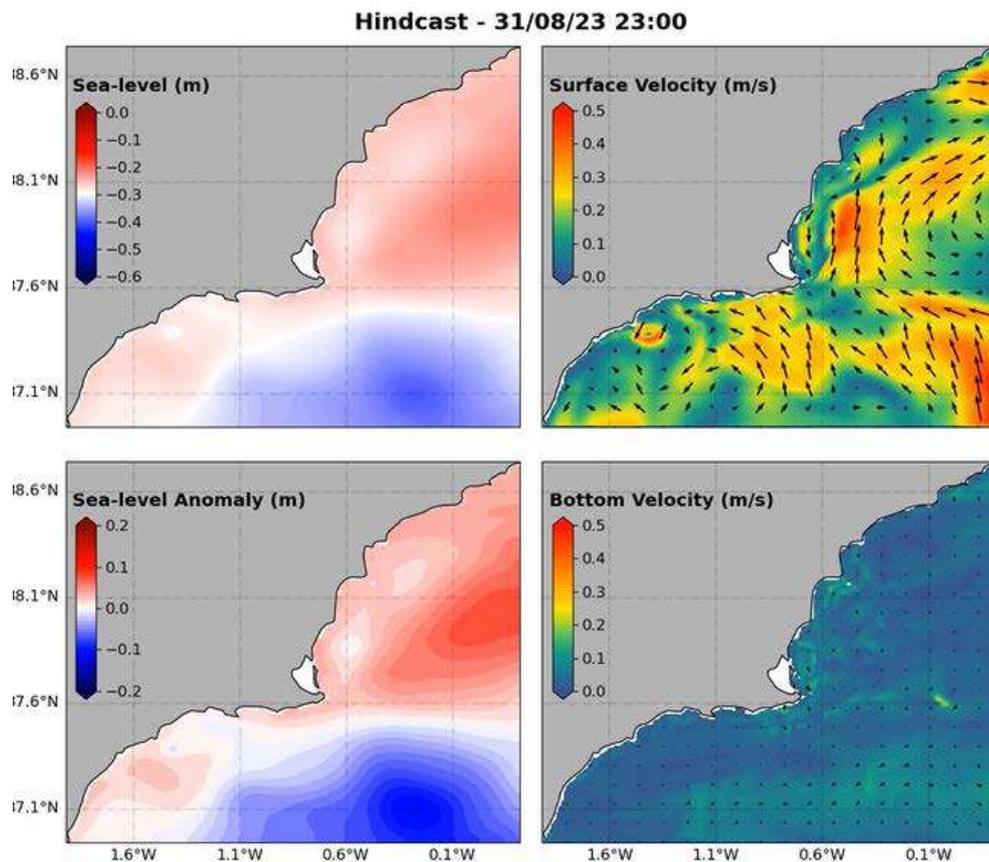


Figura 109. Elevación del nivel del mar, anomalía de la elevación y mapas de velocidad de las corrientes en superficie y en el fondo para el 31/12/2021 a las 23:00 horas en el dominio del ocean-grid.

La Figura 110 muestra los resultados de la temperatura superficial y del fondo y de la salinidad tanto en la superficie como en el fondo para la misma fecha y grid.

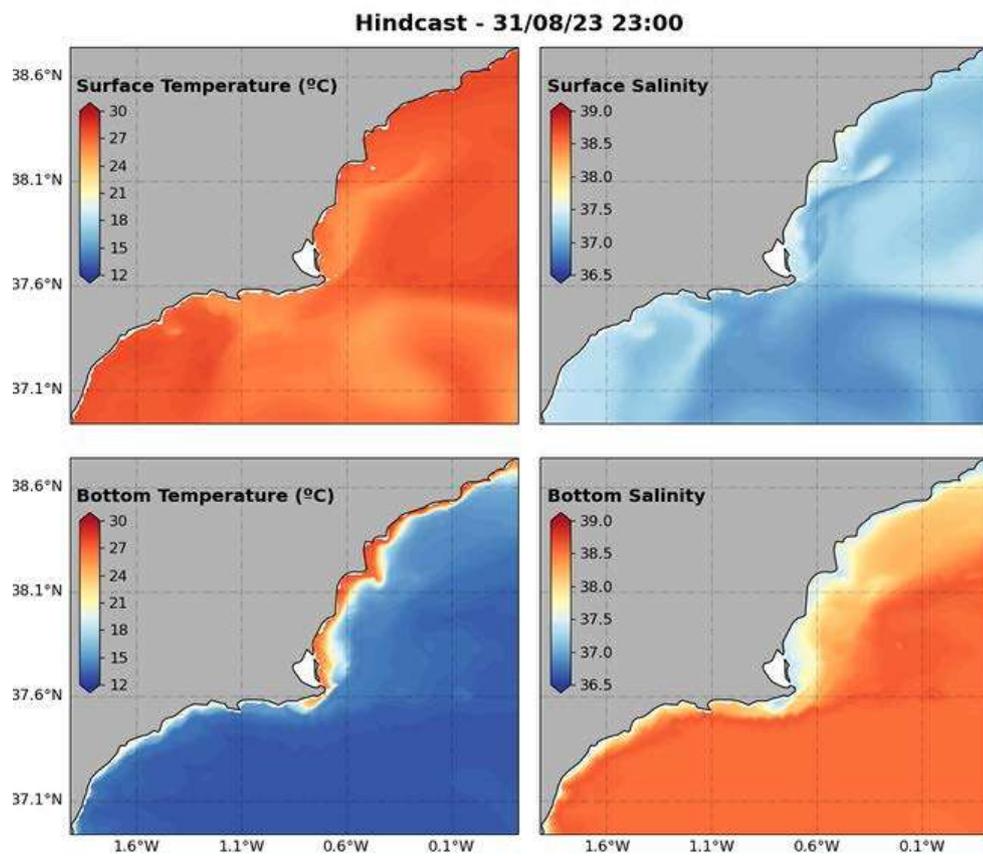


Figura 110. Temperatura y salinidad superficial y del fondo del mar para el 31/08/2023 a las 23:00 horas en el dominio del ocean-grid.

La Figura 111 muestra los resultados de altura significativa del oleaje, periodo de pico, velocidad del viento y energía de ola para la misma fecha y grid.

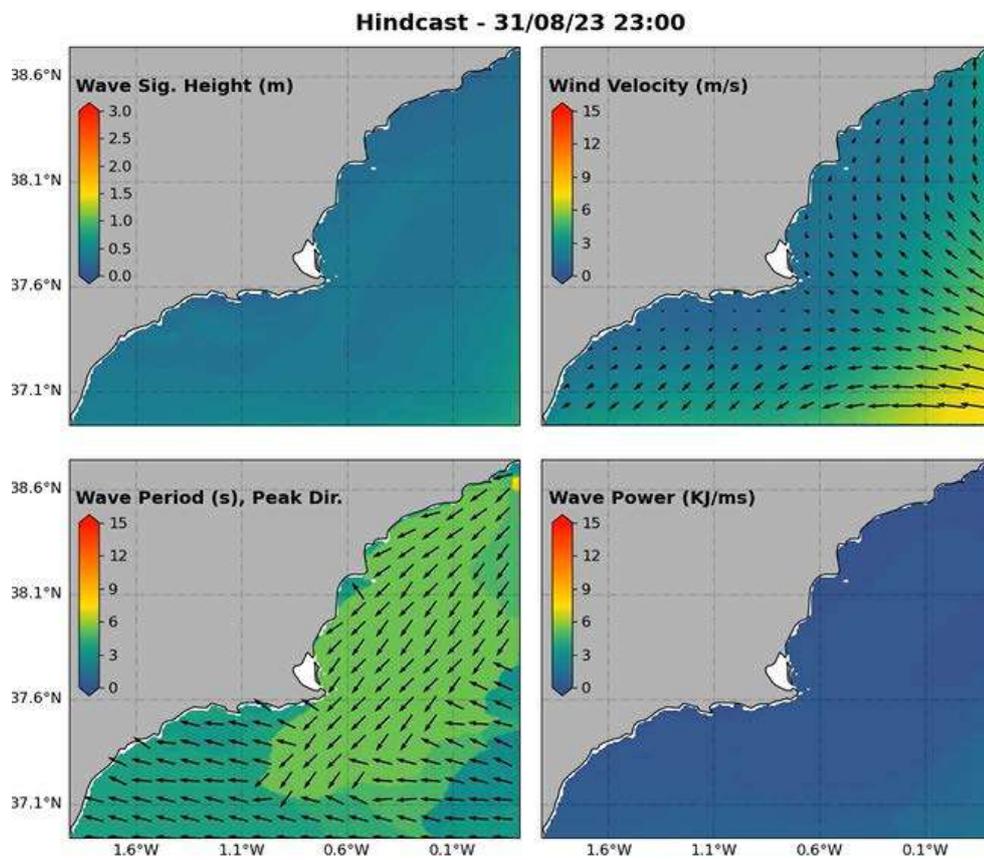


Figura 111. Altura significativa del oleaje, periodo de pico, velocidad del viento y energía de ola para el 31/08/2023 a las 00:00 horas en el dominio del ocean-grid.

5.2. SIMULACIONES EN EL SHELF-GRID

Las siguientes figuras muestran los mismos resultados que las anteriores, pero para el shelf-grid.

La Figura 112 muestra los resultados de la elevación del nivel del mar, la anomalía de la elevación, los mapas de velocidad de las corrientes en superficie y los de corrientes en el fondo para el 1/08/2023 a las 00:00 horas en el dominio del shelf-grid.

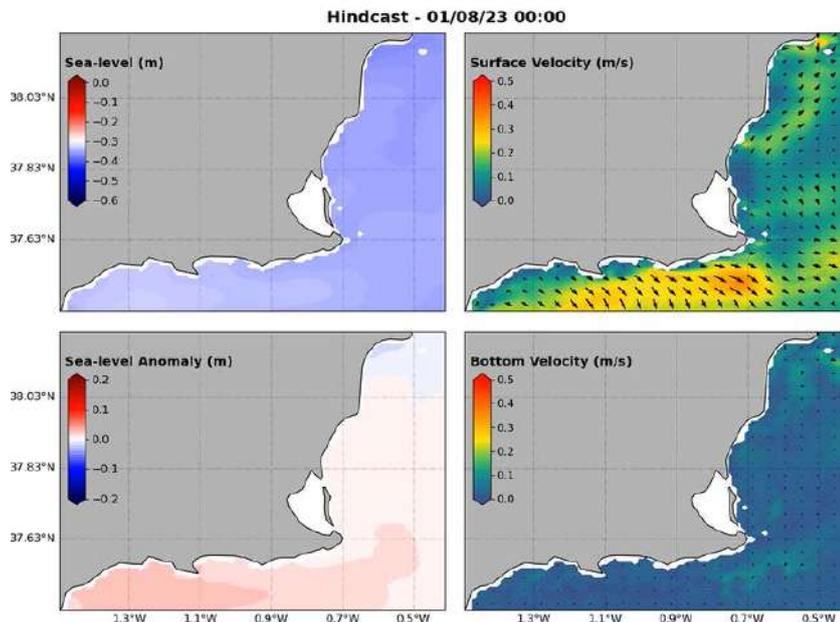


Figura 112. Elevación del nivel del mar, anomalía de la elevación y mapas de velocidad de las corrientes en superficie y en el fondo para el 1/8/2023 a las 00:00 horas en el dominio del shelf-grid.

La Figura 113 muestra los resultados de la temperatura superficial y del fondo y de la salinidad tanto en la superficie como en el fondo para la misma fecha y grid.

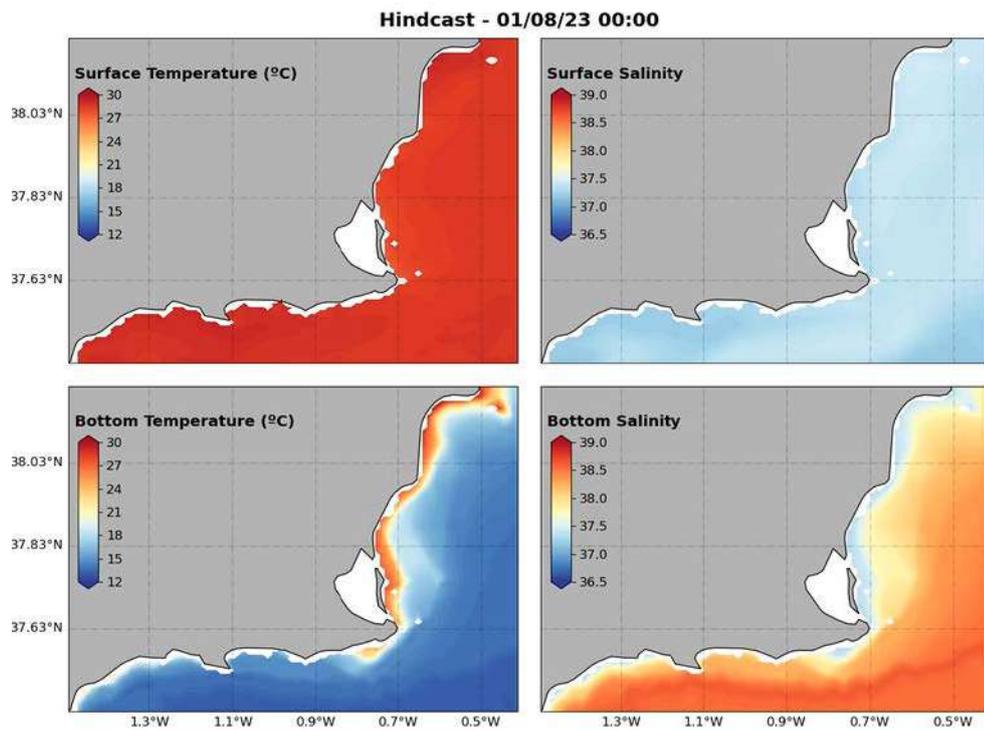


Figura 113. Temperatura y salinidad superficial y del fondo del mar para el 01/08/2023 a las 00:00 horas en el dominio del shelf-grid.

La Figura 114 muestra los resultados de altura significativa del oleaje, periodo de pico, velocidad del viento y energía de ola para la misma fecha y grid.

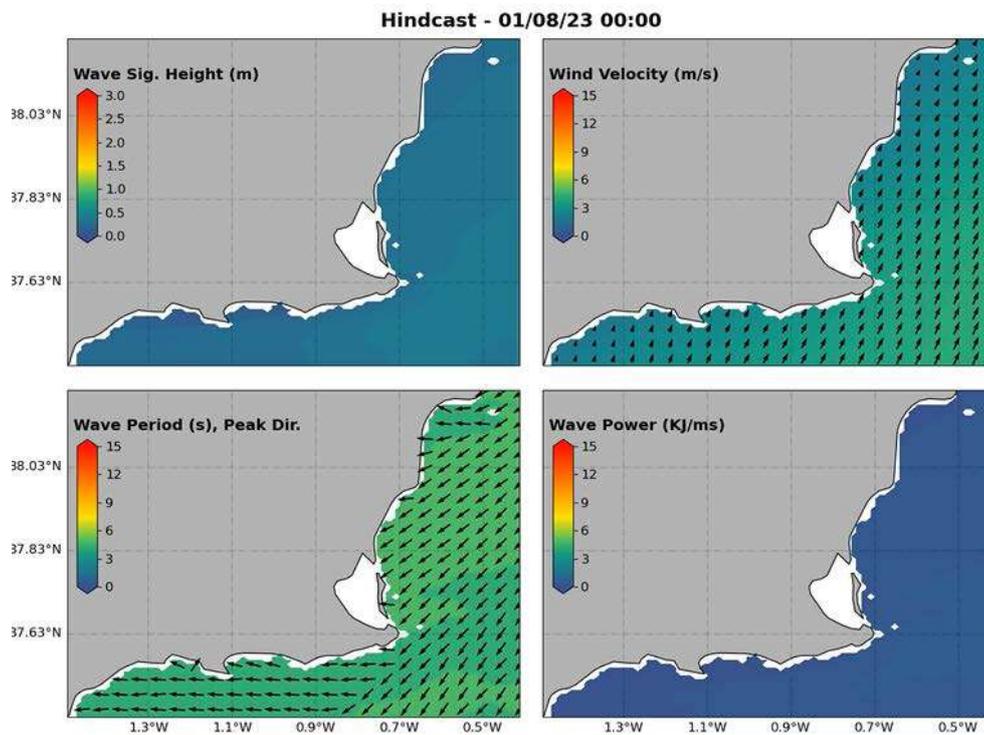


Figura 114. Altura significativa del oleaje, periodo de pico, velocidad del viento y energía de ola para el 01/08/2023 a las 00:00 horas en el dominio del shelf-grid.

La Figura 115 muestra los resultados de la elevación del nivel del mar, la anomalía de la elevación, los mapas de velocidad de las corrientes en superficie y los de corrientes en el fondo para el 15/08/2023 a las 00:00 horas en el dominio del shelf-grid.

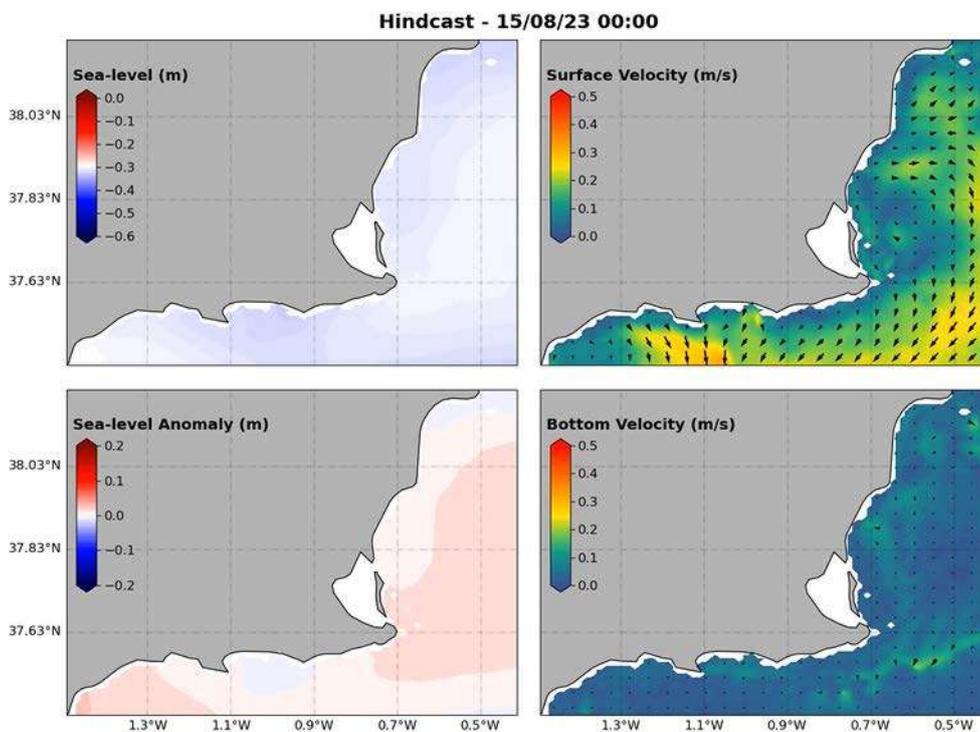


Figura 115. Elevación del nivel del mar, anomalía de la elevación y mapas de velocidad de las corrientes en superficie y en el fondo para el 15/08/2023 a las 00:00 horas en el dominio del shelf-grid.

La Figura 116 muestra los resultados de la temperatura superficial y del fondo y de la salinidad tanto en la superficie como en el fondo para la misma fecha y grid.

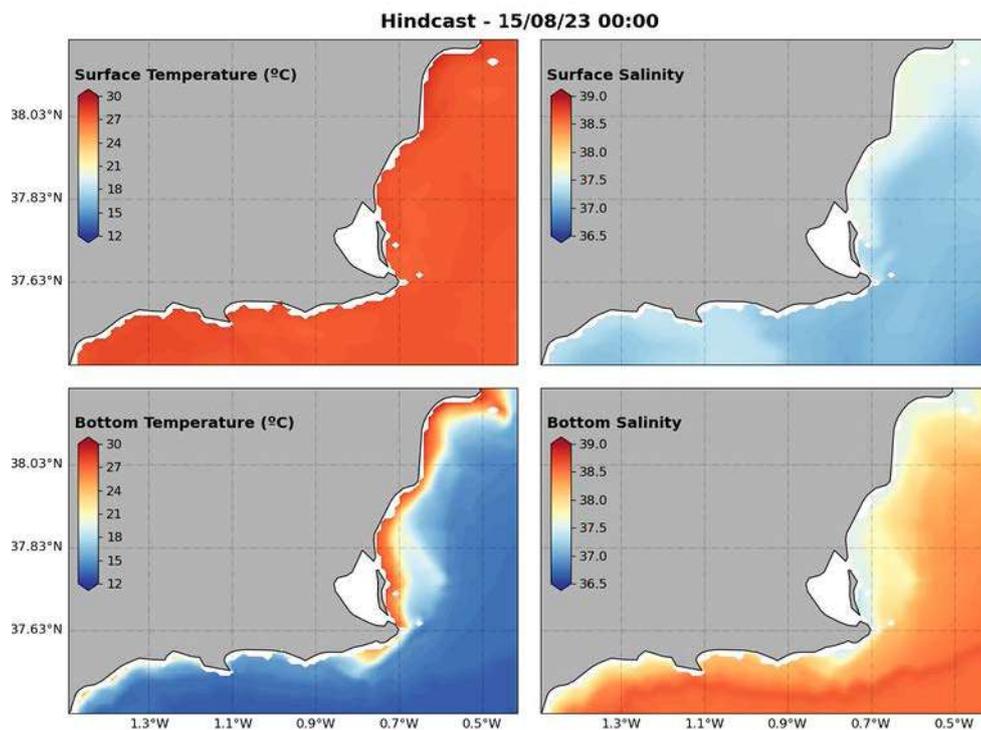


Figura 116. Temperatura y salinidad superficial y del fondo del mar para el 15/08/2023 a las 00:00 horas en el dominio del shelf-grid.

La Figura 117 muestra los resultados de altura significativa del oleaje, periodo de pico, velocidad del viento y energía de ola para la misma fecha y grid.

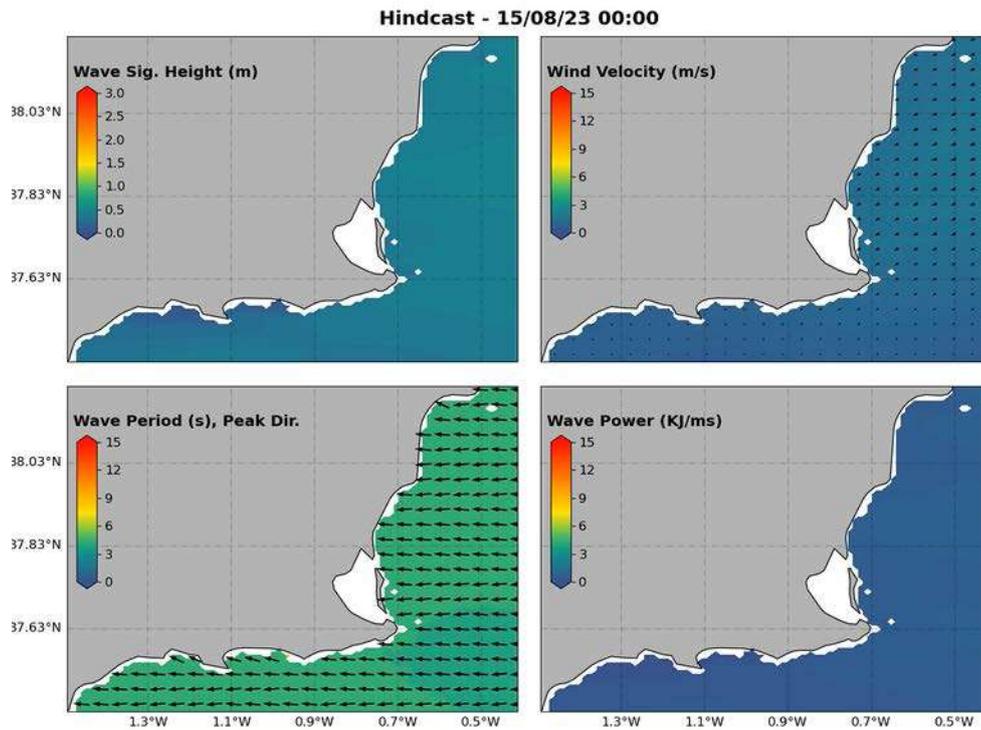


Figura 117. Altura significativa del oleaje, periodo de pico, velocidad del viento y energía de ola para el 15/08/2023 a las 00:00 horas en el dominio del shelf-grid.

La Figura 118 muestra los resultados de la elevación del nivel del mar, la anomalía de la elevación, los mapas de velocidad de las corrientes en superficie y los de corrientes en el fondo para el 31/08/2023 a las 23:00 horas en el dominio del shelf-grid.

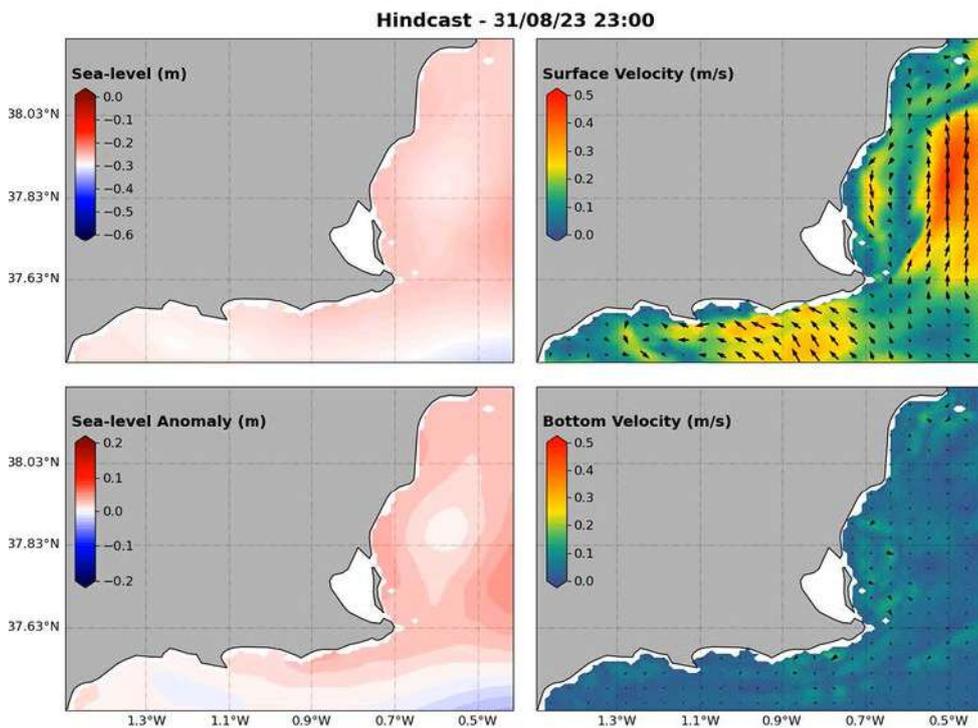


Figura 118. Elevación del nivel del mar, anomalía de la elevación y mapas de velocidad de las corrientes en superficie y en el fondo para el 31/08/2023 a las 23:00 horas en el dominio del shelf-grid.

La Figura 119 muestra los resultados de la temperatura superficial y del fondo y de la salinidad tanto en la superficie como en el fondo para la misma fecha y grid.

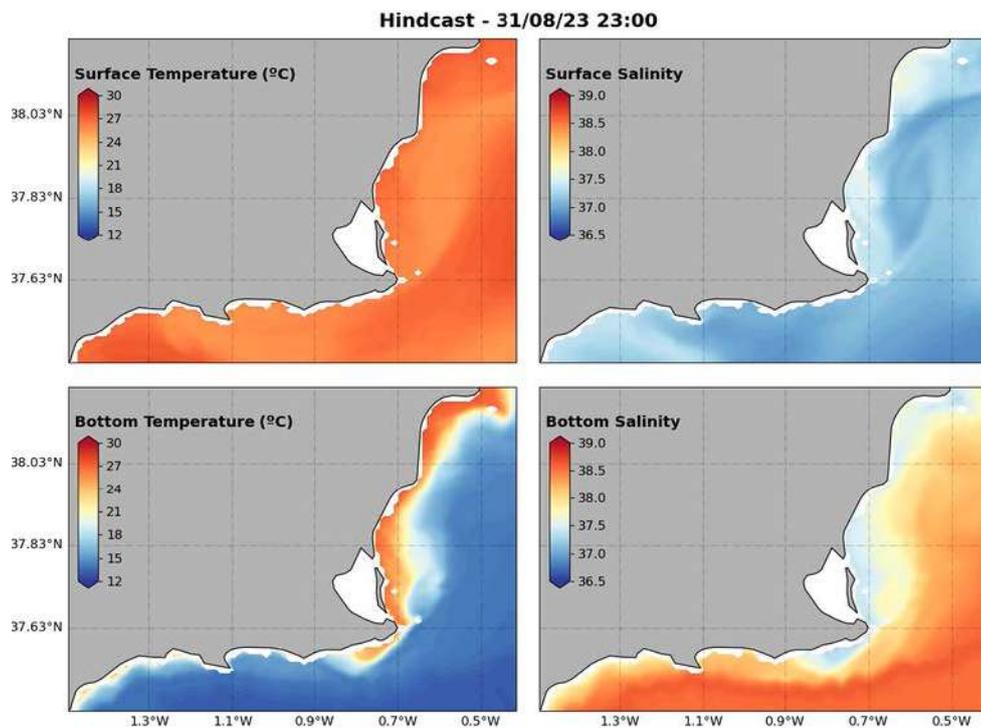


Figura 119. Temperatura y salinidad superficial y del fondo del mar para el 31/08/2023 a las 23:00 horas en el dominio del shelf-grid.

La Figura 120 muestra los resultados de altura significativa del oleaje, periodo de pico, velocidad del viento y energía de ola para la misma fecha y grid.

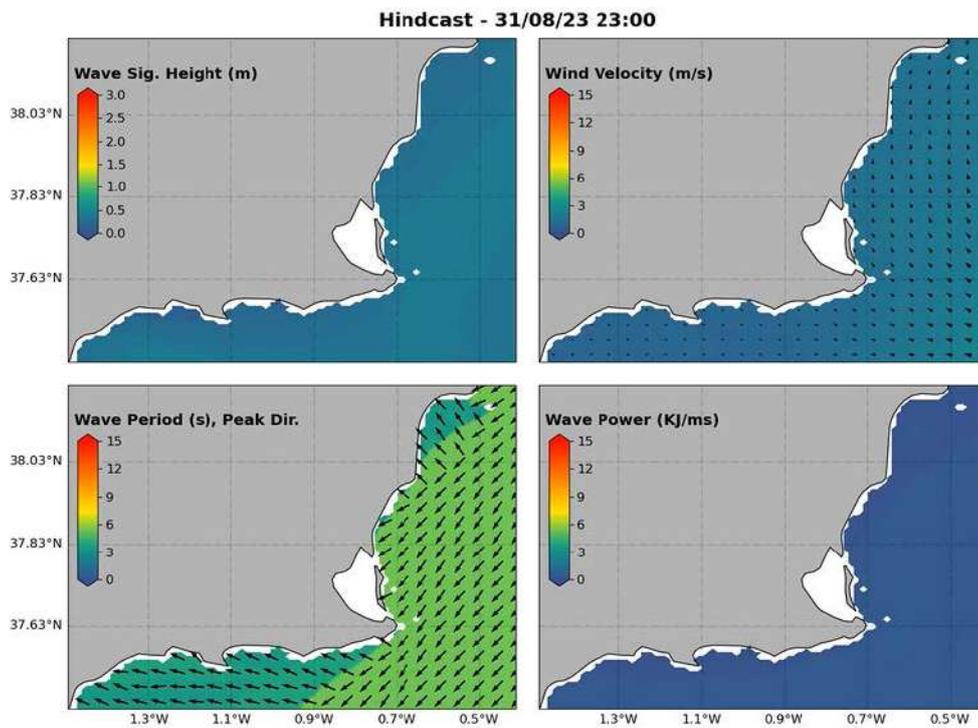


Figura 120. Altura significativa del oleaje, periodo de pico, velocidad del viento y energía de ola para el 31/08/2023 a las 23:00 horas en el dominio del shelf-grid.

5.3. SIMULACIONES EN EL LAGOON-GRID

Las siguientes figuras muestran los mismos resultados que las anteriores, pero para el lagoon-grid:

La Figura 121 muestra los resultados de la elevación del nivel del mar, la anomalía de la elevación, los mapas de velocidad de las corrientes en superficie y los de corrientes en el fondo para el 31/12/2021 a las 23:00 horas en el dominio del lagoon-grid.

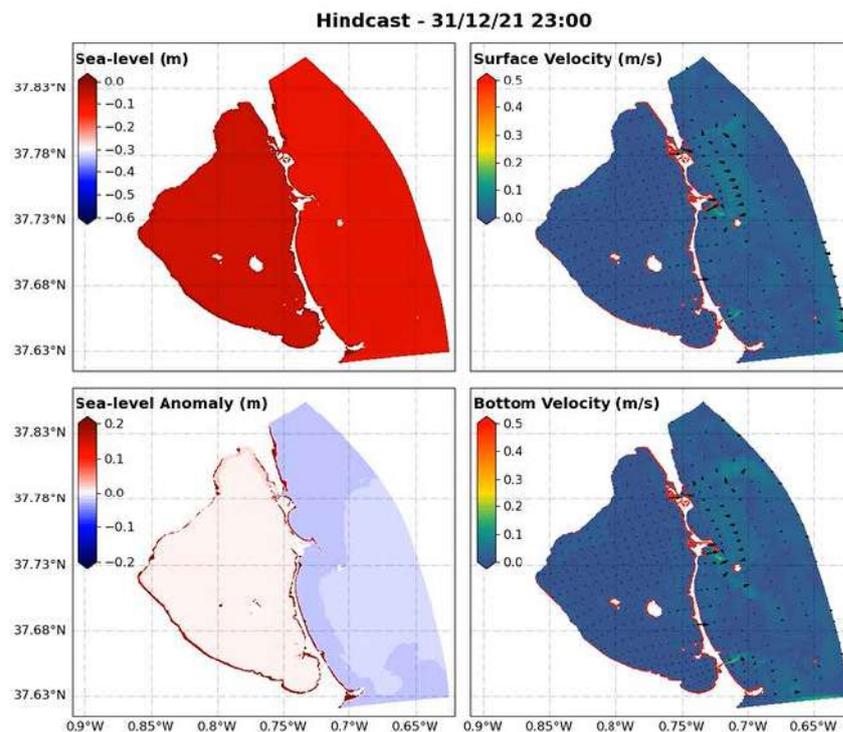


Figura 121. Elevación del nivel del mar, anomalía de la elevación y mapas de velocidad de las corrientes en superficie y en el fondo para el 31/12/2023 a las 23:00 horas en el dominio del lagoon-grid.

La Figura 122 muestra los resultados de la temperatura superficial y del fondo y de la salinidad tanto en la superficie como en el fondo para la misma fecha y grid.

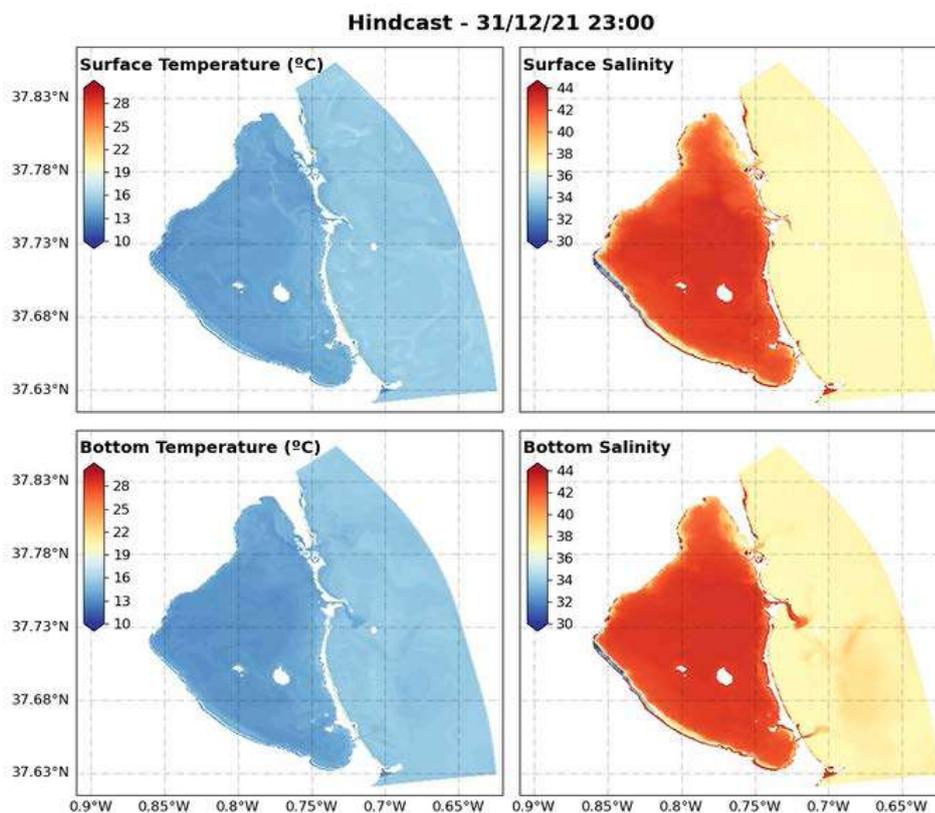


Figura 122. Temperatura y salinidad superficial y del fondo del mar para el 31/12/2023 a las 23:00 horas en el dominio del lagoon-grid.

La Figura 123 muestra los resultados de la elevación del nivel del mar, la anomalía de la elevación, los mapas de velocidad de las corrientes en superficie y los de corrientes en el fondo para el 15/01/2022 a las 23:00 horas en el dominio del lagoon-grid.

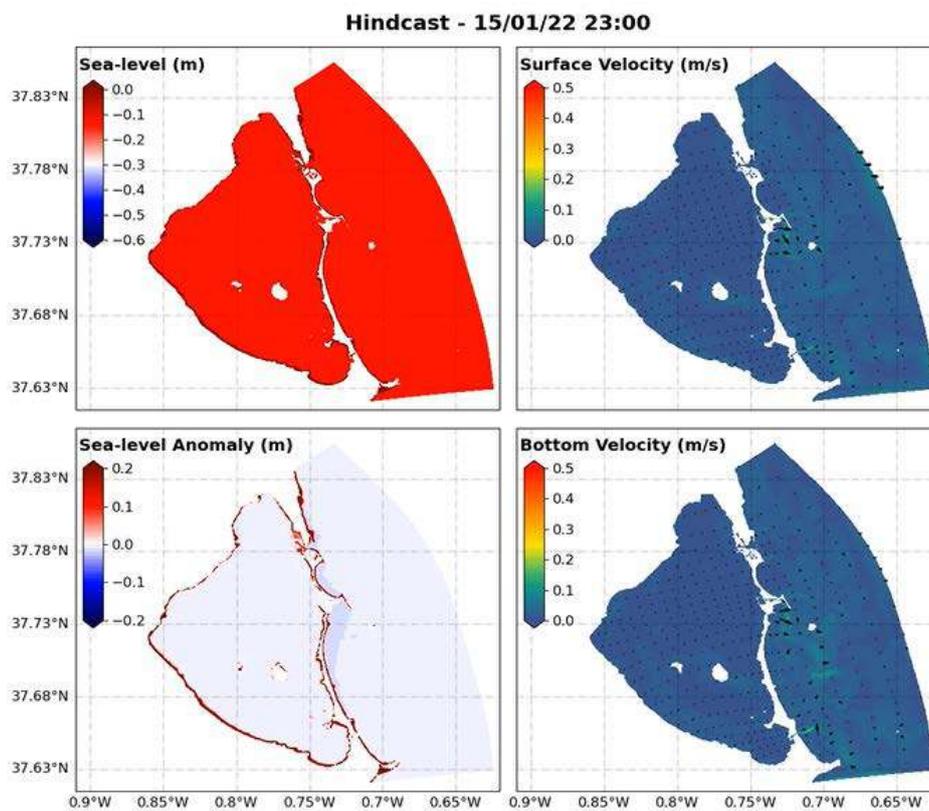


Figura 123. Elevación del nivel del mar, anomalía de la elevación y mapas de velocidad de las corrientes en superficie y en el fondo para el 15/01/2023 a las 23:00 horas en el dominio del lagoon-grid.

La Figura 124 muestra los resultados de la temperatura superficial y del fondo y de la salinidad tanto en la superficie como en el fondo para la misma fecha y grid.

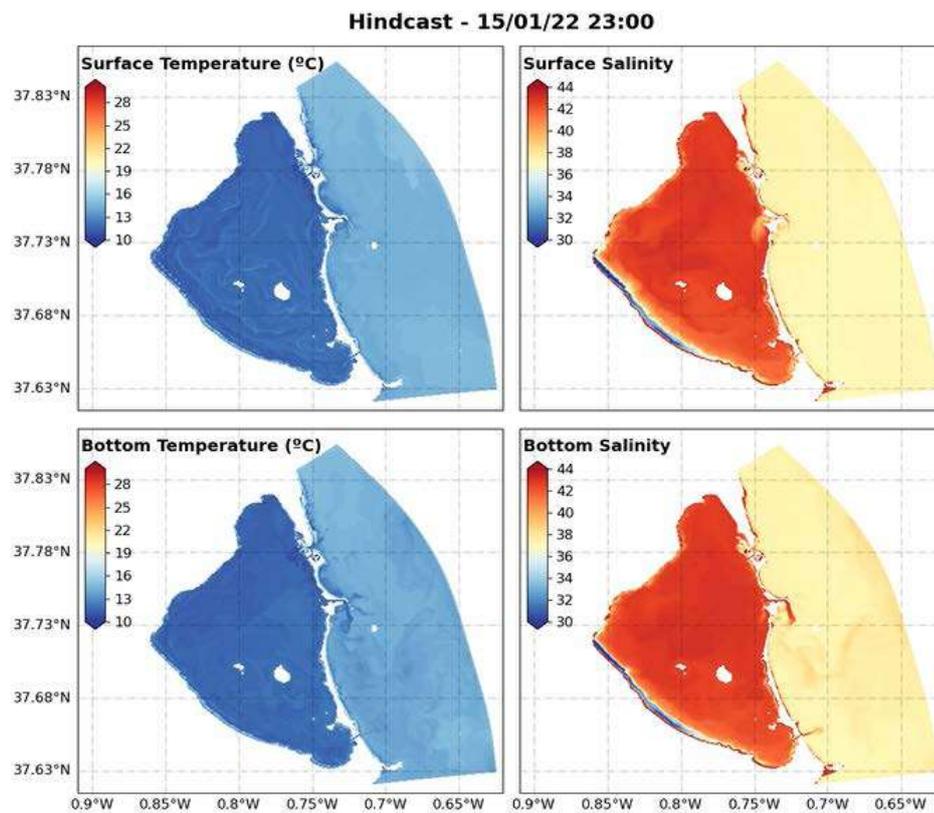


Figura 124. Temperatura y salinidad superficial y del fondo del mar para el 15/01/2023 a las 23:00 horas en el dominio del lagoon-grid.

La Figura 125 muestra los resultados de la elevación del nivel del mar, la anomalía de la elevación, los mapas de velocidad de las corrientes en superficie y los de corrientes en el fondo para el 31/01/2022 a las 23:00 horas en el dominio del lagoon-grid.

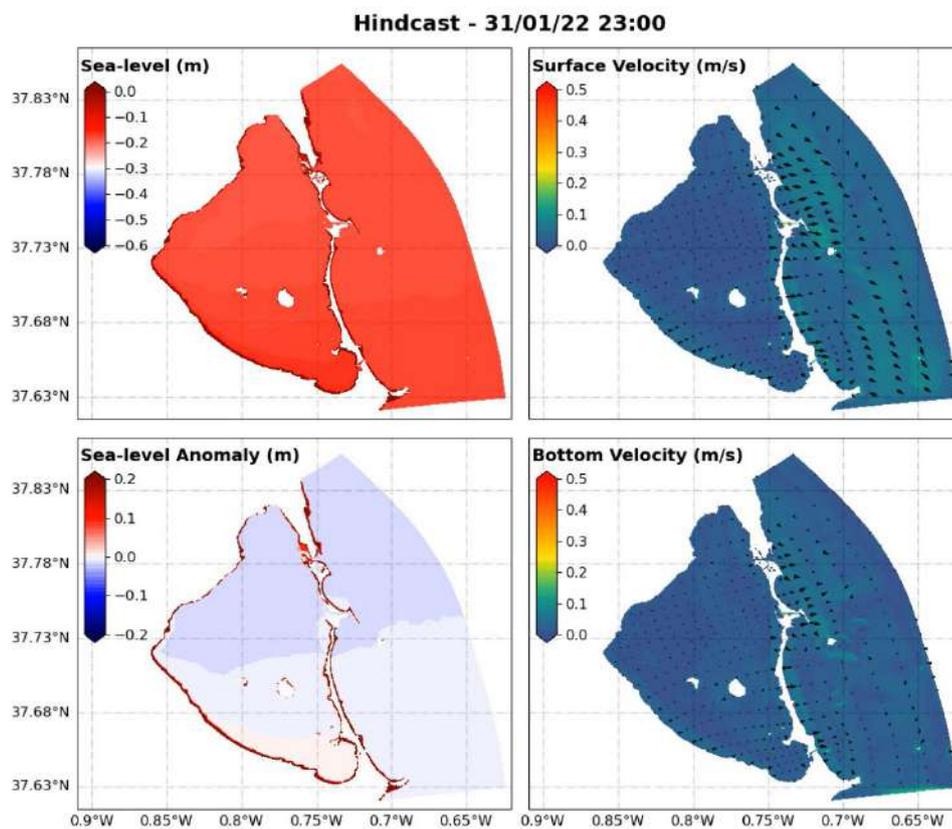


Figura 125. Elevación del nivel del mar, anomalía de la elevación y mapas de velocidad de las corrientes en superficie y en el fondo para el 31/01/2023 a las 23:00 horas en el dominio del lagoon-grid.

La Figura 126 muestra los resultados de la temperatura superficial y del fondo y de la salinidad tanto en la superficie como en el fondo para la misma fecha y grid.

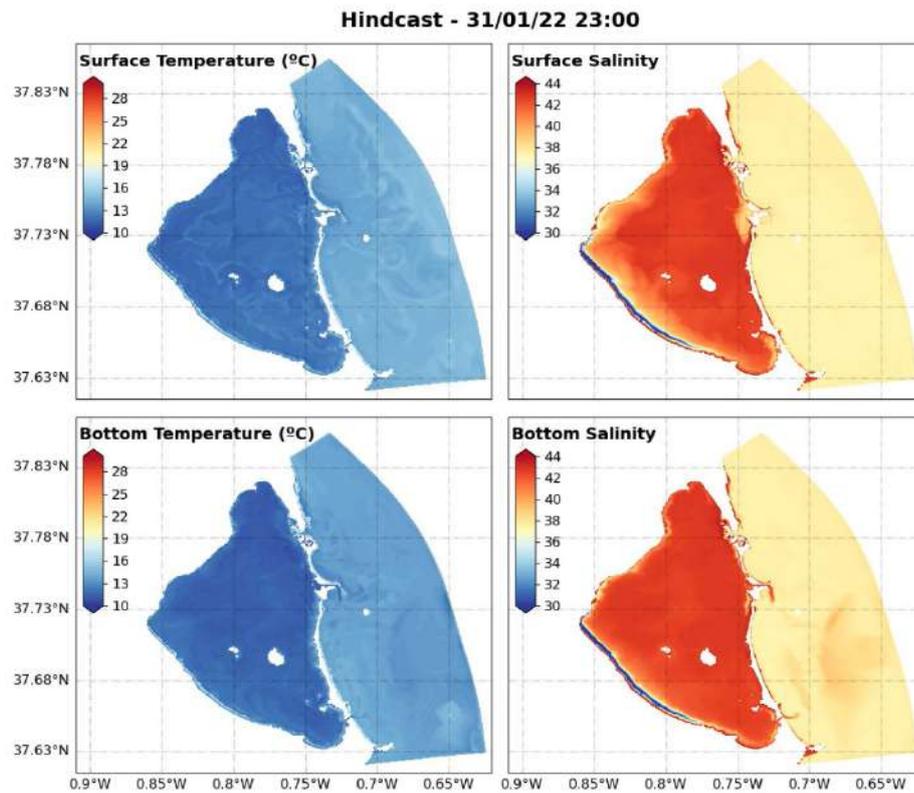


Figura 126. Temperatura y salinidad superficial y del fondo del mar para el 15/01/2023 a las 23:00 horas en el dominio del lagoon-grid.

5.4. SERIES TEMPORALES EN PUNTOS DE CONTROL

El siguiente conjunto de gráficos (Figuras 127 a 140) representan las variables estimadas por el modelo en los puntos de control de la laguna (Figura 102) a lo largo del mes de agosto de 2023.

Se han agrupado las velocidades de corriente en la superficie y en el fondo en un mismo gráfico, e igualmente se ha procedido con la temperatura y salinidad y con la altura significativa del oleaje y el periodo.

Se ordenan los gráficos por orden numérica de estación según la Figura XX donde se observan diferencias claras entre los puntos del interior de la laguna y los del Mediterráneo, al igual que las diferencias en la altura de ola según las zonas de la laguna, incrementándose en la zona más próxima a la rambla del Albujión.

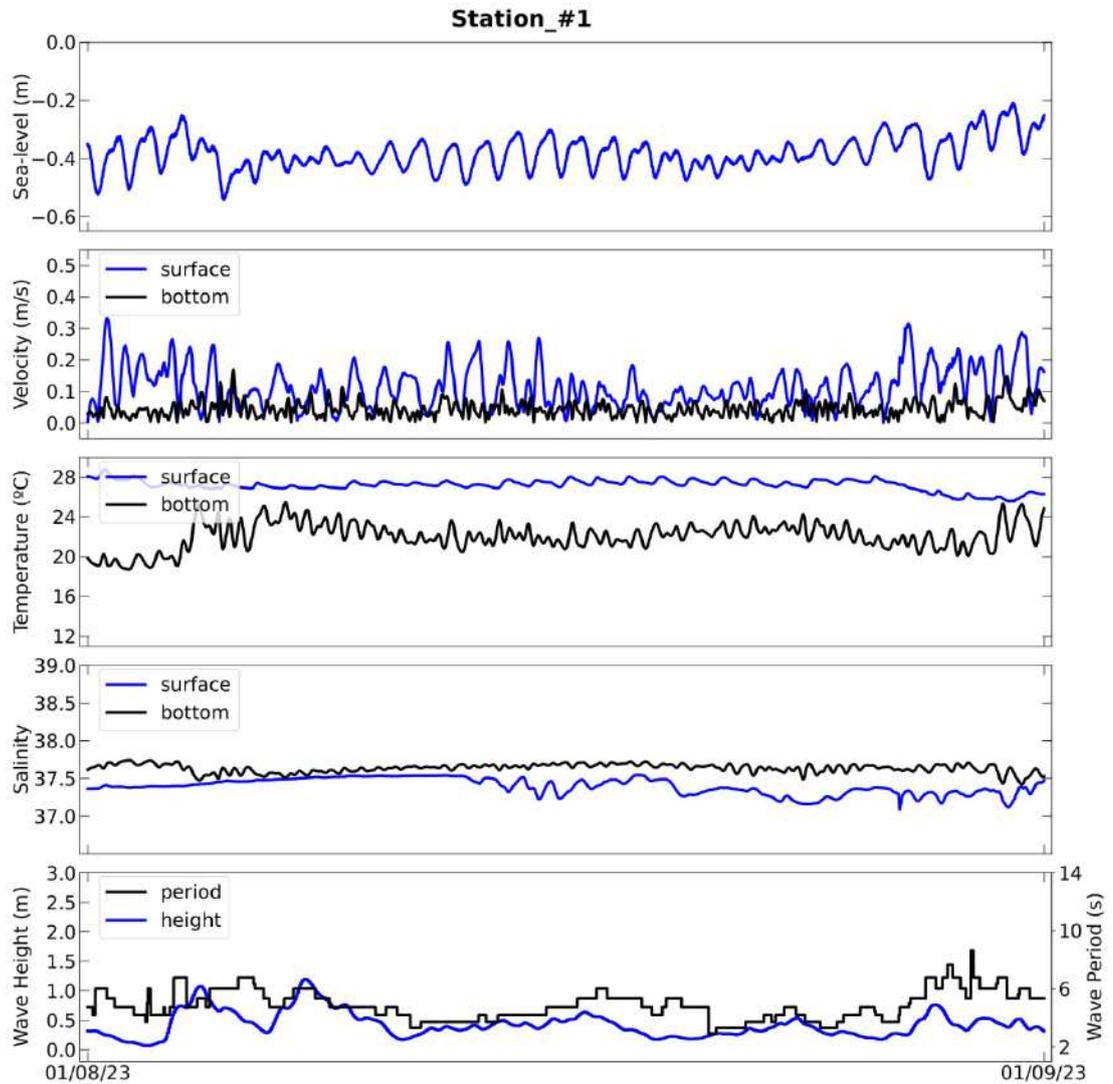


Figura 127. Evolución del nivel del mar (m), velocidad de corriente superficial y del fondo (m/s), temperatura superficial y del fondo (°C), salinidad superficial y del fondo (P.S.U.), altura significativa (m) y periodo (s) del oleaje para el punto de control #1.

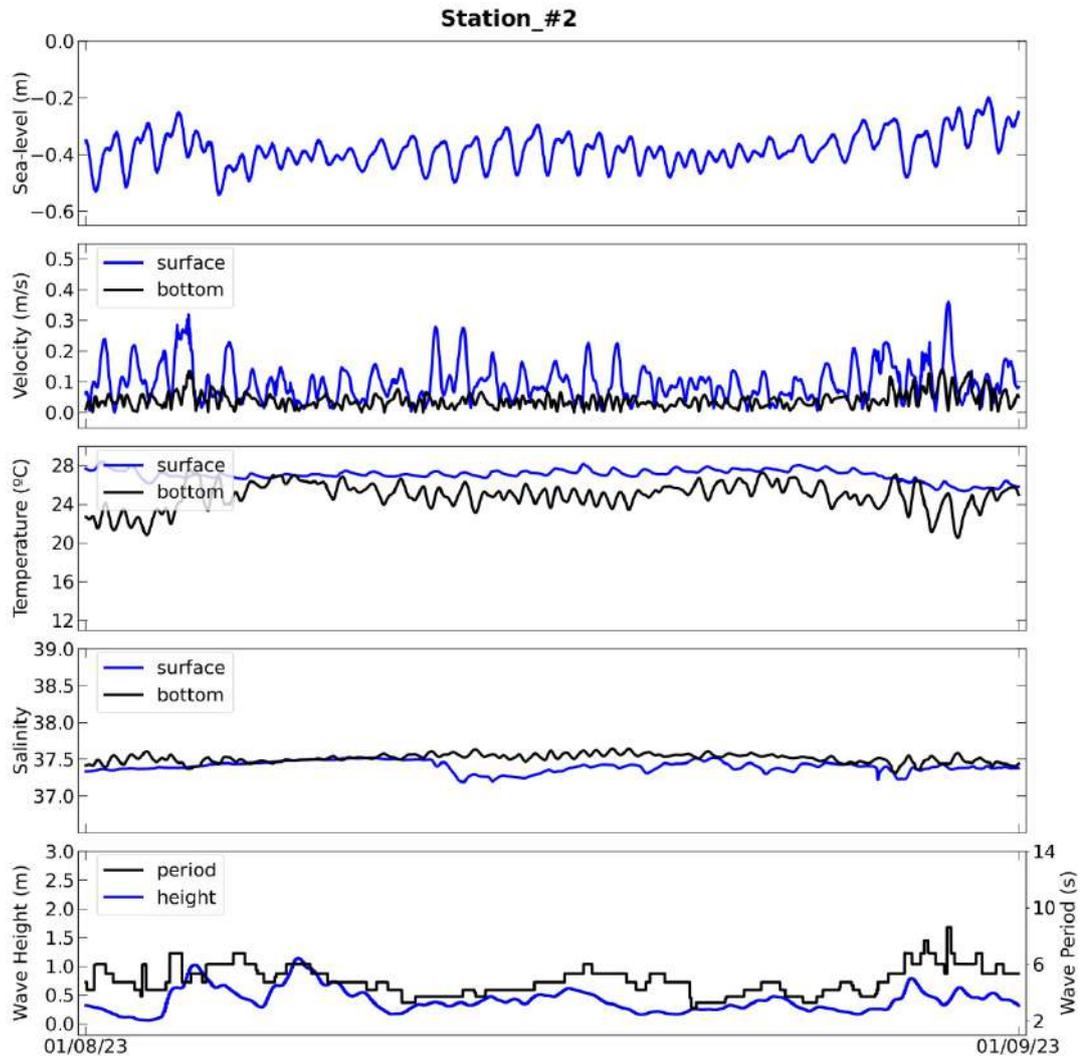


Figura 128. Evolución del nivel del mar (m), velocidad de corriente superficial y del fondo (m/s), temperatura superficial y del fondo (°C), salinidad superficial y del fondo (P.S.U.), altura significativa (m) y periodo (s) del oleaje para el punto de control #2.

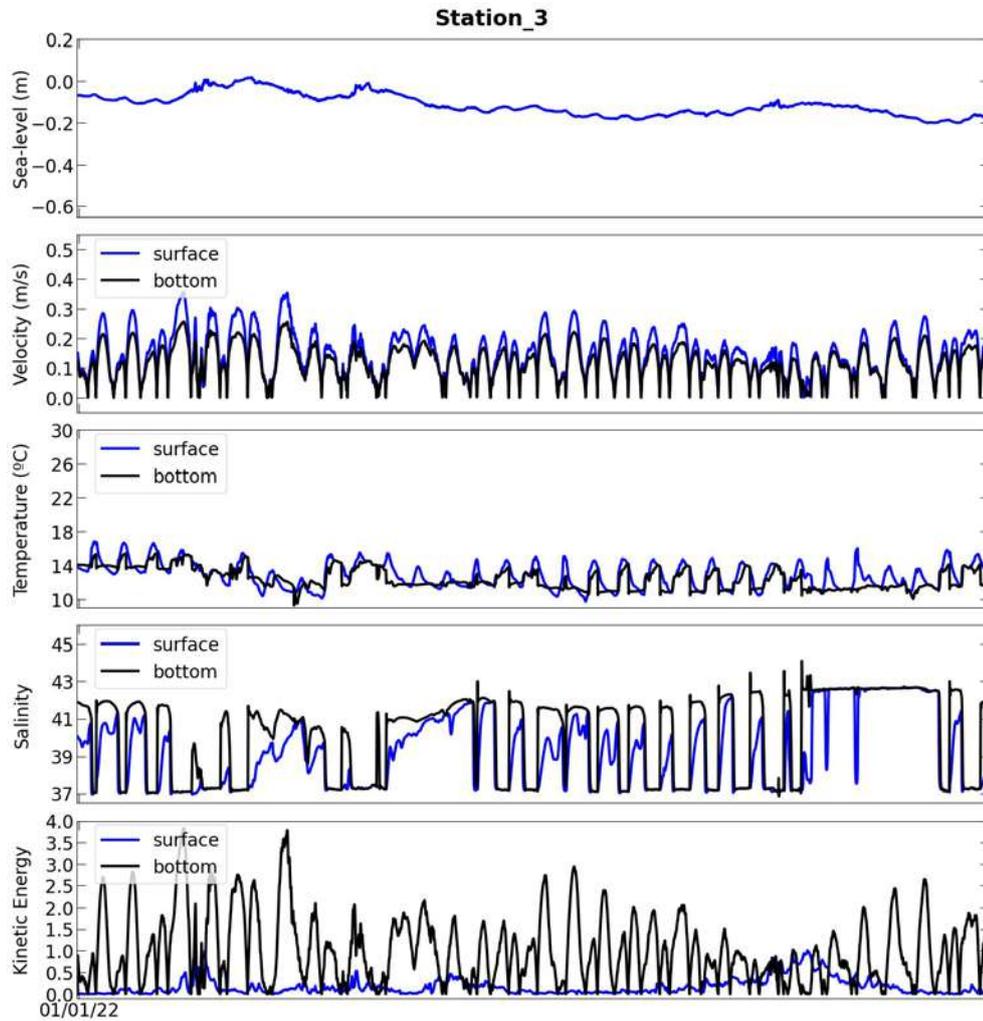


Figura 129. Evolución del nivel del mar (m), velocidad de corriente superficial y del fondo (m/s), temperatura superficial y del fondo (°C), salinidad superficial y del fondo (P.S.U.), altura significativa (m) y periodo (s) del oleaje para el punto de control #3.

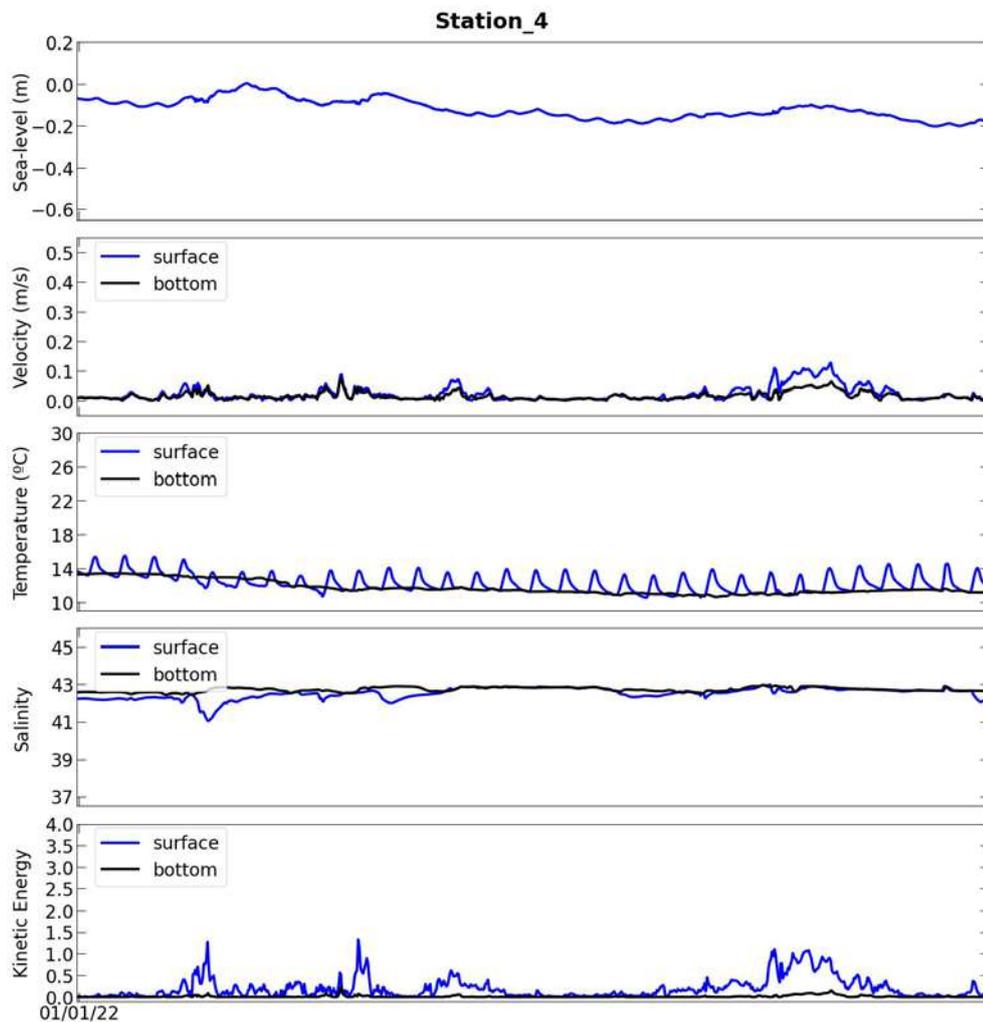


Figura 130. Evolución del nivel del mar (m), velocidad de corriente superficial y del fondo (m/s), temperatura superficial y del fondo (°C), salinidad superficial y del fondo (P.S.U.), altura significativa (m) y periodo (s) del oleaje para el punto de control #4.

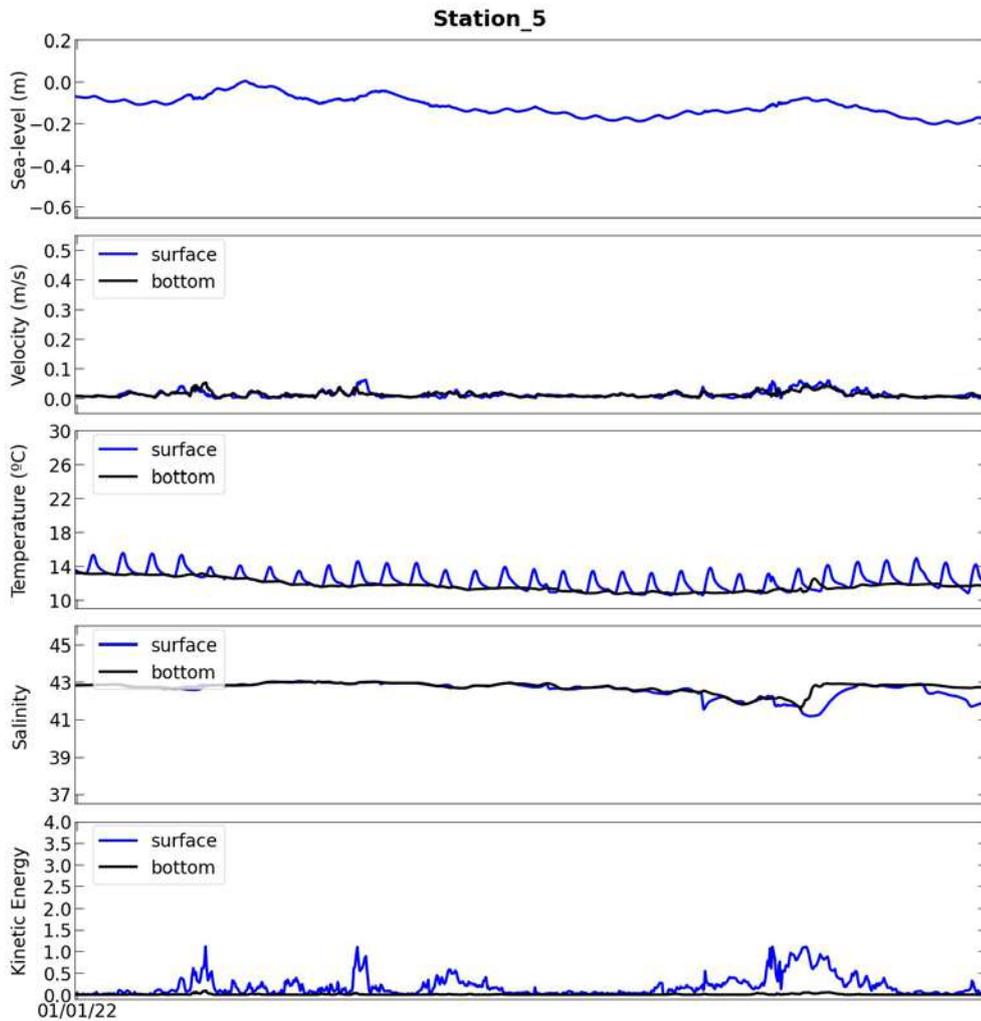


Figura 131. Evolución del nivel del mar (m), velocidad de corriente superficial y del fondo (m/s), temperatura superficial y del fondo (°C), salinidad superficial y del fondo (P.S.U.), altura significativa (m) y periodo (s) del oleaje para el punto de control #5.

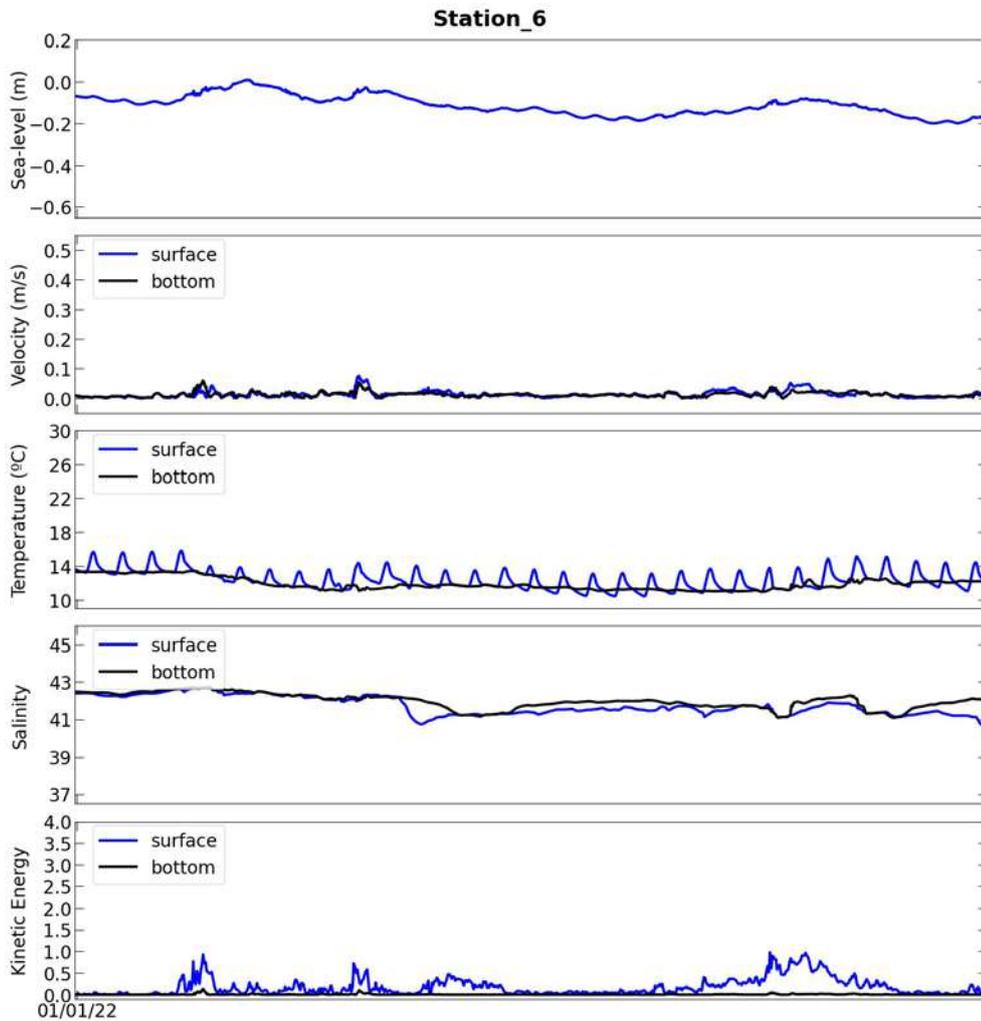


Figura 132. Evolución del nivel del mar (m), velocidad de corriente superficial y del fondo (m/s), temperatura superficial y del fondo (°C), salinidad superficial y del fondo (P.S.U.), altura significativa (m) y periodo (s) del oleaje para el punto de control #6.

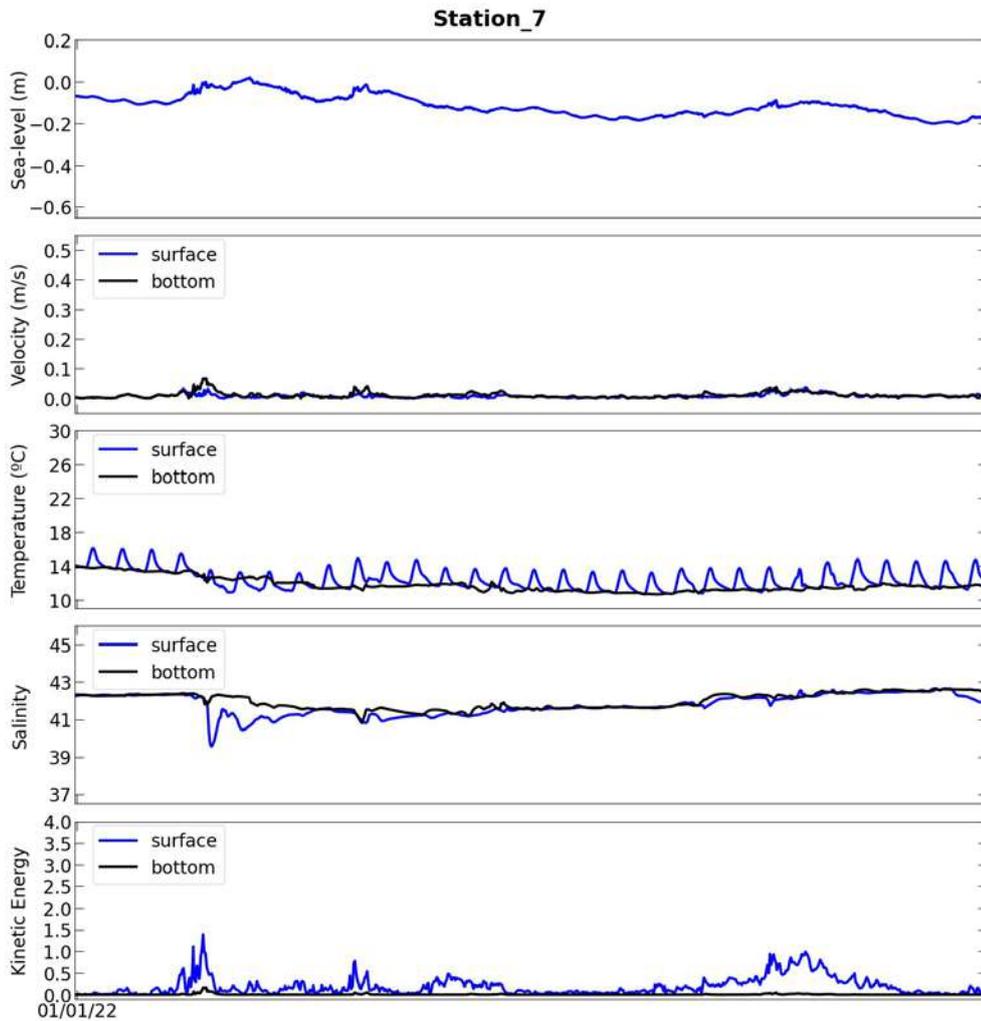


Figura 133. Evolución del nivel del mar (m), velocidad de corriente superficial y del fondo (m/s), temperatura superficial y del fondo (°C), salinidad superficial y del fondo (P.S.U.), altura significativa (m) y periodo (s) del oleaje para el punto de control #7.

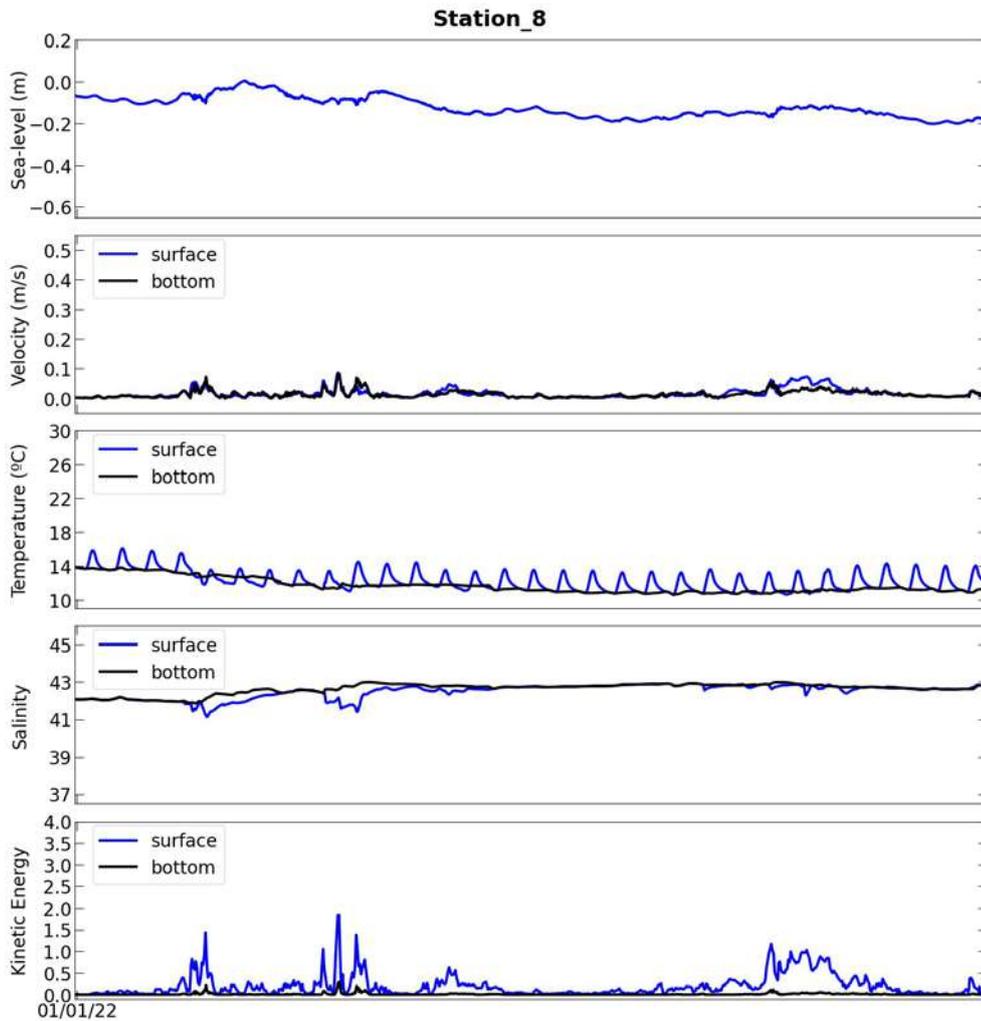


Figura 134. Evolución del nivel del mar (m), velocidad de corriente superficial y del fondo (m/s), temperatura superficial y del fondo (°C), salinidad superficial y del fondo (P.S.U.), altura significativa (m) y periodo (s) del oleaje para el punto de control #8.

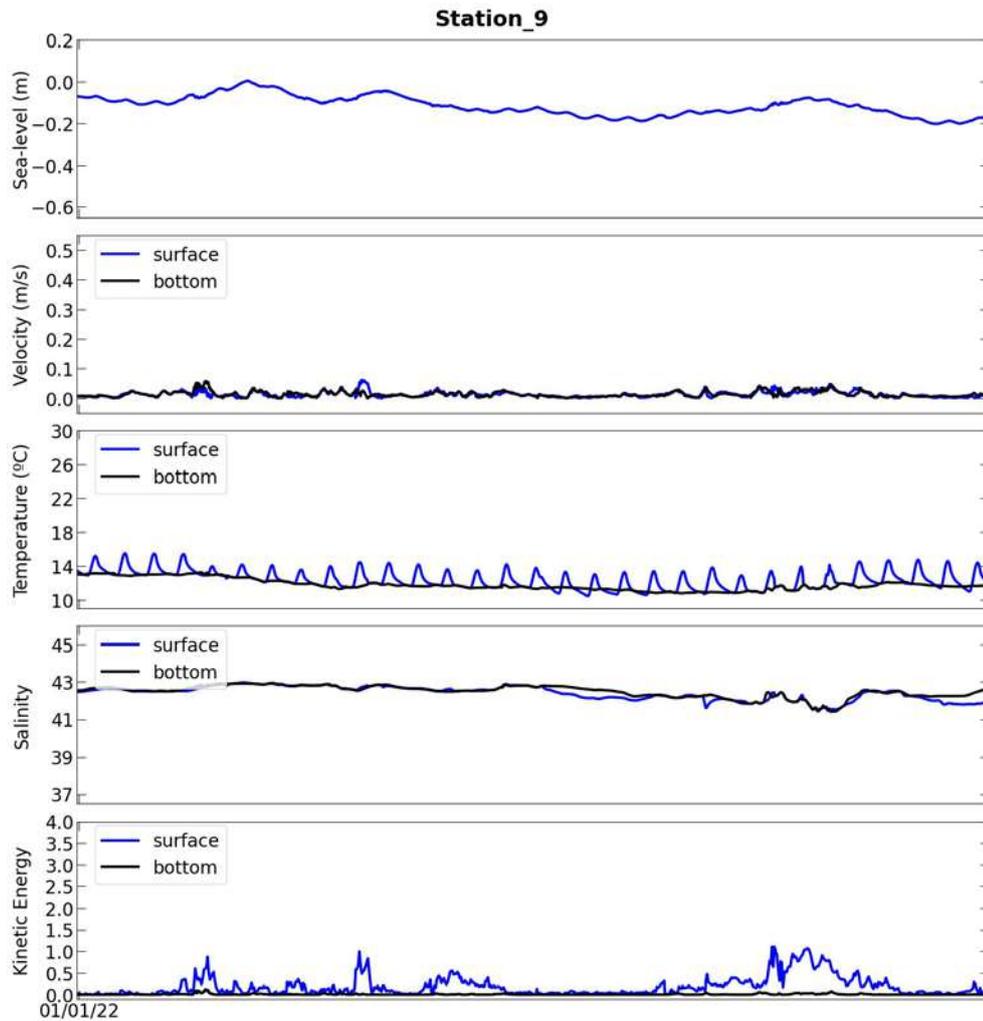


Figura 135. Evolución del nivel del mar (m), velocidad de corriente superficial y del fondo (m/s), temperatura superficial y del fondo (°C), salinidad superficial y del fondo (P.S.U.), altura significativa (m) y periodo (s) del oleaje para el punto de control #9.

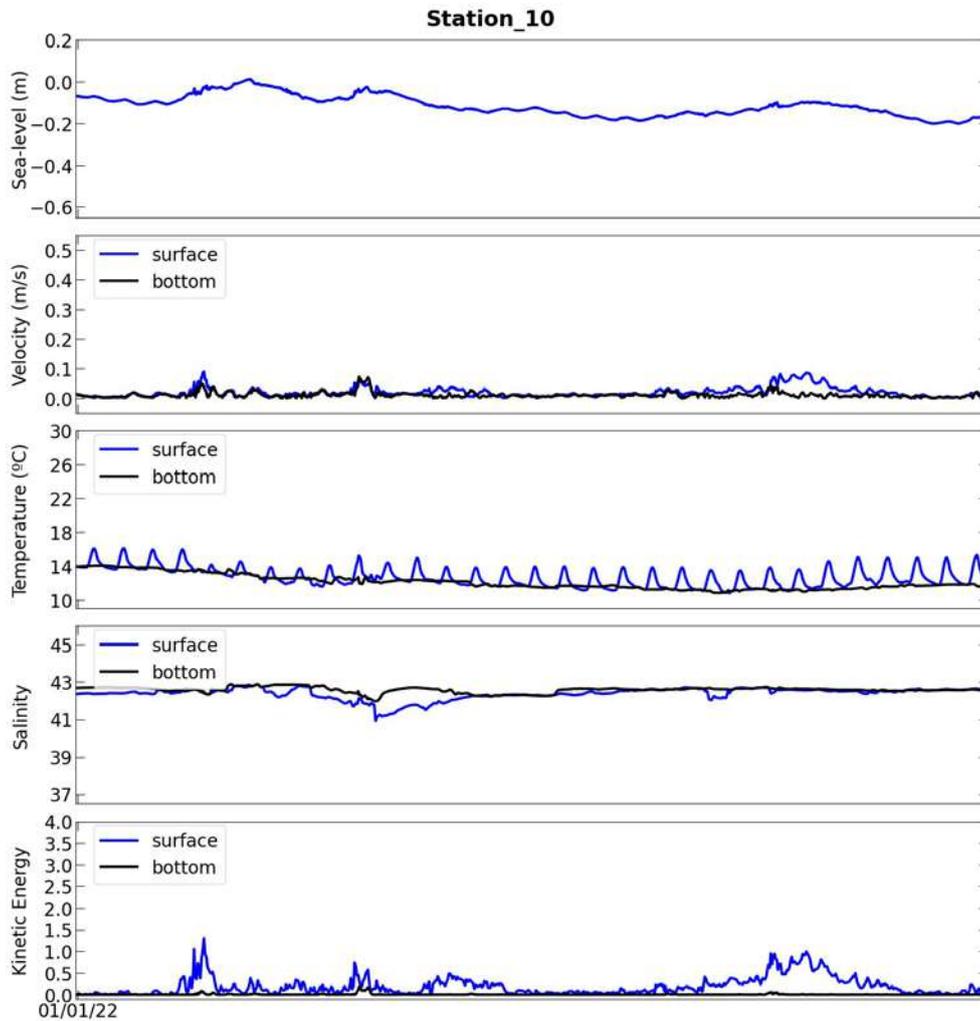


Figura 136. Evolución del nivel del mar (m), velocidad de corriente superficial y del fondo (m/s), temperatura superficial y del fondo (°C), salinidad superficial y del fondo (P.S.U.), altura significativa (m) y periodo (s) del oleaje para el punto de control #10.

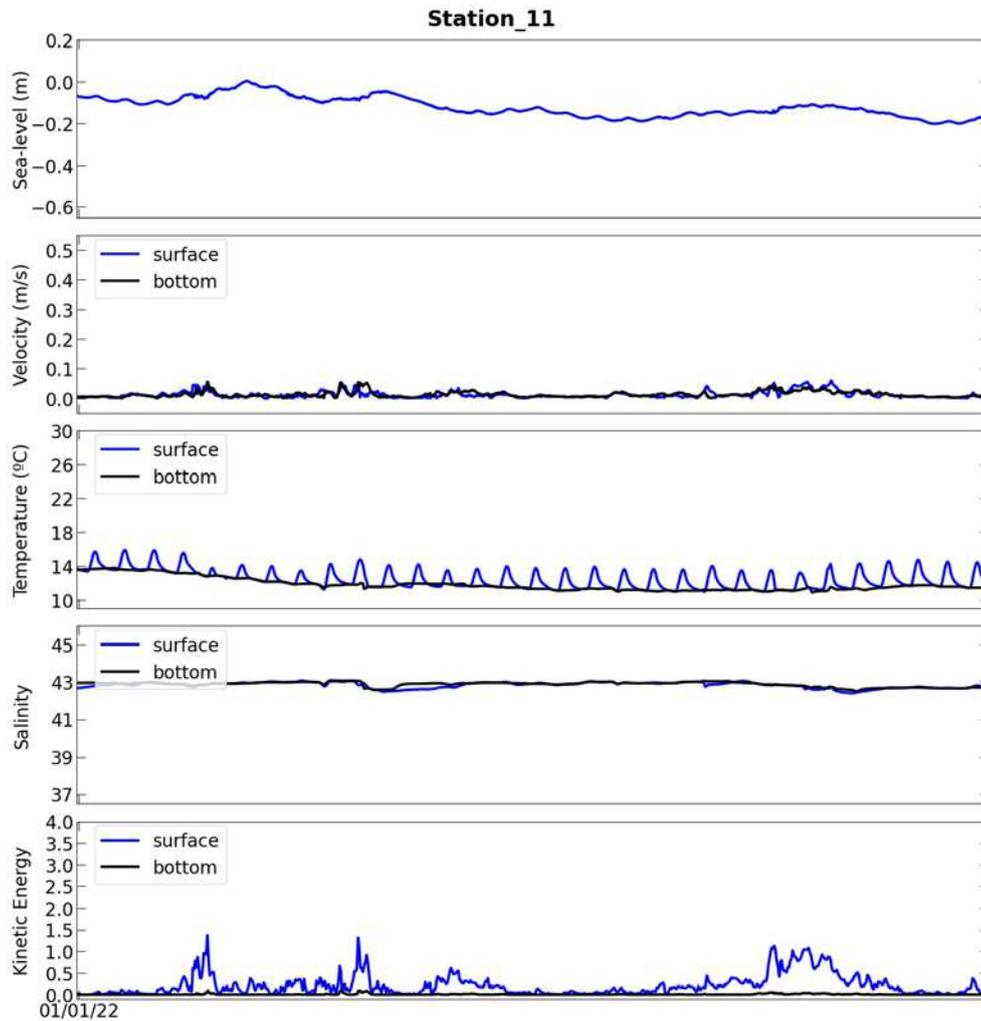


Figura 137. Evolución del nivel del mar (m), velocidad de corriente superficial y del fondo (m/s), temperatura superficial y del fondo (°C), salinidad superficial y del fondo (P.S.U.), altura significativa (m) y periodo (s) del oleaje para el punto de control #11.

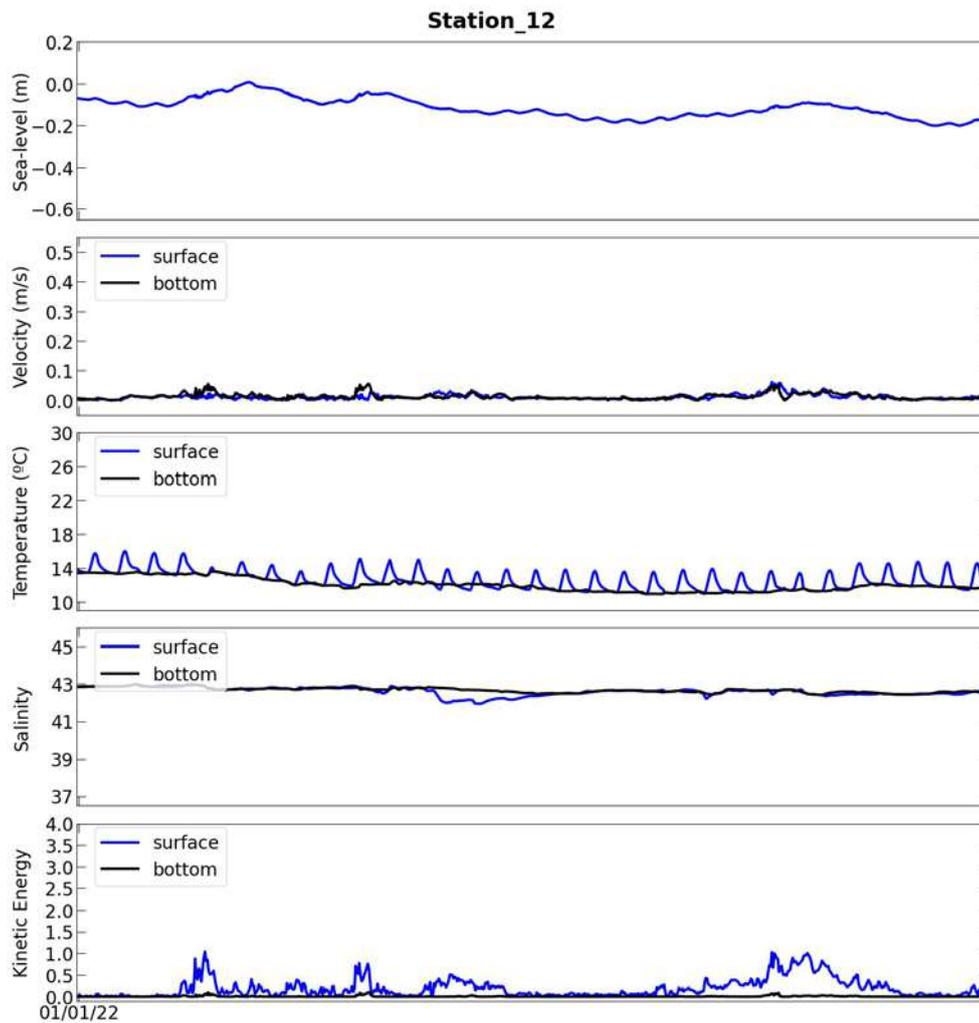


Figura 138. Evolución del nivel del mar (m), velocidad de corriente superficial y del fondo (m/s), temperatura superficial y del fondo (°C), salinidad superficial y del fondo (P.S.U.), altura significativa (m) y periodo (s) del oleaje para el punto de control #12.

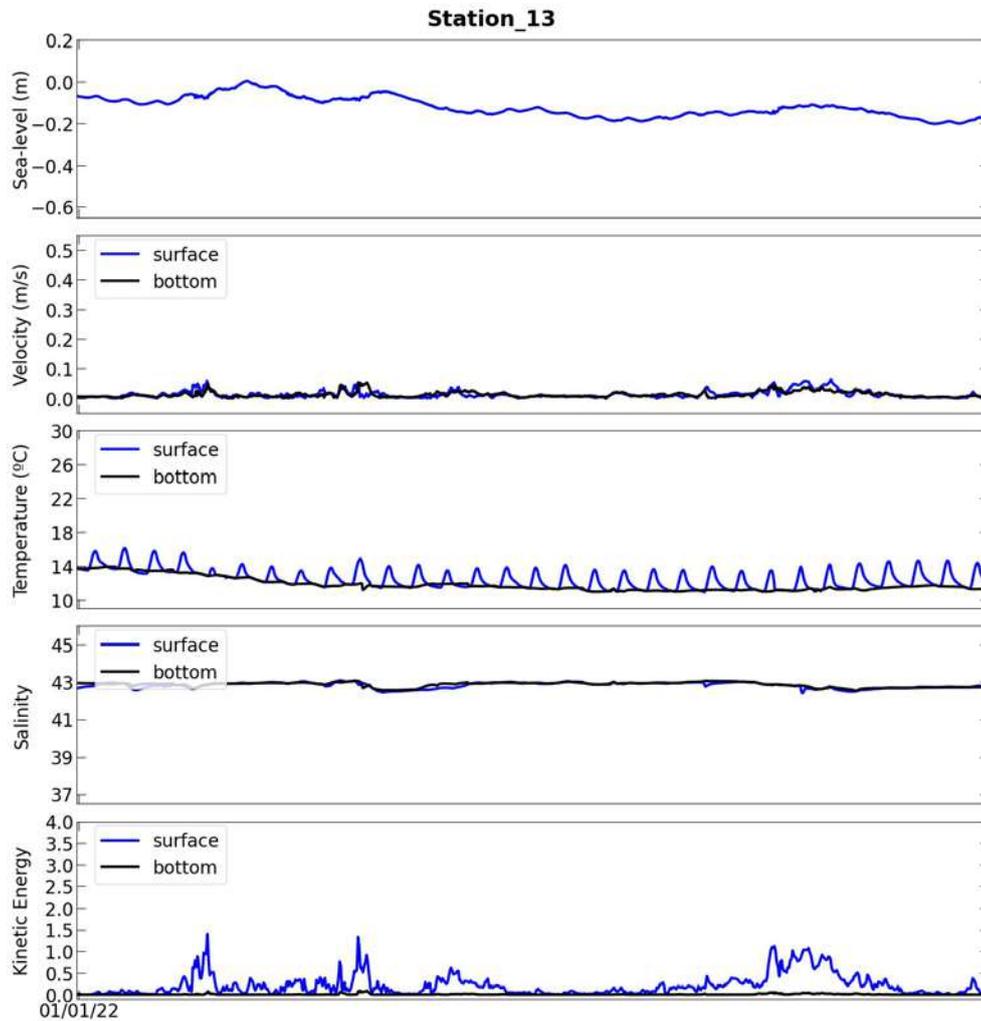


Figura 139. Evolución del nivel del mar (m), velocidad de corriente superficial y del fondo (m/s), temperatura superficial y del fondo (°C), salinidad superficial y del fondo (P.S.U.), altura significativa (m) y periodo (s) del oleaje para el punto de control #13.

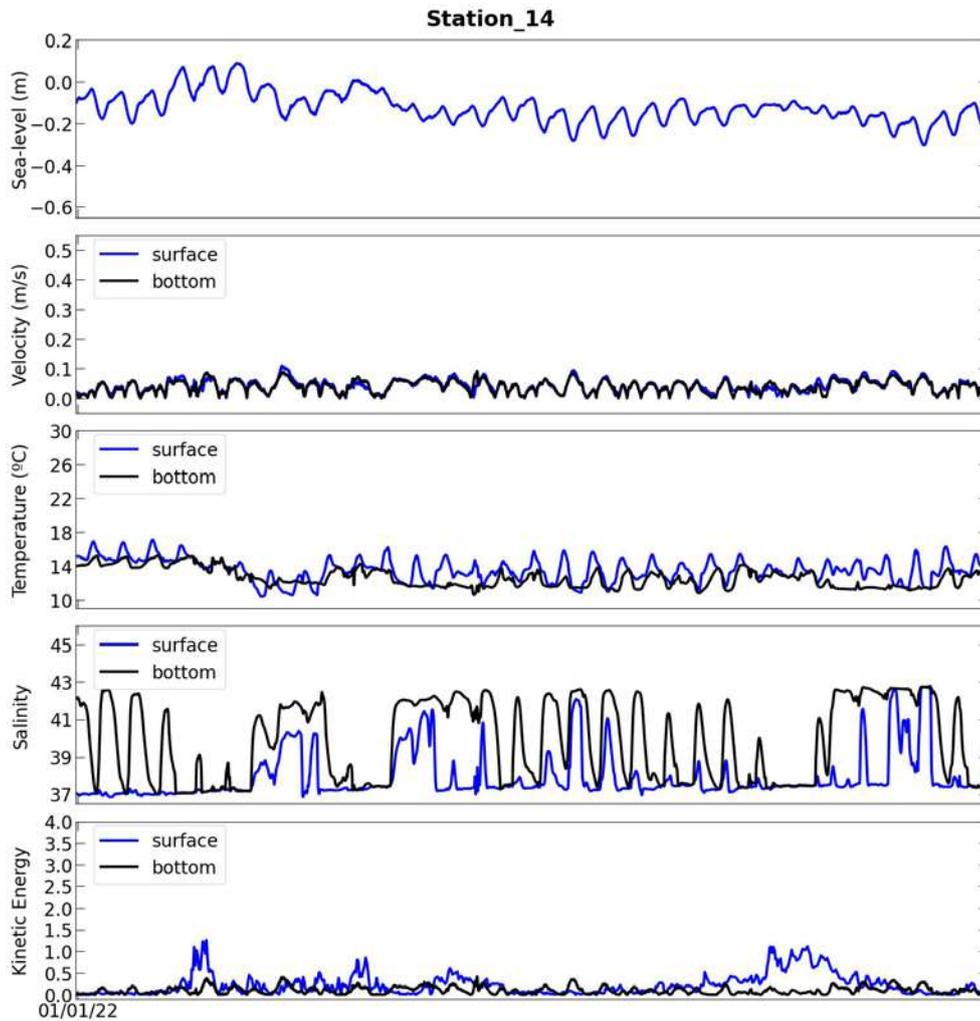


Figura 140. Evolución del nivel del mar (m), velocidad de corriente superficial y del fondo (m/s), temperatura superficial y del fondo (°C), salinidad superficial y del fondo (P.S.U.), altura significativa (m) y periodo (s) del oleaje para el punto de control #14.

6. Exploración y toma de medidas de variables de estado a introducir en el modelo biogeoquímico.

Los procesos biogeoquímicos son los que representan las interacciones física-química-biología en un sistema. Tras la exploración correspondiente de qué modelo sería el más favorable a utilizar, se han evaluado los diferentes modelos denominados NPZD por sus siglas de Nutrients Phytoplankton Zooplankton y Detritus. Existe una amplia gama de modelos de este tipo implementados. Algunos incorporan muy pocas variables de estado comprometiendo su capacidad predictiva, mientras que otros, que contemplan un gran número de variables de estado, resultan totalmente inoperativos por el enorme esfuerzo que conlleva medirlas todas y establecer con exactitud sus relaciones.

De entre los modelos implementados para el Regional Ocean Model System (ROMS) cabe destacar los de Franks et al. (1986), Powell et al. (2006), el modelo Nemuro (Kishi et al., 2007) y el de Fennel et al. (2006).

Este último es el que más se ha utilizado en otros ambientes proporcionando resultados satisfactorios y es sobre el que se está trabajando en la actualidad.

El modelo predice 12 variables de estado (Tabla 33 y Figura 141) entre las que se incluyen nitratos y amonio, clorofila, fitoplancton, zooplancton y detritos. En este momento se están evaluando la toma de datos para la validación posterior del modelo preparando los diseños experimentales para la obtención de algunos de los datos. Otros ya se están tomando rutinariamente para su utilización en el modelo.

Tabla 33. Variables de estado del modelo de Fennel et al. (2006).

#	index	Description	Units	NetCDF variable
1	iNO3_	Nitrate concentration	mmol/m ³	NO3
2	iNH4_	Ammonium concentration	mmol/m ³	NH4
3	iChlo	Chlorophyll concentration	mmol/m ³	chlorophyll
4	iPhyt	Phytoplankton biomass	mmol/m ³	phytoplankton
5	iZoop	Zooplankton biomass	mmol/m ³	zooplankton
6	iLDeN	Large detritus N-concentration	mmol/m ³	LdetritusN
7	iSDeN	Small detritus N-concentration	mmol/m ³	SdetritusN
8	iLDeC	Large detritus C-concentration	mmol/m ³	LdetritusC
9	iSDeC	Small detritus C-concentration	mmol/m ³	SdetritusC
10	iTIC_	Total inorganic carbon	mmol/m ³	TIC
11	iTAIk	Alkalinity	mmol/m ³	alkalinity
12	iOxyg	Oxygen concentration	mmol/m ³	oxygen

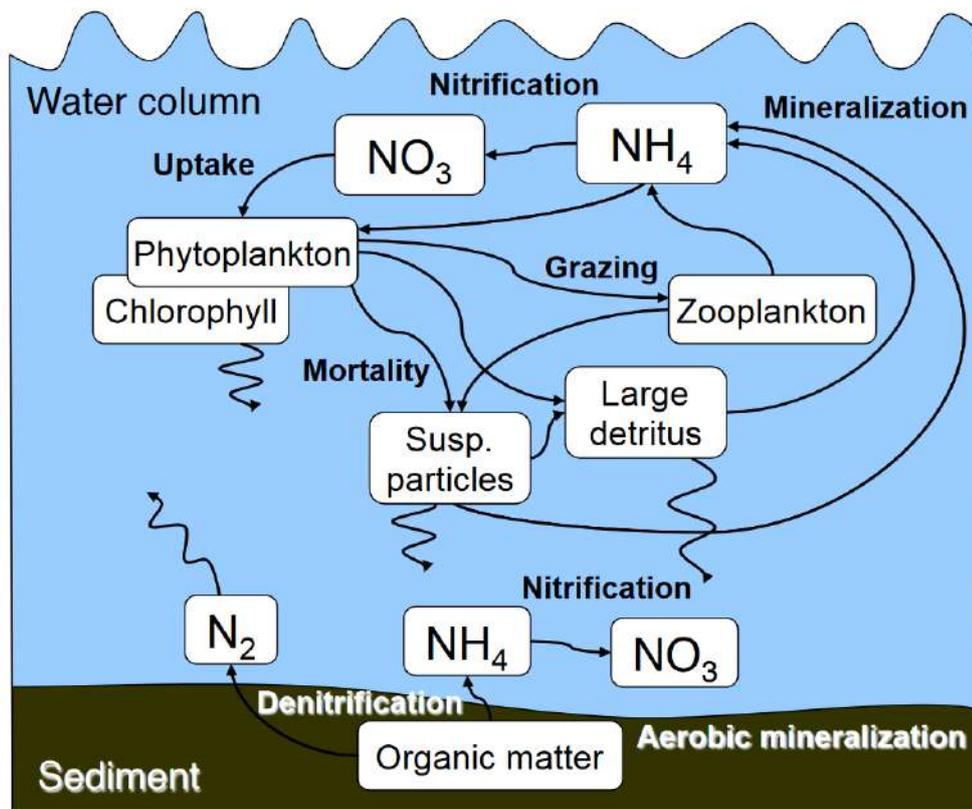


Figura 141. Esquema y parámetros del modelo de Fennel et al 2006.

La finalidad de este tipo de modelos, además de predecir la concentración de clorofila en el agua, es llegar a predecir la concentración de oxígeno disuelto en el agua y anticiparse a posibles episodios de anoxia.

6.1. ANÁLISIS DE NUTRIENTES

Una de las variables de estudio más importantes, entre otras, en lo que respecta a los modelos biogeoquímicos son los nutrientes. Para su medida se determinaron tres zonas de muestreo en el interior del Mar Menor, eligiendo tres estaciones de muestreo específicas: MM1 en la zona Norte, MM2 en la zona central y MM3 en la zona Sur (Figura 142).

Se tomaron muestras para el posterior análisis de nutrientes a tres profundidades diferentes; en la superficie a 1m, en la zona intermedia a 3m y en el fondo a 6m, cubriendo así toda la columna de agua para poder definir los perfiles posteriormente.

La recopilación de datos sobre los nutrientes se ha llevado a cabo desde noviembre de 2022 hasta septiembre de 2023, con un total de 26 campañas de muestreo que se realizaron de forma periódica, ya sea semanal o quincenalmente. Se realizó el análisis de cinco nutrientes; nitratos, nitritos, amonio, fosfatos y silicatos. Se emplearon métodos de análisis de acuerdo con los procedimientos de agua de mar de Strickland y Parsons (1972).



Figura 142. Localización de las estaciones de muestreo para nutrientes en el interior del Mar Menor.

El análisis de nutrientes se realizó mediante un autoanalizador de flujo continuo segmentado AA3 (Seal Analytical), diseñado para realizar análisis de los

diferentes nutrientes presentes en las muestras de agua de mar mediante colorimetría. El equipo consta de una unidad de control, colorímetro de alta precisión, automuestreador AS4 y bomba peristáltica (Figura 143).



Figura 143. Autoanalizador de flujo segmentado AA3 (Seal Analytical)

Con respecto a los resultados obtenidos se presentan, a continuación, la evolución de los perfiles de cada uno de los nutrientes en las tres estaciones de muestreo.

6.1.1. EVOLUCIÓN DE NITRATOS

El nitrógeno en forma de nitratos (N-NO₃) presentó un perfil bastante homogéneo para las tres zonas de estudio, no observándose cambios significativos con la profundidad a excepción de algún dato puntual de mayor concentración en la zona norte y en la zona sur (Figura 144).

En la zona norte en el fondo con un valor aproximado de 3 µM de N/L entre enero y febrero, y en la zona sur de forma más notable en la zona intermedia de la columna de agua con valores aproximados en diciembre, marzo y junio. Siendo el valor máximo registrado éste último, entre 5 y 6 2 µM de N/L.

En términos generales, se han registrado concentraciones relativamente bajas, aunque se ha notado una clara tendencia al aumento constante desde noviembre hasta marzo, con valores que oscilan alrededor de 1 a 2 µM de N/L. Posteriormente, estas concentraciones experimentan un descenso, llegando prácticamente a niveles por debajo del límite de detección. A continuación, se observa otro incremento en las concentraciones en junio, seguido de una disminución hasta agosto, para luego experimentar un nuevo aumento en septiembre. Esta tendencia se repite en las tres estaciones de muestreo.

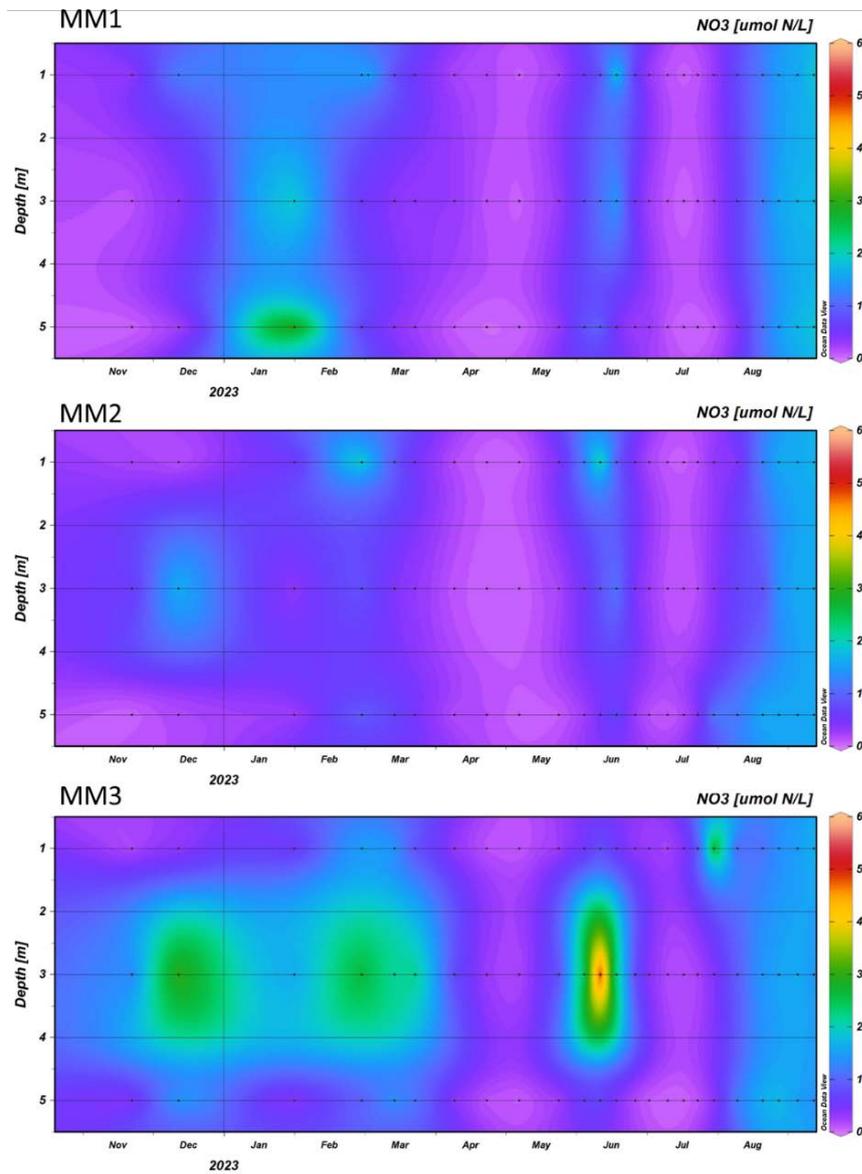


Figura 144. Evolución de los perfiles de nitratos ($\mu\text{M N/L}$) a lo largo del tiempo en las tres estaciones de muestreo.



6.1.2. EVOLUCIÓN DE NITRITOS

El nitrógeno en forma de nitritos (N-NO_2) (Figura 145) en términos generales se mantuvo en concentraciones bajas, no superando los $2 \mu\text{M}$ de N/L , a excepción de finales de 2022 y comienzo del 2023, cuando en la estación MM1 se registró una mayor concentración en la zona intermedia, llegando hasta $3 \mu\text{M}$ de N/L , y en la estación MM2 se alcanzaron valores en torno a 3 y $5 \mu\text{M}$ de N/L en la zona superficial e intermedias. En la estación MM3 se registraron las concentraciones máximas entre 1 y $3 \mu\text{M}$ de N/L en la zona intermedia y en el fondo durante los meses de enero a marzo.

Se aprecia una marcada tendencia al incremento de nitritos hasta marzo en las tres áreas de estudio, siendo esta tendencia más pronunciada en la zona central y sur. Posteriormente, se registró una disminución continua hasta alcanzar valores por debajo del límite de detección, con la excepción de agosto, cuando las concentraciones volvieron a aumentar, alcanzando aproximadamente $1 \mu\text{M}$ de N/L en las tres estaciones de muestreo. Destaca la mayor presencia nuevamente en MM2.

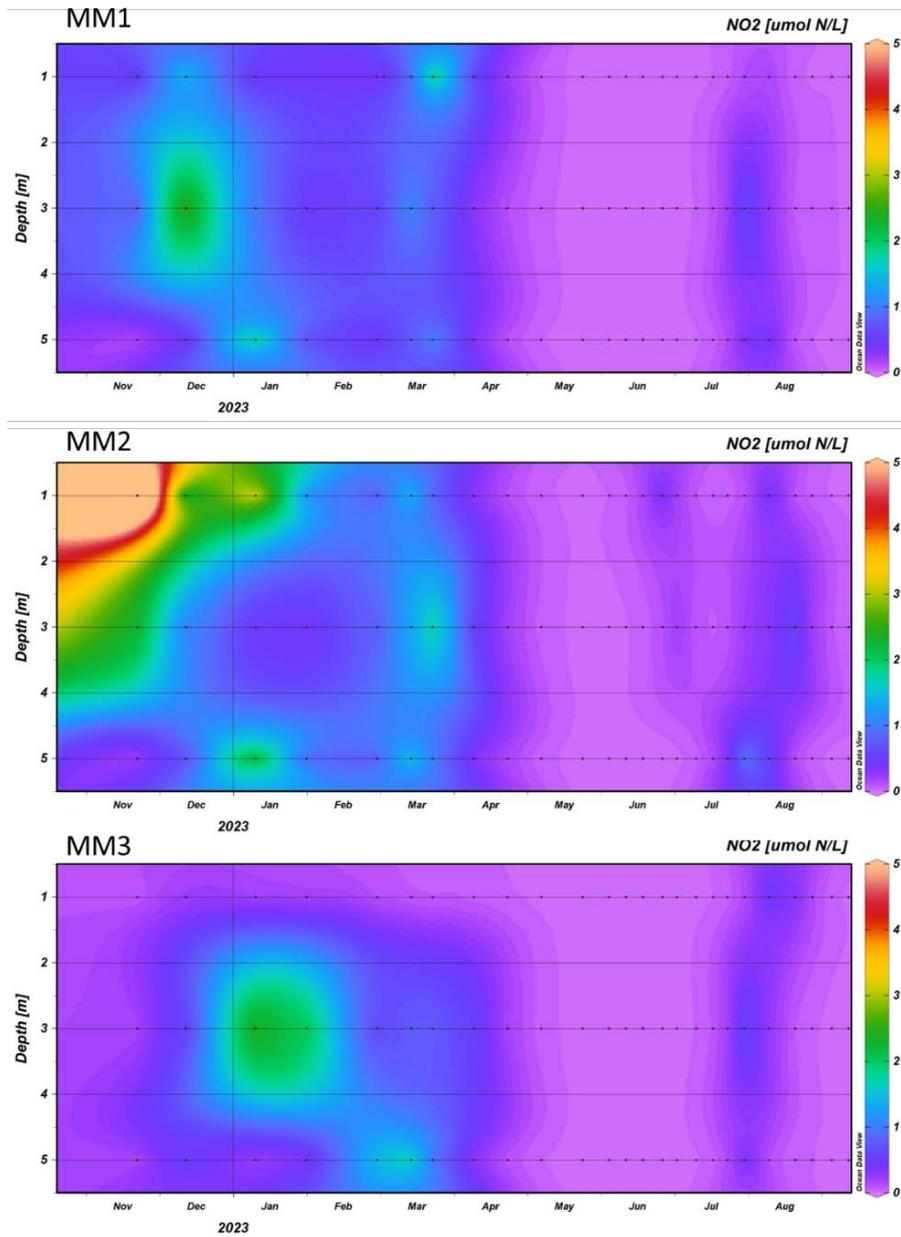


Figura 145. Evolución de los perfiles de nitritos ($\mu\text{M N/L}$) a lo largo del tiempo en las tres estaciones de muestreo.

6.1.3. EVOLUCIÓN DEL AMONIO

En cuanto al nitrógeno amoniacal (N-NH₄) (Figura 146), se evidencia un gradiente de concentración en relación con la profundidad, especialmente notorio en noviembre y diciembre. En la estación MM1, se observa una mayor concentración en la zona intermedia y en el fondo, alcanzando valores de 3 y 4 μM de N/L. En cambio, en la estación MM2, a pesar de un aumento en la superficie y en el fondo, la presencia de amonio es menor. Por último, en la estación MM3, se registran concentraciones más elevadas en la zona superficial e intermedia, alrededor de 4 μM de N/L y hasta 5 μM de N/L en un punto aislado. La fuente de amonio puede originarse a partir de la excreción o descomposición de materia orgánica, ya sea in situ o proveniente de los sedimentos del fondo mediante mecanismos de resuspensión y/o la biogeoquímica de sistemas anóxicos, lo que puede dar lugar a una mayor variabilidad a lo largo del perfil.

A partir de finales de enero, se produjo un descenso gradual en las concentraciones de amonio en toda la columna de agua, llegando a niveles por debajo del límite de detección. A partir de finales de abril hasta julio, se registró un aumento en todas las profundidades, en menor medida en la estación de la zona sur. Posteriormente, las concentraciones disminuyeron drásticamente,

llegando a valores por debajo del límite de detección. Así mismo, hay que mencionar que las concentraciones registradas en términos generales han sido bajas y se ha cumplido una tendencia similar en las tres zonas de estudio.

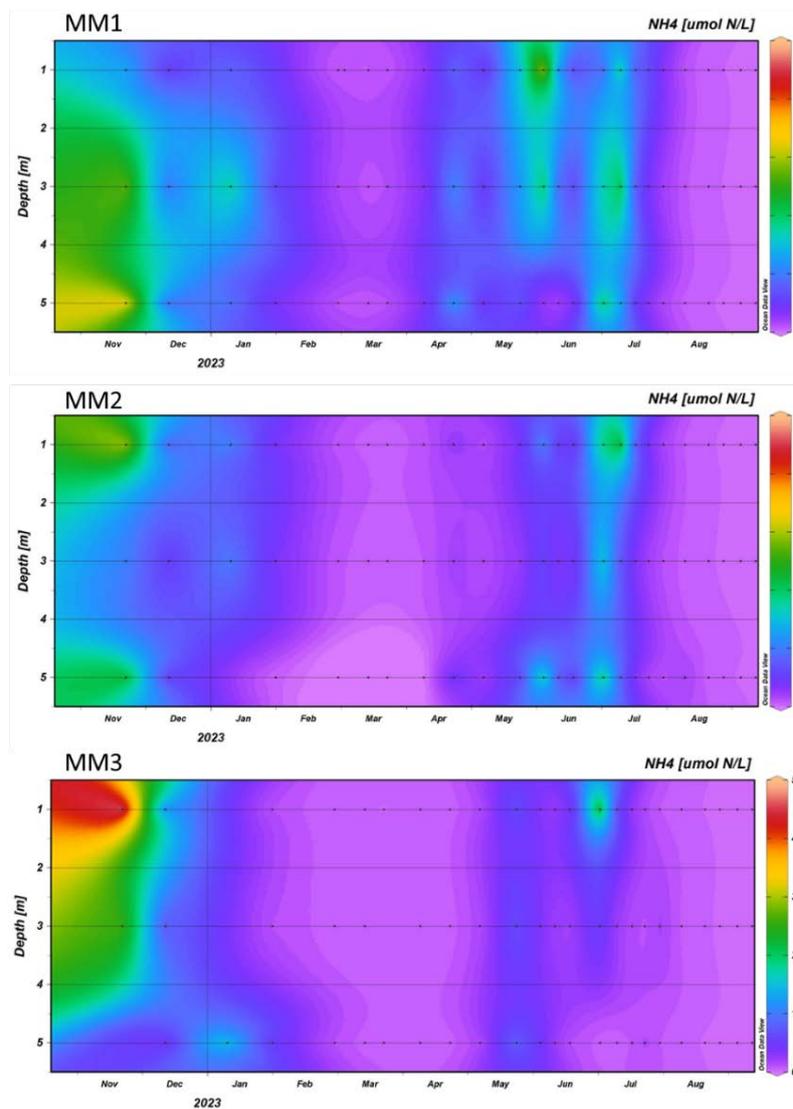


Figura 146. Evolución de los perfiles de amonio ($\mu\text{M N/L}$) a lo largo del tiempo en las tres estaciones de muestreo.

6.1.4. EVOLUCIÓN DE LOS FOSFATOS

Los niveles de fósforo en forma de fosfatos (P-PO₄) (Figura 147) se mantuvieron muy bajos a lo largo de toda la serie temporal y en todas las profundidades, llegando incluso a estar por debajo del límite de detección en la mayoría de los casos. Se registró un leve aumento de marzo a mayo, con concentraciones cercanas a 0,25 μM , siendo más pronunciado en la estación MM2, donde se observaron concentraciones de hasta 0.5 μM . Este incremento fue seguido por un descenso hasta alcanzar valores por debajo del límite de detección, y finalmente, se registró un aumento más marcado en los meses de julio a septiembre, con valores máximos cercanos a 1 μM , destacando nuevamente la presencia en la estación MM2.

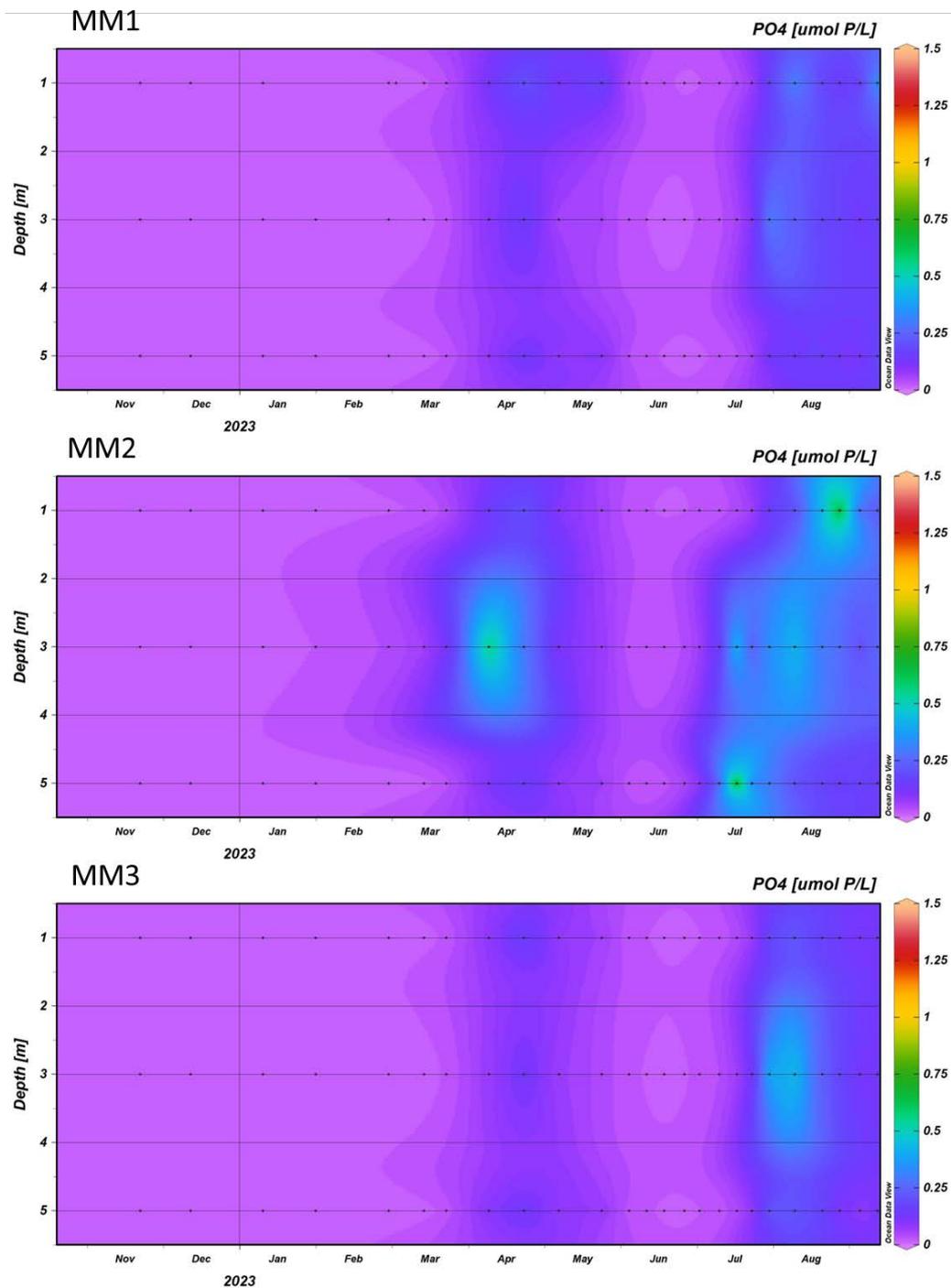


Figura 147. Evolución de los perfiles de fosfatos ($\mu\text{M P/L}$) a lo largo del tiempo en las tres estaciones de muestreo.

6.1.5. EVOLUCIÓN DE LOS SILICATOS

Los niveles de silicatos (SiO_2) (Figura 148) mostraron un patrón constante y uniforme a lo largo del período de muestreo y en todas las profundidades de la columna de agua, manteniéndose en un rango de valores de 8 a 10 μM . La excepción se presentó en los meses de febrero y marzo, cuando se registraron valores por debajo del límite de detección. A partir de abril, experimentaron un incremento progresivo, alcanzando concentraciones de 20 y 30 μM en las estaciones MM1 y MM2, respectivamente, y valores cercanos a 40 μM en la estación MM3. Estas concentraciones se mantuvieron más o menos estables hasta el final del período de muestreo. Es relevante señalar que las concentraciones máximas se registraron en el mes de julio, tanto en las tres estaciones de muestreo como en las tres profundidades.

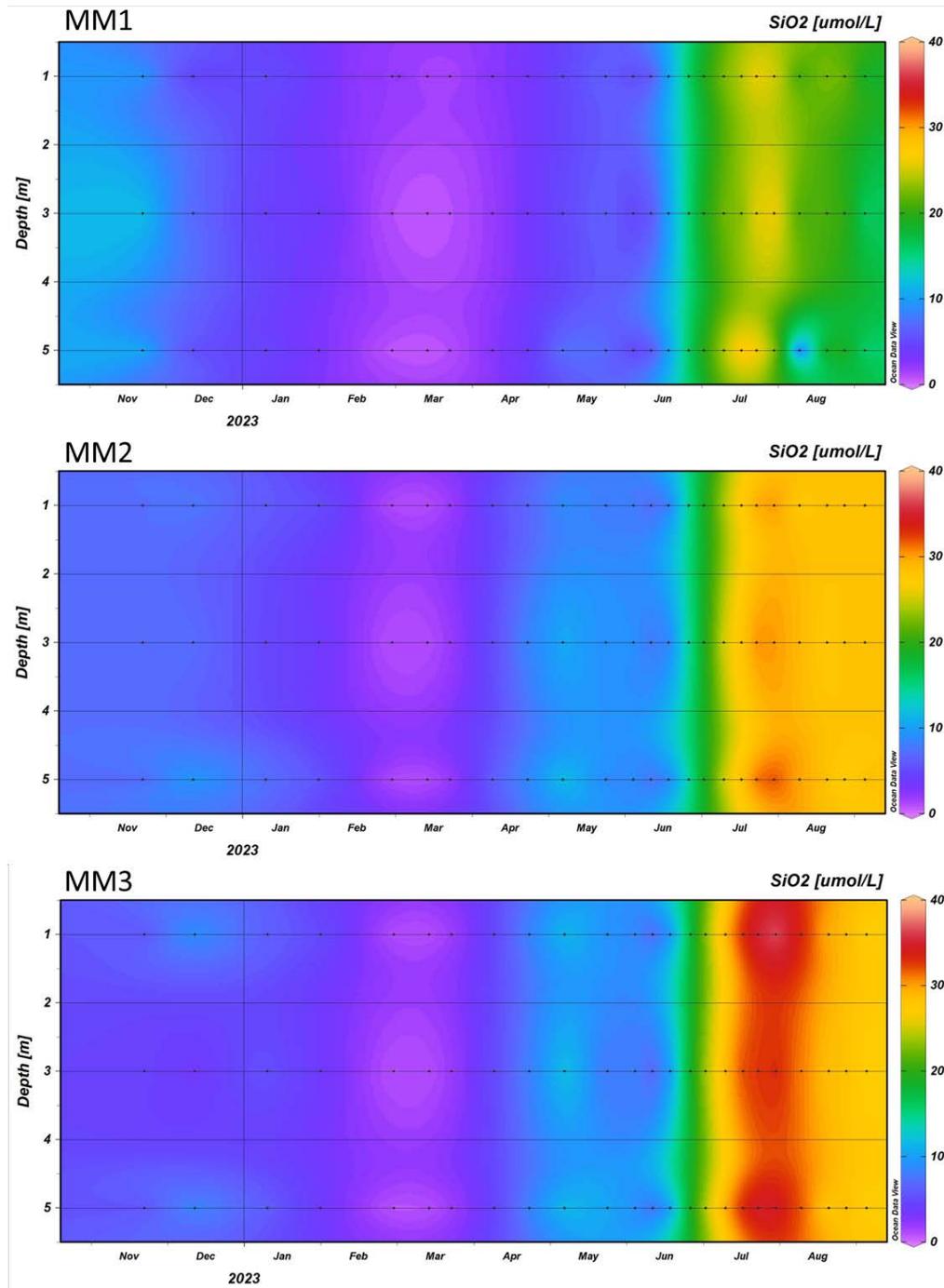


Figura 148. Evolución de los perfiles de silicatos ($\mu\text{M Si/L}$) a lo largo del tiempo en las tres estaciones de muestreo.

6.2. ANÁLISIS DE LA PRODUCCIÓN PRIMARIA DEL FITOPLANCTON

La fotosíntesis es la puerta de entrada del Carbono inorgánico disuelto en el agua a las células del fitoplancton. La medida de este proceso permite, por tanto, cuantificar la incorporación de materia inorgánica al ecosistema ya que, además, la incorporación de nutrientes está íntimamente relacionado con este proceso. Determina también la concentración de clorofila en el medio y, consecuentemente, los parámetros de calidad de las aguas como la transparencia. La capacidad predictiva de estos parámetros en la albufera pasa por el conocimiento detallado de este proceso.

Como paso previo a estas medidas se ha procedido a recopilar la información al respecto y a estudiar las bases tanto teóricas como prácticas de la medida de este parámetro. Seguidamente se han pre-procesado algunas de los parámetros disponibles, particularmente de los años 2021 y 2022 con el fin de disponer de una visión general de los datos, que necesitarán reprocesarse posteriormente. Estos resultados no pueden entenderse como definitivos, pero aportan una primera impresión de la respuesta del sistema que posteriormente se introducirá en los modelos biogeoquímicos que han comenzado a

desarrollarse. Por tanto, no se pueden todavía sacar conclusiones robustas de estos datos por el momento.

Este apartado se estructura en un primer sub-apartado teórico de descripción del proceso de la fotosíntesis.

6.2.1. Fundamentos teóricos y prácticos de la medida de fotosíntesis mediante fluorometría activa

6.2.1.1. El proceso de la fotosíntesis

El proceso de la fotosíntesis se puede resumir describiendo los siguientes pasos:

- la absorción de la energía luminosa por la clorofila en lo que se denomina fotosistema 2 (PSII) produce la oxidación del agua liberando oxígeno y expulsando protones hacia el lumen del tilacoidal.



- el complejo Citocromo B (cit b6f) toma electrones del fotosistema II (PSII) y los transfiere al fotosistema I (PSI) cediendo protones desde el estroma hacia el lumen del tilacoide.

- en el fotosistema I, el NADP+, es decir, la nicotinamida adenina dinucleótido fosfato se reduce a NADPH en el estroma debido a la función que ejerce la ferredoxina con una flavoproteína, la ferredoxina-NADP reductasa (FNR).

- se produce ATP-sintasa de la síntesis de la Adenosina Trifosfato, conforme los protones atraviesan desde el lumen hasta el estroma, generando ATP en este último.

El método tradicional de medida de la producción de fitoplancton en el medio acuático ha sido el método de radiocarbono (^{14}C) (Steeman-Nielsen, 1952). Este radioisótopo se caracteriza por su alta sensibilidad en las medidas de captación del CO_2 .

La fluorescencia activa, surgió como un método alternativo donde se induce la fluorescencia de la clorofila mediante destellos débiles y saturantes

diferentes al de la luz natural (Butler, 1978; Falkowski y Kiefer, 1985; Owens, 1991; Krause y Weis, 1991; Kiefer y Reynolds 1992; Kolber y Falkowski, 1993)

Los pigmentos fotosintéticos absorben la luz natural proveniente del sol. Esta absorción de la energía de los fotones la utiliza el aparato fotosintético para asimilar carbono inorgánico. El principal pigmento fotosintético es la clorofila, que se estructura en un anillo de porfirina que tiene como función principal la absorción de la luz y contiene un átomo de magnesio en el centro, y la parte inferior consistente en una cadena de fitol, su misión es que la clorofila se mantenga anclada en la membrana tilacoidal.

Los tilacoides son orgánulos celulares que contienen membranas lipídicas a las que se anclan las moléculas de clorofila.

La absorción de luz por la clorofila excita los electrones de la clorofila liberando la energía ganada y volviendo posteriormente a un estado energético más bajo. La liberación de energía puede tener lugar de tres maneras: convirtiéndose de manera parcial en calor, liberándose por fluorescencia a una longitud de onda mayor, o asimilándose (fotoquímica) en las moléculas de clorofila para transferirse a otras moléculas de clorofila por resonancia y finalmente liberando un electrón excitado a un orbital más energético para ser recibidos por un aceptor de electrones e iniciar la formación de la cadena de transporte de electrones en el proceso de asimilación fotosintética.

La absorción de la radiación por parte de las clorofilas se realiza a ciertas longitudes de onda (λ), generalmente absorbe la luz azul que va desde 400 a 500 nm de longitud de onda (λ), el cual posee mayor energía, y otro espectro que va desde 600 a 700 nm de luz roja.

En los sistemas fotoquímicos, llamados fotosistema I (PSI) y fotosistema II (PSII), ocurren las principales reacciones fotosintéticas. La absorción de la luz en el PSI se produce a 700 nm, mientras que en el PSII es sensible a radiaciones de 680 nm capaz de oxidar el agua. Cada fotosistema posee un complejo antena que capta la energía de los fotones y un centro de reacción donde se producen las transformaciones químicas de la energía, son sistemas distintos física y químicamente, pero se complementan en la transferencia de electrones a orbitales más energéticos (Kolber y Falkowski 1993).

En la membrana del tilacoide no solo se encuentran los fotosistemas antes mencionados, sino que también coexisten otros complejos proteicos como el citocromo b6f y la ATP sintasa.

La irradiación espectral fotosintéticamente activa (PAR) es la irradiancia comprendida entre los 400 y 700 nm que incide en un organismo fotosintético. La cantidad de luz absorbida (E_a) por las células fotosintéticas se estima partiendo de la concentración de clorofila ($[Chl]$ mg m^{-3}) y la posibilidad de que un pigmento fotosintético tenga contacto con la energía de los fotones, denominado sección

transversal de absorción óptica de la clorofila a una determinada longitud de onda a^* ($\text{m}^2 \text{mg Chl}^{-1}$). Esta interacción tiene lugar cuando los electrones se excitan debido a una alta energía (absorción), y se produce oxígeno debido a la estimulación fotoquímica, denominada en ocasiones sección transversal funcional del fotosistema II (Mauzerall y Greenbaum 1989; Dubinsky et al. 1992).

La cantidad de luz absorbida (E_a) se puede calcular mediante la siguiente ecuación

$$E_a = [Chl] \int_{400}^{700} E_{(\lambda)} a^*_{(\lambda)} \quad (\text{Ecuación 9})$$

Para que la energía absorbida por los pigmentos genere una reacción fotosintética, la energía de los fotones debe transferirse por resonancia de una molécula de clorofila a otra molécula de clorofila o de una molécula de carotenoide a otra de clorofila, hasta llegar al centro de reacción (RC), donde la energía fotosintética puede convertirse en fotoquímica, dando lugar al paso de la cadena de electrones mediante una molécula donadora y una molécula aceptora de electrones (Kolber y Falkowski 1993).



En consecuencia, en el centro de reacción del fotosistema II, una molécula de clorofila donadora de electrones (R) se oxida al recibir la energía de un fotón y reduce al aceptor primario Q, R^+ se reduce nuevamente por los electrones provenientes del agua oxidada fotoquímicamente, formando además O_2 y generando simultáneamente protones (H^+), proceso denominado fotólisis. La quinona (Q) es una molécula de feofitina que es más electronegativa que R, y puede donar electrones a la Quinona A (Q_a) o por el contrario volver a reaccionar con R^+ . Cuando el centro de reacción está abierto, es decir R reducido y Q oxidado, se produce la conversión de energía luminosa a energía química (poca transferencia de calor y fluorescencia). Por el contrario, cuando el centro de reacción está cerrado R^+ y la Q^- no puede utilizarse la energía de la luz absorbida fotoquímicamente, por lo que hay una mayor posibilidad de transferencia de energía en forma de fluorescencia y calor (disipación térmica). Sólo después de que la molécula de clorofila se reduzca y la Quinona se reoxide (RC abierto) puede utilizarse la energía de otro fotón absorbido para promover con éxito la siguiente transferencia fotoquímica de electrones.

Cuando el electrón es transferido a la Q_a , ocurre un equilibrio temporal, es poco posible que ocurra la reacción inversa con R^+ . durante el proceso de transferencia de electrones la Plastoquinona A que sólo puede aceptar un electrón a la vez (Kramer y Crofts 1993), (Q_a^-) es oxidada por el aceptor secundario Plastoquinona B (Q_B) que recibe 2 electrones y 2 protones H^+ del estroma, y a su

vez, se reduce para formar una plastoquinona B reducida (PQH₂) o plastoquinol, que, al reducirse, se disocia físicamente del complejo proteico del centro de reacción para formar parte del pool de plastoquinonas (PQ). El sitio de unión desocupado es entonces ocupado por otra PQ, lo que permite las subsiguientes transferencias de electrones. La reserva del pool PQ trabaja como un condensador capaz de almacenar temporalmente electrones entre PSII y PSI (Sukenik et al. 1987; Geider et al. 1993). El plastoquinol (PQH₂) es oxidado por el complejo (Citocromo B (Cyt b₆f) este complejo recibe 2 electrones del plastoquinol, mientras que sucesivamente cede 2 electrones a la plastocianina (PC), que aporta los electrones a la clorofila del centro de reacción PSI (P700), el transporte de electrones entre clorofilas, vitaminas y proteínas resulta en la generación de la enzima NADP reductasa, que junto a un protón del estroma reduce la otra molécula a NADPH. Hasta este punto se denomina cadena acíclica de la fotosíntesis (Kolber y Falkowski 1993).

La enzima ATP sintasa se genera a partir de ADP más una molécula de fosfato inorgánico (P_i) mediante la fotofosforilación, como se denomina a este proceso. En otras palabras, la ATP se genera de la transferencia de electrones entre el fotosistema II y el fotosistema I. En este complejo proteico lo que ocurre es que se resuelve el desequilibrio del sistema con la salida de la concentración de protones H⁺ del interior del tilacoide, utilizando la energía cinética de la salida de los protones para sintetizar ATP. Finalmente, los electrones que han pasado

por el fotosistema I son utilizados para reducir dióxido de carbono (CO₂), nitratos (NO₃⁻) o sulfatos (SO₄²⁻). A temperatura ambiente prácticamente toda la fluorescencia se encuentra asociada al fotosistema II.

En el PSI la energía de la luz es absorbida por los pigmentos, llega a la molécula donadora (clorofila) del RC, y es expulsado con un nivel superior de energía para pasar a una molécula aceptora. A medida de la molécula del RC dona electrones, estos son sustituidos por nuevos electrones del PSII a través de la plastocianina, hasta llegar a los aceptores terminales, como el carbono o el nitrato y en última instancia a los sulfatos.

La luz absorbida es utilizada para oxidar otra molécula de clorofila, es decir liberar un electrón en el fotosistema II. En consecuencia, el proceso inicia con una oxidación-reducción:



Como último recurso R⁺ se reduce por los electrones provenientes de la oxidación del agua, y se produce O₂, y la Q⁻ es oxidada por un aceptor secundario, es importante señalar que los electrones que son generados de esta manera son

usados para reducir el dióxido de carbono, nitratos o los sulfatos. Asimismo, la energía de un foton absorbida puede producir una fluorescencia con una energía levemente superior, o puede irradiar en forma de calor. Estos procesos: fotoquímica, fluorescencia y disipación térmica respectivamente, compiten y se encuentran sujetos exclusivamente por el estado de oxidación- reducción (redox) de Q (Kolber y Falkowski 1993). La Figura 158 representa este proceso.

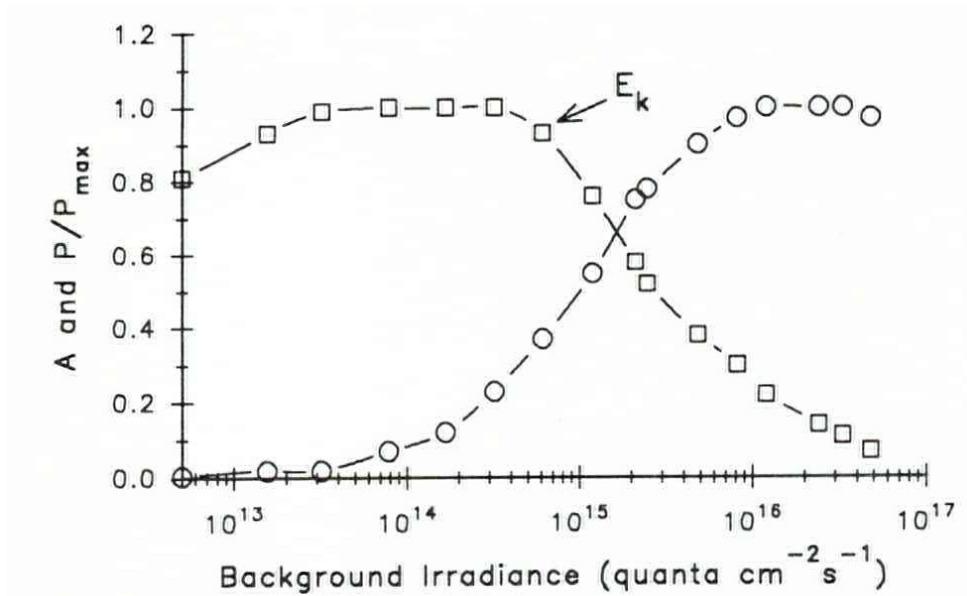


Figura 158. Modelo de relación entre los RC oxidados (abiertos) A (cuadrados □) y la tasa de fotosíntesis en estado estacionario P/P_{max}, (círculos O) en función a la luz de fondo. E_k es la irradiancia de saturación (Kolber y Falkowski 1993).

En la Figura 158, los centros de reacción abiertos A y P/P_{max} se midieron a la vez con un electrodo de platino (Falkowski et al. 1986). La fracción de los RC (A) se establece por el rendimiento del O₂ generado por un destello breve de saturación de luz (10 μs). La tasa de fotosíntesis en estado estacionario P/P_{max}, se conoce partiendo de la tasa de oxígeno soportada a una irradiancia continua en el fondo. Con irradiancias levemente superiores, los centros de reacciones abiertos llegan a un punto máximo, indicando que efectivamente todos los RC funcionales están abiertos. Seguidamente se observa que los RC abiertos comienzan a disminuir a medida que aumenta la irradiancia, observando el punto de inflexión (E_k), donde, de acuerdo con la curva de fotosíntesis irradiancia (ver Figura XX) tienen lugar las intersecciones entre la pendiente (α , coeficiente de eficiencia fotosintética) y el (P_{max}, correspondiente a la fotosíntesis máxima) o Irradiancia de saturación (E_k) de la curva de Fotosíntesis-Irradiancia o curva P-E. El aumento en la irradiación en el agua provoca la disminución en A, indicando la posibilidad de que un RC esté cerrado debido a la luz que puede llegar al fondo en el momento en el que el destello de luz es recibido. Cuando la fotosíntesis se satura con la irradiancia los RC abiertos se acercan a cero sin llegar a alcanzarlo (Falkowski y Kolber 1993).

6.2.1.2. BASES TEÓRICAS DE LA MEDIDA DE FOTOSÍNTESIS MEDIANTE FLUOROMETRÍA ACTIVA

El rendimiento cuántico de fluorescencia puede representarse de manera sencilla con la Ecuación 11, y puede ser aplicado para todos los organismos fotosintéticos:

$$\phi_f = K_f / (K_f + K_d + AK_p) \quad (\text{Ecuación 11})$$

donde A es la parte de los RC abiertos y K_f , K_d y K_p son las constantes de velocidad de primer orden para la fluorescencia, disipación termia y la fotoquímica respectivamente (Butler 1978). La Ecuación 11 suministra las bases para derivar el rendimiento cuántico de la fluorescencia con respecto a los (RC) abiertos.

6.2.1.3. Modelo biofísico - curva fotosíntesis irradiancia

Los RC funcionales en la curva de fotosíntesis irradiancia (Figura 149) corresponden a la pendiente inicial de la curva, denominada coeficiente de eficiencia fotosintética (α).

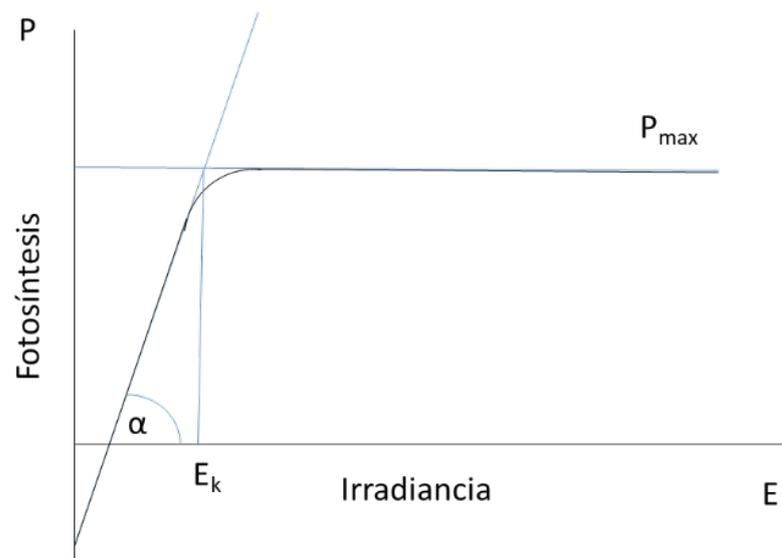


Figura 149. Curva de Fotosíntesis-Irradiancia

Se puede observar que la pendiente (α) corresponde a los RC funcionales (abiertos), posteriormente se produce un decrecimiento a medida que aumenta la fluorescencia hasta el punto donde se origina la inflexión (área de intersección de la pendiente con la fotosíntesis máxima (fluorescencia de saturación E_k). La fluorescencia máxima produce el aumento en la irradiancia en profundidad, que ocasiona la disminución de los RC abiertos, indicando el cierre de estos debido a la fluorescencia en profundidad en un determinado instante. Es decir, mientras mayor sea la fluorescencia, los RC abiertos se acercan a 0, sin llegar a alcanzarlo.

El cambio en los RC abiertos se debe a la irradiancia y se puede demostrar midiendo el oxígeno que se produce a través de un destello de luz saturante en un medio controlado de células cultivadas utilizando un electrodo de platino (Ley y Mauzerall, 1982).

A través de la fluorescencia activa es posible medir la fracción de centros de reacción abiertos. La fluorescencia inicialmente se mide con un destello débil de luz (F_o) llamado destello de sonda es infinitamente corto de alrededor de 10 picosegundos. Seguidamente se mide la fluorescencia máxima generada por un corto destello intenso de bomba que produce en las células la máxima fluorescencia (F_m).

Tal como se explicó en el apartado de aparato fotosintético, en la oscuridad Q es completamente oxidada y R reducida (RC abierto), es decir, la posibilidad de que la energía absorbida se emita como fluorescencia es mínima (F_0). Si, por el contrario, debido a la luz ambiental Q es reducida y R oxidada el RC está cerrado, con esta exposición a la luz, los fotones pueden ser absorbidos por los pigmentos fotosintéticos y la energía de excitación puede transferirse por resonancia al centro de reacción, lo que lleva a la separación de cargas. La fluorescencia F aumenta y Q reduce se alcanza un máximo (F_m) (Kooten y Snel 1990), la probabilidad de que la energía de excitación alcance un máximo de fluorescencia, cuando toda la reacción se reemite es de $\sim 0,05$ (Schatz, et al., 1988). En estas condiciones, el centro de reacción no puede utilizar una excitación posterior para la separación fotoquímica de la carga. Sólo después de que la molécula de clorofila se reduzca y la Quinona A se reoxide, se puede utilizar la energía recolectada por los pigmentos para originar con éxito la transferencia fotoquímica de los electrones.

La aplicación de este modelo biofísico permite derivar la fotosíntesis a partir de los valores de E y los parámetros de la curva P-E.

La fotosíntesis se puede formular en función de la irradiancia (E) de manera general como:

$$Po_2^B (E) = F_n (\alpha^B P_m^B E) \quad (\text{Ecuación 12})$$

Po_2^B se establece como la tasa de evolución del O₂ fotosintético bruto por unidad de clorofila a [mol de O₂ producido (g Chl a)⁻¹ tiempo⁻¹], la pendiente de la curva fotosíntesis irradiancia (P-E) es α^B , expresada en unidades [m² mol de O₂ (g Chl a)⁻¹ (mol de fotones)⁻¹] (Jassby y Platt 1976), P_m^B es la tasa de saturación de luz, E es la tasa de la irradiación fotosintéticamente activa incidente con unidades (mol de fotones m⁻² tiempo⁻¹).

La ecuación anterior se puede replantear en términos de la sección transversal de absorción óptica (a^*) y el rendimiento cuántico de la fotosíntesis (ϕ_P):

$$Po_2^B (E) = a^* \phi_P(E) E \quad (\text{Ecuación 13})$$

donde a^* representa la eficiencia con la que los pigmentos fotosintéticos absorben la luz normalizada a la clorofila a (Dubinsky et al., 1986), y ϕ_P es el rendimiento cuántico para la producción del oxígeno a irradiación E. La ecuación

5 puede plantearse de otra manera en términos de sección transversal de absorción funcional y el número de RC del fotosistema II:

$$P_{O_2}^B(E) = \sigma_{PSII} \phi_{RC} \phi_P(E) f n_{PSII} E \quad (\text{Ecuación 14})$$

Donde la sección transversal de absorción funcional del fotosistema II es σ_{PSII} , el rendimiento cuántico de la fotoquímica dentro del fotosistema II es ϕ_{RC} (en otros términos, el valor de ϕ_{RC} se toma como la unidad y constante; 1 electrón es transferido desde R a Q_a por cada cuanto de energía absorbida y entregada al RC, n_{PSII} es la relación entre el fotosistema II y la clorofila a , y f es la parte de RC del PSII capaz de producir oxígeno. $\phi_P(E)$ se define de la relación del producto de dos parámetros medidos por fluorescencia: el coeficiente de apagado fotoquímico, q_p y el rendimiento cuántico del transporte de electrones a través del fotosistema II ϕ_e [mol de O_2 producido (mol de electrones) $^{-1}$].

Partiendo de lo antes mencionado la Ecuación 6 puede modificarse de la siguiente forma:

$$P_{O_2}^B(E) = \sigma_{PSII} \Phi_{RC} q_P(E) \phi_e(E) f \cdot n_{PSII} E \quad (\text{Ecuación 15})$$

La ecuación 7 establece las bases de la correlación entre la fotosíntesis y la fluorescencia; para calcularlo se deben conocer el valor de la irradiancia E , la cual es una variable independiente, y cinco parámetros: σ_{PSII} , q_P , ϕ_e , f y n_{PSII} (Kolber y Falkowski 1993).

A continuación, se describen las bases prácticas para derivar los parámetros antes indicados por fluorescencia activa.

6.2.1.4. Medidas de la sección transversal de absorción del PSII (σ_{PSII}).

La sección transversal de absorción del PSII (σ_{PSII}), es el resultado de la recolección de luz de los pigmentos fotosintéticos absorben y la eficacia en la transferencia de excitación al centro de reacción para impulsar el proceso fotoquímico (Ley y Mauzerall 1982; Mauzerall y Greenbaum 1989; Dubinsky et al., 1992).

El σ_{PSII} absoluta es un parámetro obtenido en las mediciones realizadas por el fluorómetro de inducción relajación (σ_{abs} del fluorómetro), este parámetro se encuentra sujeto a la energía de un fotón. La medida de σ_{PSII} se puede realizar de manera eficiente en campo midiendo F_o y F_m aumentando la intensidad del destello fuerte de la bomba ($F_o \gg F_m$) y siguiendo la curva de saturación de la intensidad de fluorescencia variable. Se ha observado en las comunidades del fitoplancton natural que el σ_{PSII} es variante. Bajo circunstancias controladas, en cultivos de fitoplancton en el laboratorio, se ha demostrado que existen dos variables que afectan la absorción en el PSII (σ_{PSII}), la luz y la disponibilidad de nutrientes (Kolber et al., 1988). En células cultivadas en niveles bajos de irradiancia σ_{PSII} presenta valores más altos, por el contrario, disminuye cuando las células se adaptan a la incidencia de altos niveles de luz. En consecuencia, la limitación de nutrientes en las células genera el aumento de σ_{PSII} . En la superficie de la columna de agua σ_{PSII} puede ser más grande, principalmente en aguas con pocos nutrientes y en zonas estratificadas, es decir donde las masas de agua tienen propiedades diferentes (como por ejemplo la densidad, temperatura, oxigenación) (Falkowski, 1992).

De acuerdo con lo antes mencionado, la curva de saturación de intensidad de fluorescencia variable puede ajustarse mediante una función de Poisson (Ley y Mauzerall 1982; Falkowski et al. 1986), de la siguiente forma:



$$\frac{F-F_0}{F_m-F_0} = 1 - \exp(-\sigma_{PSII} I) \quad (\text{Ecuación 16})$$

El rendimiento de fluorescencia proveniente de la *bomba* es (F_0), el rendimiento de fluorescencia inmediatamente es J y F (1-100 μ s) después del destello de *bomba* ($F_0 \leq F \leq F_m$). A partir de la curva de saturación de oxígeno y el cambio de rendimiento cuántico de fluorescencia las mediciones simultáneas de σ_{PSII} son prácticamente iguales (Kolber, Zehr y Falkowski 1988a), y - apoyados en la interpretación de que el proceso que origina la producción del oxígeno es idéntico al proceso fotoquímico que da lugar a la fluorescencia variable que también es idéntico al del rendimiento cuántico para la separación de la carga - Φ_{RC} se asume igual a la unidad.

6.2.1.5. Estimaciones de q_P

q_P es el coeficiente de extinción o apagado fotoquímico, representa la posibilidad de que ocurra la separación de carga en un instante dado en el RC. Debido a la gran proporción de RC, esta posibilidad es igual a la parte de los RC abiertos (A) (Genty et al., 1989; Owens 1991).

Es posible estimar el coeficiente de extinción fotoquímica q_P por el cambio de fluorescencia generado por el destello de sonda (débil), luego de un destello de *bomba* intenso a cualquier irradiancia ambiental. En caso de que el apagado no fotoquímico afecte de manera proporcional a F'_o y a F'_m (la Ecuación 17) será admitida independientemente del nivel de q_N .

$$q_P = (F'_m - F') / (F'_m - F'_o) \quad (\text{Ecuación 17})$$

q_P Puede definirse como la energía atrapada en los RC que es usado para el transporte de electrones a través del fotosistema II, por lo cual es el resultado de RC abiertos A, en un tiempo determinado bajo irradiancia ambiental (Ver figura 158) (Schreiber et al., 1986; Genty et al., 1989; Kiefer y Reynolds 1992). F' y F'_m ,

definidos como rendimientos de fluorescencia provocados por un destello de *sonda* débil, seguidamente un destello de la *bomba* saturante, medidos bajo irradiancia ambiental, donde F'_0 es el rendimiento de fluorescencia producido por un destello sonda débil en un instante en el que todos los centros de reacción del fotosistema II están abiertos, con una adaptación de aproximadamente (1-2 s) a la oscuridad. Con los RC abiertos luego del instante de oscuridad la fluorescencia variable, $F'v (= F'_m - F'_0)$, es máxima. En cambio, bajo luz ambiental continua, la energía de los fotones provenientes del sol puede hacer que se cierre una fracción de RC antes del primer destello de sonda. En estas circunstancias, F'_0 aumenta hasta llegar a un nivel F' , sin embargo, con un destello de saturación, es decir, $(F'_m - F')$ producirá un rendimiento de fluorescencia restante menor. La relación $(F'_m - F')/(F'_m - F'_0)$ indicará la fracción de centros de reacción que aun puedan separar la carga fotoquímica.

El artículo de (Falkowski y Kolber 1993), en el cual se encuentra mayormente basado este trabajo, explican que con la técnica del fluorómetro de inducción relajación (*bomba* y *sonda*) es posible medir tanto el rendimiento de extinción fotoquímica q_p y el O_2 producido a partir del mismo destello de *bomba* saturado que se utilizó para las mediciones de fluorescencia. El oxígeno generado por un destello saturado (Y_{MAX}) es debido a la oxidación fotoquímica del agua en el fotosistema II y sólo tiene lugar si los RC del fotosistema II está abierto (A) (Kolber et. al., 1988). Con irradiaciones muy bajas ($< 1 \mu\text{Einst m}^{-2} \text{s}^{-1}$), Y_{MAX} es

menor que q_P . En estas condiciones de luz muy bajas se genera la pérdida de eficiencia fotoquímica, ya que la tasa de absorción de la energía proveniente de los fotones es tan baja que los electrones pueden evadir el complejo en el que tiene lugar la producción de oxígeno, es decir, se produce una pérdida general de oxígeno (rendimiento del destello de luz) (Ley y Mauzerall 1982). Cuando los niveles de irradiancia aumentan y sobrepasan el umbral, Y_{MAX} y q_P se suceden, y el cambio en el rendimiento cuántico de fluorescencia determinado sigue la proporción de RC del fotosistema II que evolucionan con irradiación superiores (Falkowski et al. 1986).

En la (Figura 150 B), RC abiertos (A) (\square) y q_P (\blacksquare) recopilado de experimentos, se observa que se corresponden (dentro del margen de error de medición) en casi todos los niveles de irradiancia, indicando que q_P es un indicativo sólido de la parte de los RC abiertos.

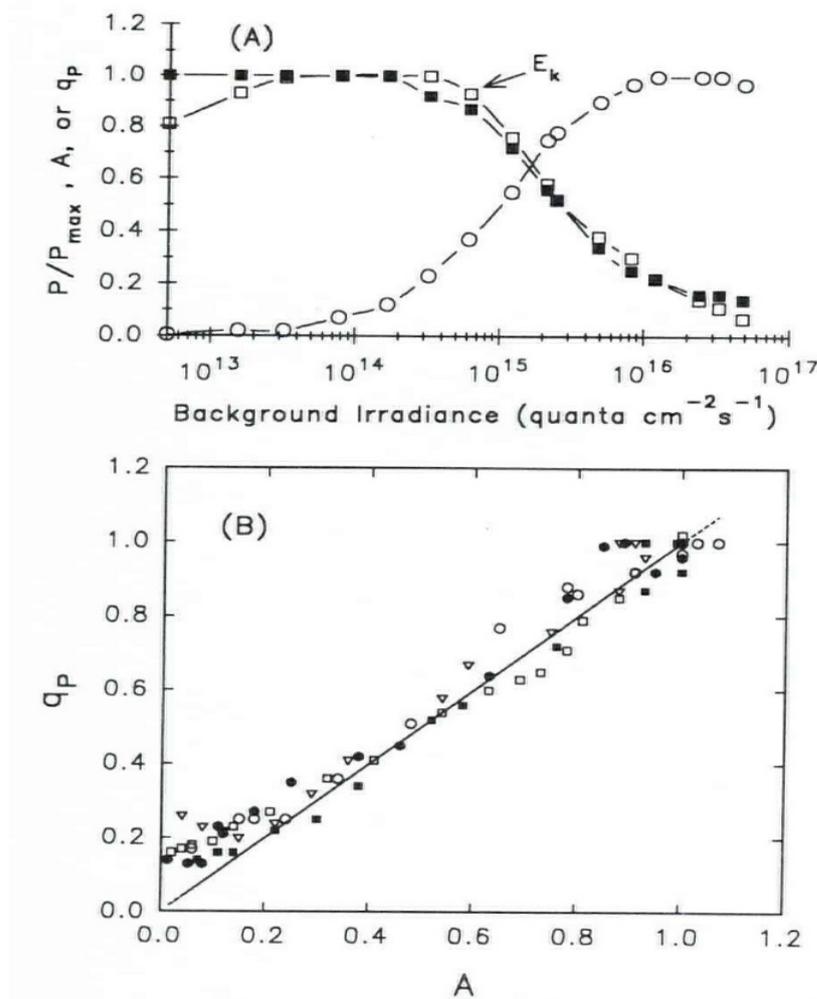


Figura 150. Experimento de la correlación entre A , P_{max} y q_p . Identificados específicamente por los siguientes símbolos A (\square), P/P_{max} (\circ) y q_p (\blacksquare). (B) relación entre q_p y A (Falkowski y Kolber 1993).

Con irradiancias muy bajas se muestran diferencias debido a la producción de oxígeno, ya que, el complejo se vuelve a poblar (Ley y Mauzerall 1982). En la pendiente 1.0 q_p y A están pegados linealmente, sin embargo, a niveles más altos de irradiancia ambos parámetros disminuyen, observándose una diferencia cercana al 15%, esta diferencia se debe a lo que parece una fracción del ciclo de electrones a través del fotosistema II.

En la Figura 150 muestra el efecto de la irradiación de fondo continua y evolución del O₂.

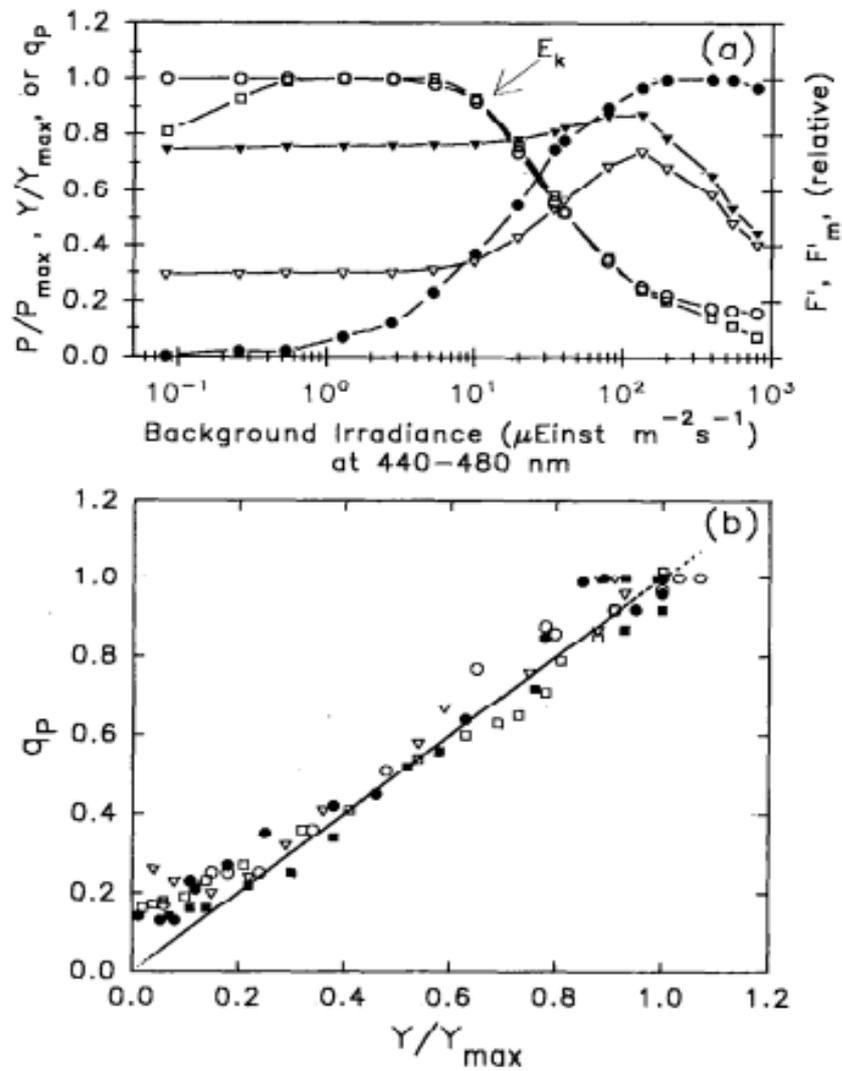


Figura 151. Efecto de la irradiación de fondo continua sobre F' (∇), F'_m (\blacktriangledown), q_p (\circ), Y/Y_{max} (\square), y la evolución del oxígeno en estado estacionario P/P_{max} (\blacklozenge). Fuente: (Falkowski et al. 1986).

Cuando aumenta la irradiancia de fondo continua se produce la disminución de q_p , y no se observa una producción de oxígeno medible; esto se debe a la creación de gradientes electroquímicos y de pH en la membrana del tilacoide (Horton y Hague 1988). La región de la curva F'-E: corresponde a la pendiente (α) en la curva P-E. El incremento de la luz de fondo produce el aumento de F' y una simultánea disminución de q_p que llega a un valor aproximado de 0,18 que, a su vez, indica el cierre de los RC. E_k corresponde a la inflexión. Y/Y_{max} se aproxima a cero, P/P_{max} muestra la influencia de la luz en el fondo en la producción de oxígeno en estado estacionario (ver parte inferior de la Figura 159) muestra la relación entre el cambio en la q_p e Y/Y_{max} . Los experimentos son representados por una variedad de símbolos. Se observa que a niveles considerables de irradiancia q_p puede estimarse ligeramente por encima de su valor (fracción de RC abiertos del fotosistema II).

6.2.1.6. Estimaciones del τ_p

τ_p es el tiempo mínimo para transferir un e^- del agua al estado estacionario en saturación de luz. Experimentalmente resulta difícil medir τ_p a partir de las

señales de fluorescencia, su cálculo se puede realizar partiendo del cambio en q_p , con luz incidente (Figura 151). Esto se debe al aumento progresivo de la irradiancia y la reducción de la reserva en la plastoquinona (PQ), la tasa de oxidación de Q_a^- disminuye, y τ_Q se aproxima a τ_P . Esta variación en la constante de tiempo para la oxidación de la quinona reducida se visualiza como una disminución imprevista de q_p a una determinada incidencia de luz (E_K), en una curva P-E (Figura 149). Conociendo el valor de E_K y σ_{PSII} en términos absolutos de $m^2 \text{ quanta}^{-1}$; es posible calcular τ_P .

$$\tau_P = \frac{1}{E_K \sigma_{PSII}} \quad (\text{Ecuación 18})$$

Mientras que $1/\tau$ es la tasa máxima para la transferencia de la cadena de electrones de la fotosíntesis desde el agua hacia el aceptor terminal, regularmente CO_2 (Myers y Graham 1971; Falkowski 1981; Sukenik et al. 1987). El fluorómetro de relajación/inducción arroja directamente este parámetro (ETR FRe).

$$\tau = \frac{1}{[E_K \sigma_{PSII}]} \quad (\text{Ecuación 18})$$

6.2.1.7. Estimaciones del ϕ_e

Con irradiancias bajas, que se encuentren por encima de la posibilidad de la pérdida de electrones del complejo de evolución del oxígeno, cuando todos los RC están abiertos, el decaimiento fotoquímico (q_p) es igual a 1. Se requieren 4 reacciones consecutivas de traspaso de electrones para la evolución de 1 oxígeno. El rendimiento cuántico máximo de transporte de electrones para que el oxígeno evolucione en el fotosistema II, ϕ_e , es equivalente a 0,25 quanta⁻¹ de O₂. En estas circunstancias, la energía que se pierde es debido al proceso de transferencia de la energía por los pigmentos encargados de la absorción de los fotones hacia el RC. El grado de saturación de la fotosíntesis se encuentra sujeto a la tasa máxima a la que se pueden transferir electrones del agua a los aceptores terminales (carbono y nitratos) ($= 1/\tau$) donde se controlan las reacciones oscuras (PSII). Con tasas de separación de carga superior a $1/\tau$, una parte de los electrones transferidos a la quinona a (Q_a) se pierden debido a condicionantes en los procesos atribuidos al fotosistema II, ocasionando un descenso de ϕ_e .



Si elegimos τ_P como el tiempo de rotación del flujo de electrones a través la cadena de la fotosíntesis en estado estacionario, ϕ_e , puede formularse de la siguiente manera:

$$\phi_e = 0.25 \quad \text{si } E\sigma_{PS2}q_P \leq \frac{1}{\tau_P} \quad (\text{Ecuación 19})$$

$$\phi_e = \frac{0.25}{(E\sigma_{PS2}q_P\tau_P)} \quad \text{if } E\sigma_{PS2}q_P > \frac{1}{\tau_P}$$

En otras palabras, si la tasa de fotoquímica primaria no supera la tasa máxima de transferencia de electrones desde el PSII hacia el PSI, se utilizan cuatro electrones para evolucionar una molécula de oxígeno. A tasas de separación de carga es superior a $1/\tau = \text{ETR}$, se pierden algunos electrones, y ϕ_e disminuye.

6.2.1.8. Estimaciones del n_{PSII} y $\Delta\phi_m$

El valor de n_{PSII} se encuentra relacionado con la estimación del flujo de electrones fotosintéticos por unidad de clorofila, lo cual sugiere incertidumbre actualmente, ya que su medición no es sencilla de realizar aplicando el método de fluorescencia. El tamaño de la unidad fotosintética (PSU_{O_2}) está limitado, con

un ~ 2.000 moléculas de Chl a por molécula de O_2 según datos de laboratorio (Mauzerall y Greenbaum 1989). Debido a que cada unidad fotosintética tiene un total de cuatro RC en el fotosistema II (PSII), un valor medio de NPSII sería aproximadamente 1 PSII por 500 moléculas de clorofila (Chl a). Se utiliza este valor en todos los siguientes cálculos en los que se derivara el $P^B_{O_2}$ partiendo de las mediciones de fluorescencia. No obstante, se considera que el valor de n_{PSII} puede diferir de su valor característico 1/500.

La incertidumbre en las diferencias en el valor de n_{PSII} no es tan significativo, como lo son los cambios funcionales en la fracción del fotosistema II que es capaz de evolucionar oxígeno. En los océanos f puede variar con un valor de ~ 3 (Kolber et al. 1990).

En el caso del cambio máximo en el rendimiento cuántico de fluorescencia ($\Delta\phi_m$), se estima conociendo la fluorescencia variable, y se calcula de la diferencia entre la fluorescencia máxima menos la fluorescencia inicial $F_v = (F_m - F_o)$, de la relación (F_v/F_m) se obtiene $\Delta\phi_m$ llamado cambio máximo en el rendimiento cuántico de fluorescencia, el cual es equivalente a la parte de los RC abiertos que convierten la energía de un fotón absorbido en fotoquímica. (Falkowski y Kolber 1990) (Geider et al. 1993). La variación en el rendimiento cuántico de la fluorescencia indica el nivel de reducción de Q (Duysens y Sweers 1963; Kitajima y Butler 1975).

$\Delta\phi_m$ se aproxima a un valor máximo constantemente de 0,65 en las especies de algas estudiadas (Kolber et al., 1988). $\Delta\phi_m$ no es igual a 1 debido a una reacción reversa de Q^- con R^+ , generando una ineficaz transferencia de energía y una recombinación de carga dentro del RC. Cuando $\Delta\phi_m$, alcanza un valor máximo (0,65) se debe a la presencia de abundantes nutrientes. Por el contrario, las células limitadas por nutrientes como el hierro, nitrógeno o fósforo, $\Delta\phi_m$ disminuye como señal de que parte de los RC del fotosistema II están deteriorados funcionalmente (Falkowski et al., 1992). Cuando las condiciones de crecimiento no son óptimas, el $\Delta\phi_m$ medido disminuyen (Kolber et al. 1988). A niveles muy altos de irradiancia, el cambio máximo de rendimiento cuántico $\Delta\phi_m$ disminuye, debido al daño por fotoinhibición en los RC del fotosistema II (Krause y Weis 1991).

La medición del rendimiento cuántico de fluorescencia $\Delta\phi_m$ se puede realizar in situ de manera sencilla con el fluorómetro de relajación inducción (*bomba y sonda*) (Falkowski y Kiefer 1985; Owens 1991; Geider et al. 1993).

Esta disminución de $\Delta\phi_m$, provoca la alteración de la fotoquímica primaria entre Q_a y la PQ, esto se debe a la incapacidad de excitación o absorción de luz por parte de los pigmentos, o se interrumpe la transferencia de electrones volviendo ineficiente al RC del PSII. En cualquier caso, se observará en los RC



incompetentes el máximo rendimiento de fluorescencia F_m , independientemente de la irradiación existente. El $\Delta\phi_m$ se medirá de la siguiente forma:

$$\Delta\phi_m \{F_m - [f F_0 + (1 - f)F_m]\}/F_m = f F_m - \frac{F_0}{F_m} = 0,65 f$$

(Ecuación 20)

donde f es la parte de los RC funcionales. En consecuencia, $\Delta\phi_m/0,65$ es una forma de calcular f :

$$f \cdot n_{PSII} = n_{PSII}(\Delta\phi_m/0.65) \quad \text{(Ecuación 21)}$$

donde $\Delta\phi_m$ (o f) presentan variaciones naturales importante que perjudica la tasa de fotosíntesis específicas de la clorofila en el océano.

6.2.1.9. Estimaciones de la extinción no fotoquímica (q_N)

Con frecuencia el rendimiento cuántico de fluorescencia y la irradiancia tienen un vínculo complejo, el primero aumenta en la medida en que progresivamente se van cerrando los RC del fotosistema II y después reduce con alta incidencia de luz (Falkowski y Kiefer 1985; Owens 1991). La extinción no fotoquímica (q_N) tiene lugar cuando la extinción de la fluorescencia inducida por una luz intensa no se debe aparentemente a la reducción de Q_a , (Schreiber et al. 1986), esto puede deberse a distintas fuentes, como la conversión de fluorescencia en calor por los carotenoides en el ciclo de la xantofila (Demmig-Adams 1990), la cadena de electrones que atraviesan alrededor del fotosistema II, la degradación de los RC del fotosistema II.

q_P y q_N tienen un rendimiento de fluorescencia medida en la luz donde ambas tienen contribuciones, la división de la fluorescencia entre estas está basada en la separación fotoquímica de la energía, esta separación se detiene con la exposición a la oscuridad, a pesar de ello, alguna luz residual puede atribuirse a un proceso q_N , y es posible su cálculo de la siguiente forma:

$$q_N = (F_m - F'_m)/(F_m - F_0) \quad (\text{Ecuación 22})$$

F_m es la fluorescencia máxima después del destello de saturación en estado de adaptación a la oscuridad y F'_m se mide con irradiancia en condiciones de estado estacionario. Cuando q_N es insignificante el resultado de $(F_m - F'_m)$ sería cero. En ocasiones q_N se considera una llave de seguridad que protege los RC del fotosistema II de las fallas generadas por la energía de excitación fotosintética (Demmig-Adams 1990), la cual es importante luego de la exposición a incidencias de luz alta.

6.2.1.10. Integración de los parámetros en el modelo biofísico.

Cálculo de la asimilación de carbono

Se ha mostrado cómo los parámetros fotosintéticos de la ecuación 11 y 13 se relacionan con las medidas basadas en la fluorescencia. La tasa fotosintética basada en la fluorescencia Pf^B , con unidades de electrones $\text{Chl}^{-1} \text{ tiempo}^{-1}$ se puede estimar con la siguiente ecuación:

$$P_f^B(E) = E \sigma_{PSII} q_p \phi_e n_{PSII} (\Delta\phi_m / 0.65)$$

(Ecuación 23)

La ecuación 16 puede ser utilizada en todos los niveles de irradiancia experimentados por el fitoplancton en el mar. Para estimar la tasa de fotosíntesis en términos de carbono fijado por unidad de clorofila *a*, (P_C^B), debe modificarse la ecuación anterior, ya que se deben realizar algunas suposiciones con respecto a la utilización de electrones para la fijación de CO_2 . Para reducir una molécula de dióxido de carbono (CO_2) a carbohidrato se requieren cuatro electrones, sin embargo, no todos son usados para reducir el CO_2 ; algunos se utilizan para reducir nitratos y en última instancia sulfatos (en menor proporción). La cantidad de electrones producidos fotoquímicamente que se destinan al proceso de fijación de carbono, se encuentra sujeto especialmente por las células, las pérdidas fotorespiratorias y la fuente de nitrógeno (Myers 1980; Falkowski et al. 1985; Laws 1991). La correlación entre el oxígeno producido y CO_2 fijado (R), puede medirse o suponerse. Una regresión basada en los valores de la fluorescencia del fitoplancton y el carbono fijado es una estimación de su correlación. Para calcular P_C^B se aplica la siguiente fórmula:

$$P_C^B = P_f^B / R \quad (\text{Ecuación 24})$$

La tasa de fijación de CO₂ se calcula a partir de la fluorescencia, se puede decir que las mediciones de la fotosíntesis basado en el carbono o el oxígeno de la fotosíntesis influyen intrínsecamente, sin embargo, las estimaciones de la fotosíntesis basado en la fluorescencia, no lo hace utilizando la ecuación 17. La diferencia de $(P_f^B/R) - P_C^B$, se acerca a la respiración, y para estimar un valor promedio a través de una regresión.

6.2.2. ESTIMACIÓN DE PARÁMETROS FOTOSINTÉTICOS

En este trabajo se han recopilado algunos datos disponibles de una estación central en el Mar Menor que denominamos MM2 según indica la Figura 152 durante los años 2020 y 2021.

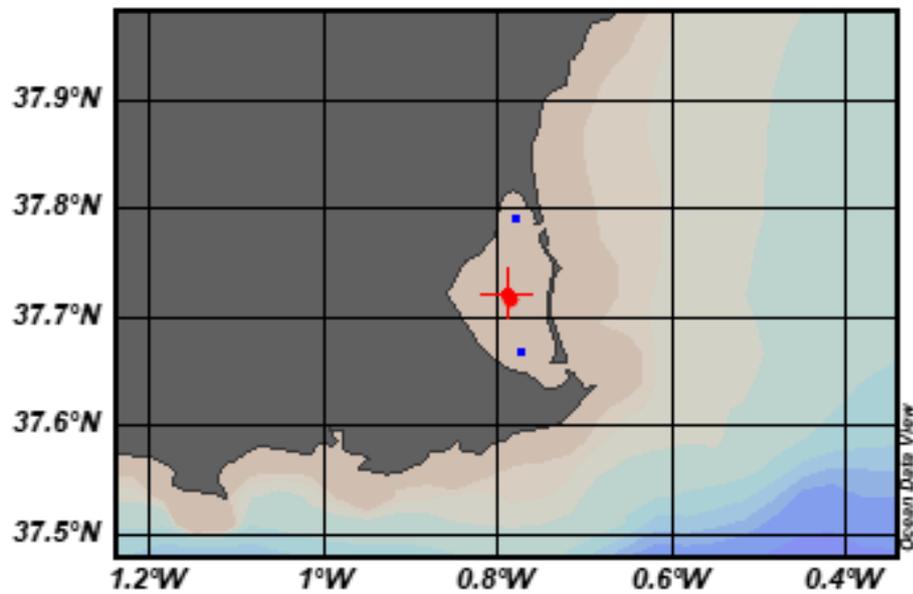


Figura 152. Mapa de ubicación de punto de muestreo MM2.

6.2.2.1. INSTRUMENTO DE MEDIDA: FLUORÓMETRO DE INDUCCIÓN Y RELAJACIÓN (FIRE)

El fluorómetro de Inducción y Relajación (FIRE) es un equipo de fluorescencia activa capaz de caracterizar la fisiología de las microalgas in situ.

Utiliza el método FRR (Fast Repetition Rate) (Falkowski y Woodhead 1992; Kolber et al., 1988) para proporcionar los valores de la sección transversal del

fotosistema II (σ_{PSII}), así como la energía transferida entre el fotosistema II y fotosistema I. Permite analizar la emisión de fluorescencia de la clorofila a del PSII, obteniéndose la cinética de emisión de fluorescencia y los valores de algunos parámetros de fluorescencia como F_o , F_m , F_v , F_v/F_m (recordemos que F_v/F_m es la eficiencia fotoquímica del PSII, $\Delta\phi_m$) y TF_{max} (el tiempo en ms en el que se alcanza la fluorescencia máxima). Partiendo de los valores registrados, se calculan distintos parámetros que muestran el funcionamiento de los componentes del fotosistema II, su rendimiento fotoquímico operacional (σ_{PSII}), el decaimiento o extinción fotoquímico qP y decaimiento no-fotoquímico qN , además de la tasa de transporte de electrones (ETR).

El equipo utilizado (Figura 153) es el modelo In-situ FIRE de Satlantic (Canadá) capaz de medir hasta 600 m de profundidad. Va anclado a un bastidor de acero para su descenso vertical desde embarcación para obtener perfiles verticales. Se puede configurar para medidas con diferentes protocolos en función de las muestras y parámetros a analizar tal y como se describe en el siguiente apartado”.



Figura 153. Fluorómetro de Inducción y Relajación utilizado en este trabajo.

6.2.2.2. Distribución temporal de parámetros fotosintéticos

En esta sección se muestra la evolución temporal de los perfiles verticales de algunos de los parámetros fotosintéticos medidos y derivados en el Mar Menor.

6.2.2.2.1. Radiación PAR

La Figura 154 muestra la distribución temporal de la radiación PAR en profundidad.

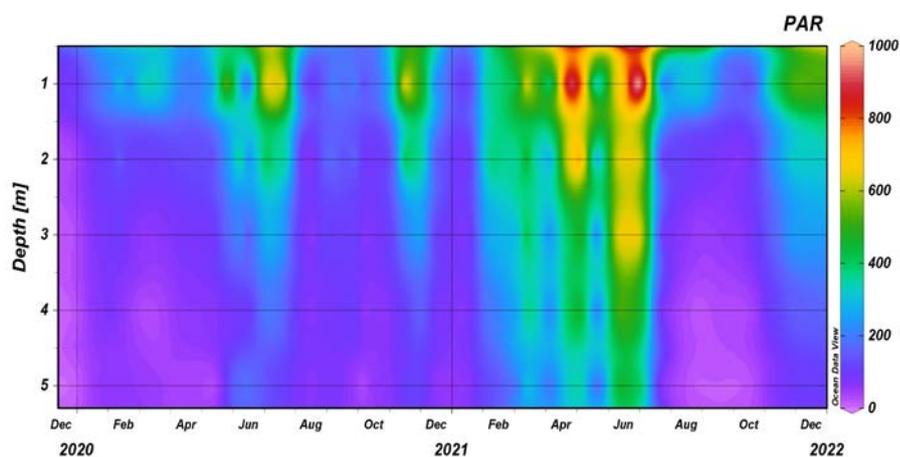


Figura 154. Evolución temporal del perfil de radiación PAR.

Se observa en el año 2020, entre los meses de junio, julio y diciembre que la incidencia de luz a través de la columna alcanzaba aproximadamente los 2 metros partiendo de la superficie, es decir, no existe una homogeneidad en la curva de crecimiento de la intensidad solar, indicando que las algas del Mar Menor absorben luz, dejándola pasar hasta cierto punto. Sin embargo, para el año 2021 durante el mes de abril y junio se observa que la irradiancia alcanza los 5 metros y medio de profundidad en la columna de agua lo que indica un agua más transparente. Las zonas en color morado son zonas de oscuridad (menos de $50 \mu\text{E m}^2 \text{ s}^{-1}$), lo que quiere decir, que durante gran parte de los años de estudio 2020-2021 hubo una escasa disponibilidad de luz para la fotosíntesis.

6.2.2.2.2. Flujo de electrones a través de los centros de reacción - P

Como indicativo del flujo de electrones fotosintéticos a través de un centro de reacción, tenemos el parámetro p . Los valores más relevantes se han encontrado en mayo y junio del año 2020 (Figura 155), desde la superficie y prácticamente en toda la columna de agua, y en agosto se observa de forma intermitente. Para el año 2021, se observa desde julio hasta noviembre valores relativamente más altos desde la superficie hasta el fondo de (1-5 metros), mostrándose especialmente muy elevado en profundidad durante octubre. En

términos generales el flujo de electrones de un RC durante el periodo de estudio fue relativamente constante, excepto durante el episodio de mortandad de peces de 2021 y en otros episodios puntuales como los de mayo junio 2020.

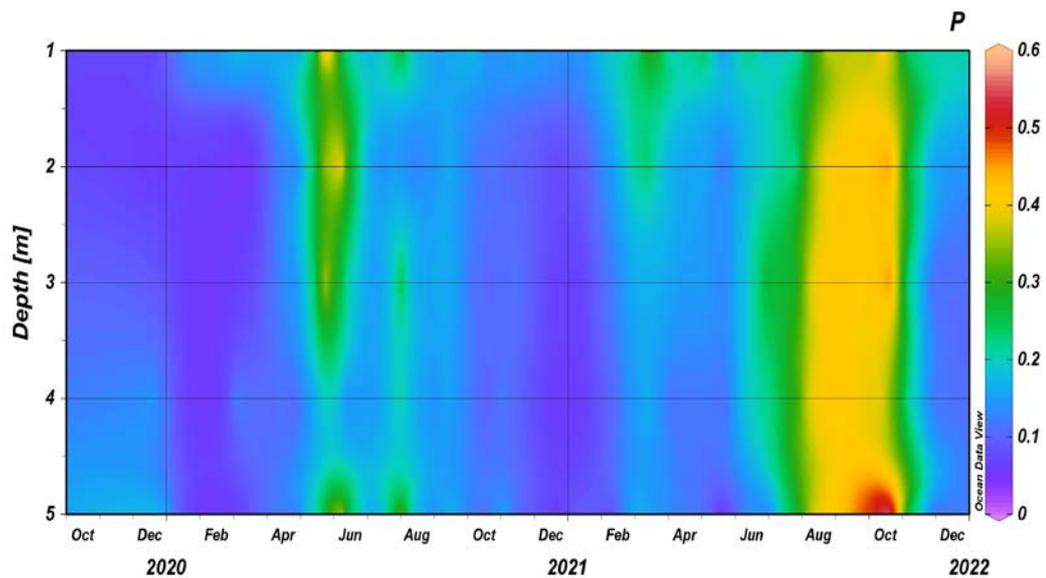


Figura 155. Evolución temporal del flujo de electrones de un RC (P).

6.2.2.2.3. Fv/Fm

La Figura 156 muestra la evolución de los perfiles de Fv/Fm. Este parámetro indica el potencial de eficiencia cuántica del PSII si todos los centros de reacción estuvieran abiertos, por lo tanto, valores altos indica que se utiliza eficientemente la luz absorbida para la fotoquímica.

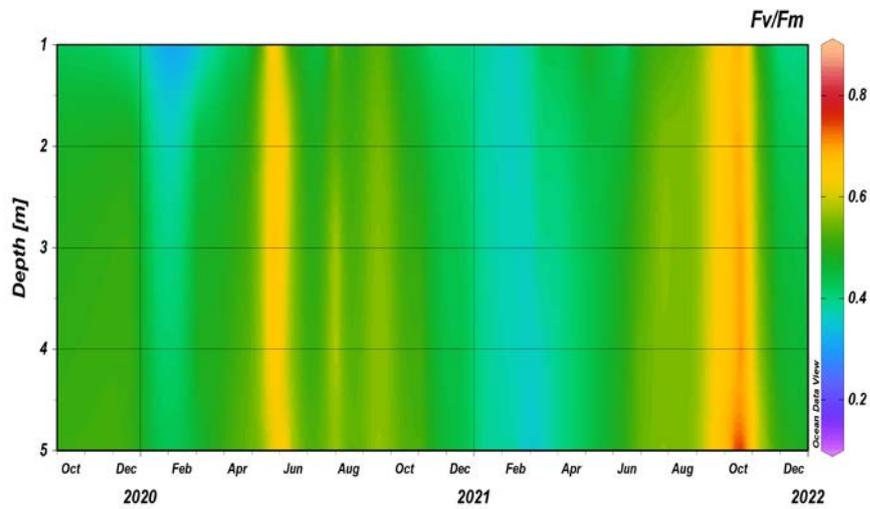


Figura 156. Evolución temporal de Fv/Fm.

Se puede observar que las células se encuentran sometidas a baja intensidad de luz durante buena parte de los 2 años analizados, el paso de electrones genera mucha fotoquímica en vez de fluorescencia, ya que, la mayor parte de la irradiancia incidente es absorbida por los pigmentos fotosintéticos. Los valores más bajos se registraron en el mes de enero del año 2020 y en el mes de enero y febrero del año 2021.

6.2.2.2.4. Sección transversal de absorción del PSII (σ_{PSII})

La sección transversal de absorción del PSII (σ_{PSII}) es un parámetro indicativo de la probabilidad de interacción entre un pigmento y un fotón recibido.

Su evolución se muestra en la Figura 157.

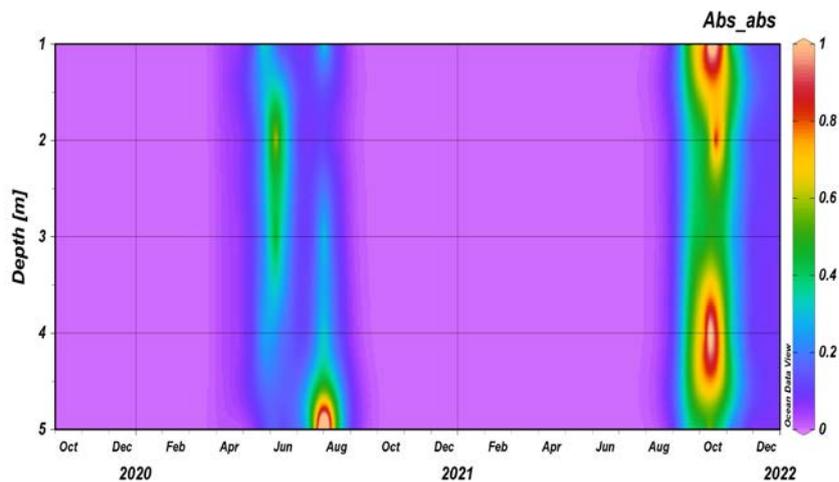


Figura 157. Evolución temporal de σ_{PSII} .

Este parámetro muestra valores bajos desde el inicio del año 2020, los mayores valores registrados en ese año fueron entre mayo y septiembre aproximadamente. En 2021 muestra valores elevados desde septiembre a

noviembre, para posteriormente mantenerse en niveles más bajos hasta diciembre en toda la columna de agua.

6.2.2.2.5. Tasa de transporte de Electrones (ETR)

La Figura 158 muestra la tasa de transporte de electrones (ETR).

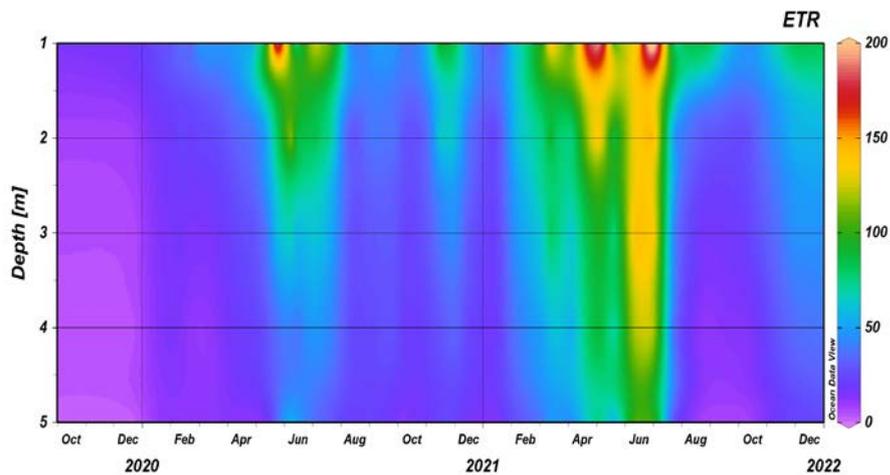


Figura 158. Evolución temporal de ETR.

Se observa un comportamiento de este parámetro que sigue a la radiación PAR.

En el año 2020, desde mayo a julio y en el año 2021, desde marzo a julio (esta última en mayor proporción) se observa una mayor tasa de transferencia de

electrones. En general el transporte de electrones para la fotosíntesis fue constante y a diferentes proporciones el resto de los meses de los años estudiados.

6.2.2.3. Análisis de perfiles verticales

En este apartado se analizan algunos perfiles verticales entresacados de las series temporales anteriores para mostrar el pre-proceso de los datos seguido. Para ello se han elegido los perfiles de 5 fechas características de invierno y verano: 03/02/2020; 06/07/2020; 12/08/2021; 07/10/2021 y 30/11/2021.

Se han realizado gráficos para cada fecha del perfil de irradiancia (PAR), la fluorescencia inicial (F_0), la fluorescencia máxima (F_m), la fluorescencia variable (F_v), el perfil del cambio máximo en el rendimiento cuántico de la fluorescencia $\Delta\phi_m = (F_v/F_m)$, el perfil de la tasa de fluorescencia basada en el flujo de electrones (P_f), el perfil de la sección transversal de absorción y relativo (σ_{PSII}) y el perfil de la tasa de transporte de electrones (ETR).

6.2.2.3.1. Perfiles del 03/02/2020

La Figura 159 muestra los perfiles de parámetros fotosintéticos correspondientes al 03/02/2020.

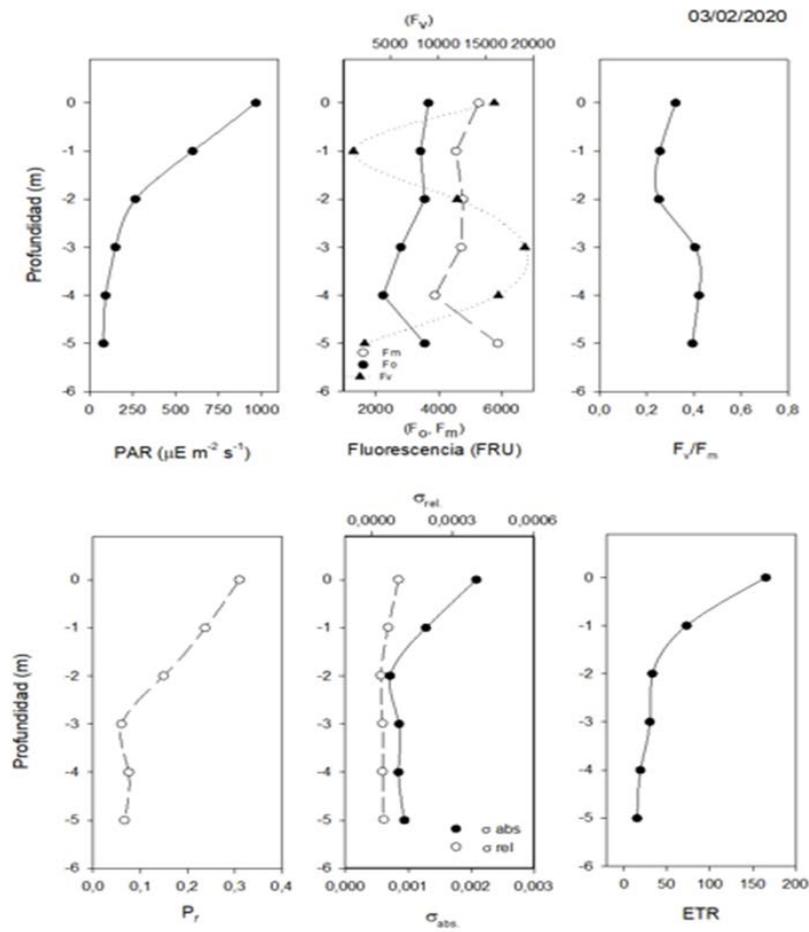


Figura 159. Perfiles de parámetros fotosintéticos correspondientes al 03/02/2020.

El perfil vertical de PAR muestra una incidencia de luz alta en superficie, posteriormente se puede ver una disminución considerable de la irradiancia incidente a partir de los 2 metros de profundidad. Se observa una semejanza en el comportamiento entre F_o y F_m , a los 2 metros aumenta el distanciamiento entre ambos parámetros. La F_v disminuye abruptamente a 1 metro de profundidad, para luego aumentar hasta llegar a los cuatro metros, donde posteriormente va disminuyendo hasta llegar los 5 metros de profundidad. La relación F_v/F_m disminuye progresivamente desde la superficie hasta 1.50 m aproximadamente para luego aumentar a partir de los 2 metros, manteniéndose desde los 3 metros casi constante hasta el fondo indicando oscuridad, por lo cual se puede deducir que los pigmentos fotosintéticos se encuentran absorbiendo la energía de los fotones para la fotoquímica. La tasa de fluorescencia basada en el flujo de electrones (P_f), indicativo de los RC cerrados, es menor con respecto a la absorción de fotones utilizados para la fotoquímica (RC abierto).

Los valores σ_{rel} y σ_{abs} , muestran un comportamiento muy paralelo entre ambos, con órdenes de magnitud diferentes. Cuando las células están limitadas por nutrientes, σ_{abs} aumenta, en este caso podemos observar valores muy bajos.

Respecto a la tasa de transporte de electrones se puede apreciar una disminución progresiva hasta los 2 m, posteriormente incrementa su pendiente desde esa profundidad hasta el fondo, sin embargo, en todo momento mantiene

valores superiores a (Pf). Se puede observar un comportamiento muy similar entre este perfil y el de PAR.

6.2.2.3.2. Perfiles del 06/07/2020

La Figura 160 muestra los perfiles de parámetros fotosintéticos correspondientes al 06/07/2020.

Aquí, los valores de intensidad de luz PAR son considerablemente inferiores con respecto al perfil de 03 de febrero de 2020. Se aprecia una luz de PAR de aproximadamente $100 \mu\text{E m}^{-2} \text{s}^{-1}$ en superficie que disminuye hasta 1 m de profundidad y luego desde los 2 hasta los 3 m, posteriormente se produce un aumento de la luz incidente en profundidad de aproximadamente $80 \mu\text{E m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Los perfiles de F_o y F_m son paralelos y un poco divergente. La relación F_v/F_m muestra valores superiores en la superficie y en profundidad, indicando que los RC se encuentran abiertos incluso se puede decir que se supera el valor máximo teórico (0,65) por lo cual los datos deben tomarse con reservas. (Pf) aumenta progresivamente hasta los 2 m, pero en orden de magnitud muy bajo para luego disminuir. σ_{rel} y σ_{abs} desde la superficie hasta aproximadamente los 2 m de profundidad divergen, a partir de esa profundidad se observa un paralelismo,



aunque con diferentes valores cada uno. El ETR disminuye levemente en superficie, a mayor profundidad aumenta y se mantiene hasta el fondo, de igual forma de muestra con valores por encima de (P_f), indicando la transferencia efectiva de electrones a través del fotosistema hacia los aceptores.

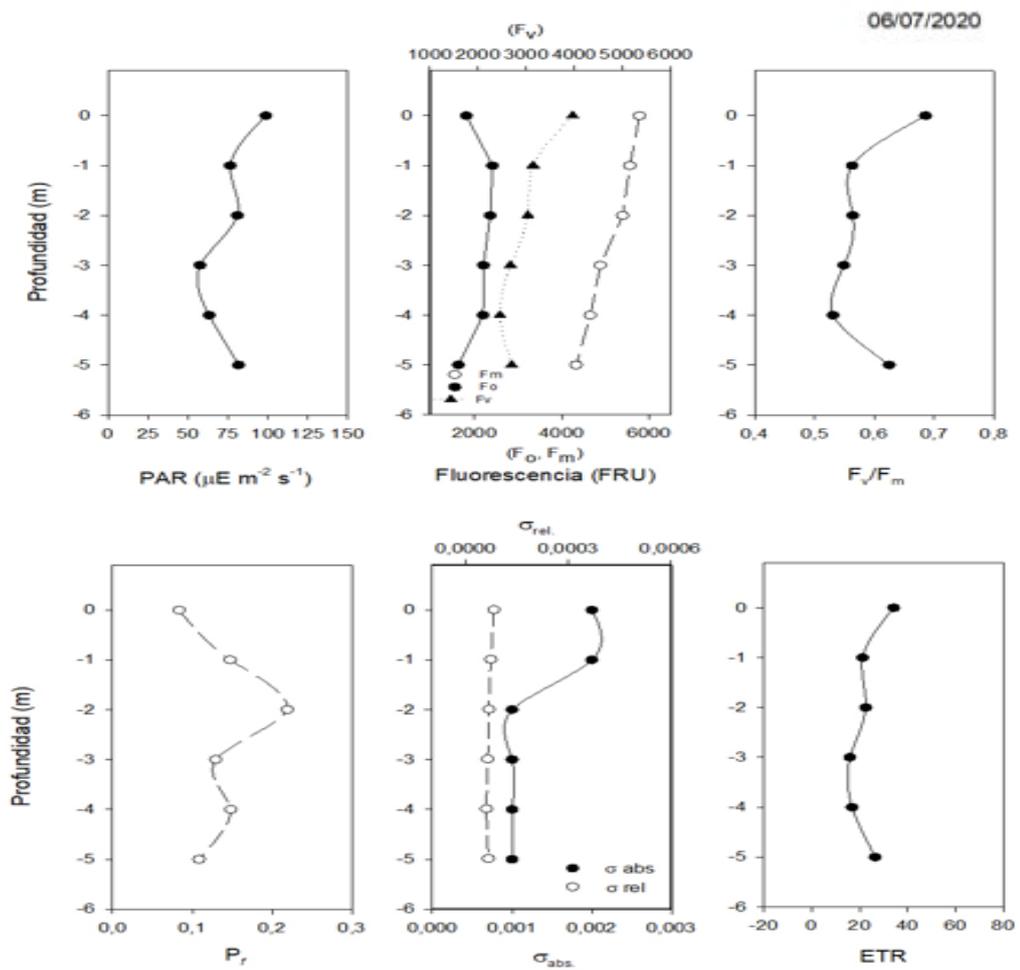


Figura 160. Perfiles de parámetros fotosintéticos correspondientes al 06/07/2020.

6.2.2.3.3. Perfiles del 12/08/2021

Los perfiles de parámetros fotosintéticos correspondientes al 06/07/2020 se muestran en la Figura 161.

En cuanto al PAR se observa un descenso de irradiancia hasta los 2 m de profundidad para posteriormente mantener una linealidad hasta la profundidad; Se aprecia cierto paralelismo entre F_o y F_m , excepto en el nivel más superficial, la relación F_v/F_m se mantiene alta en toda la columna de agua indicando oscuridad, y que, toda la luz incidente está siendo absorbida para la fotoquímica, mientras que la fluorescencia basada en el flujo de electrones P_f sigue siendo menor con respecto a F_v/F_m . La tasa de transporte de electrones tiene el mismo comportamiento que PAR a diferentes magnitudes, y se mantiene la superioridad significativa con relación a (P_f). El σ_{rel} y σ_{abs} mantienen un paralelismo con valores muy bajos atribuidos al exceso de nutrientes.

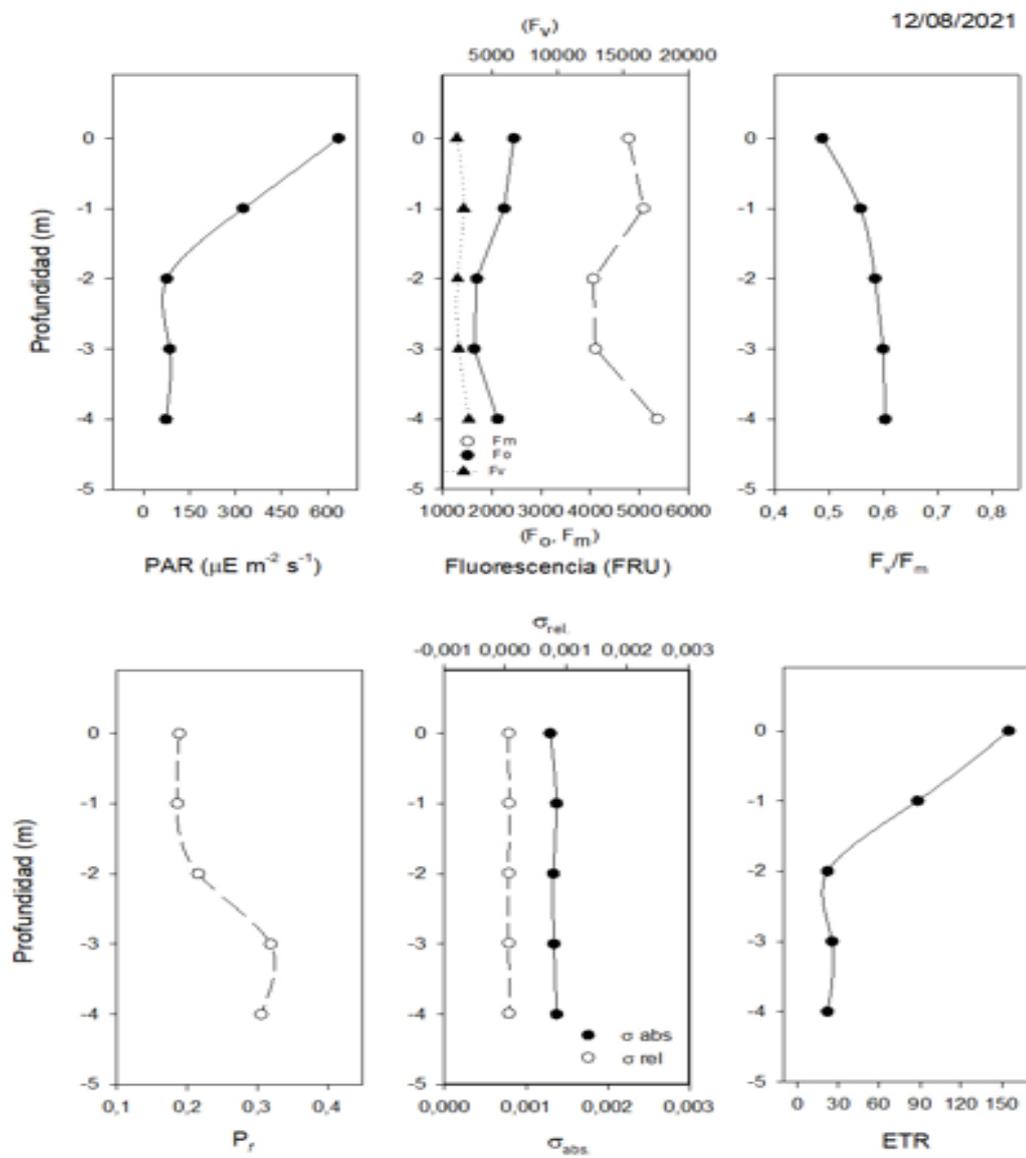


Figura 161. Perfiles de parámetros fotosintéticos correspondientes al 12/08/2021.

6.2.2.3.4. Perfiles del 07/10/2021

En la figura 162 se grafican 5 puntos válidos hasta 4 metros de profundidad de los datos obtenidos el 07 de octubre de 2021.

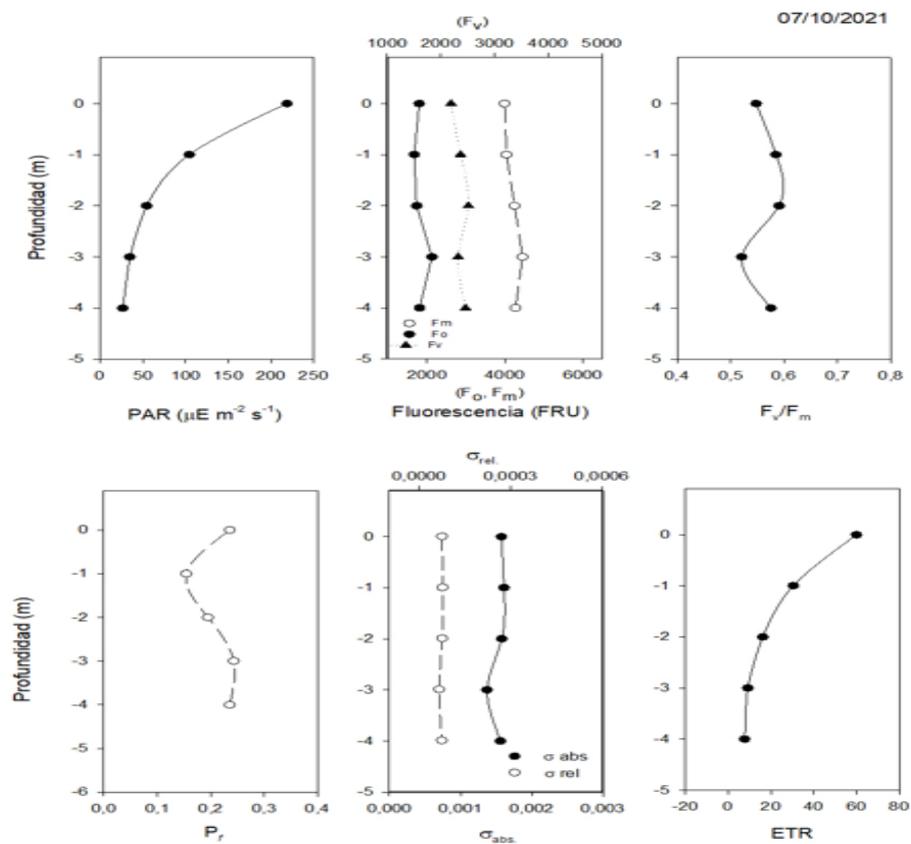


Figura 162. Perfiles de parámetros fotosintéticos correspondientes al 07/10/2021.

Se observa un punto de inflexión de la luz PAR, disminuyendo aproximadamente hasta los 2 m de profundidad, a partir de esta profundidad mantiene cierta linealidad hasta el fondo. Entre F_o y F_m se aprecia un paralelismo a diferentes fluorescencias. La relación F_v/F_m se mantiene prácticamente en aumento progresivo hasta los 2 m de profundidad, posteriormente disminuye y se incrementa en la profundidad hasta aproximadamente 0,60. La fluorescencia (P_f) se mantiene menor con respecto a la oscuridad. El ETR en superficie es mayor y progresivamente va decreciendo a través de la columna de agua hasta la profundidad.

6.2.2.3.5. Perfiles del 30/11/2021

La Figura 163, correspondiente al muestreo del 30 de noviembre de 2021, solo se pudieron obtener 4 puntos válidos.

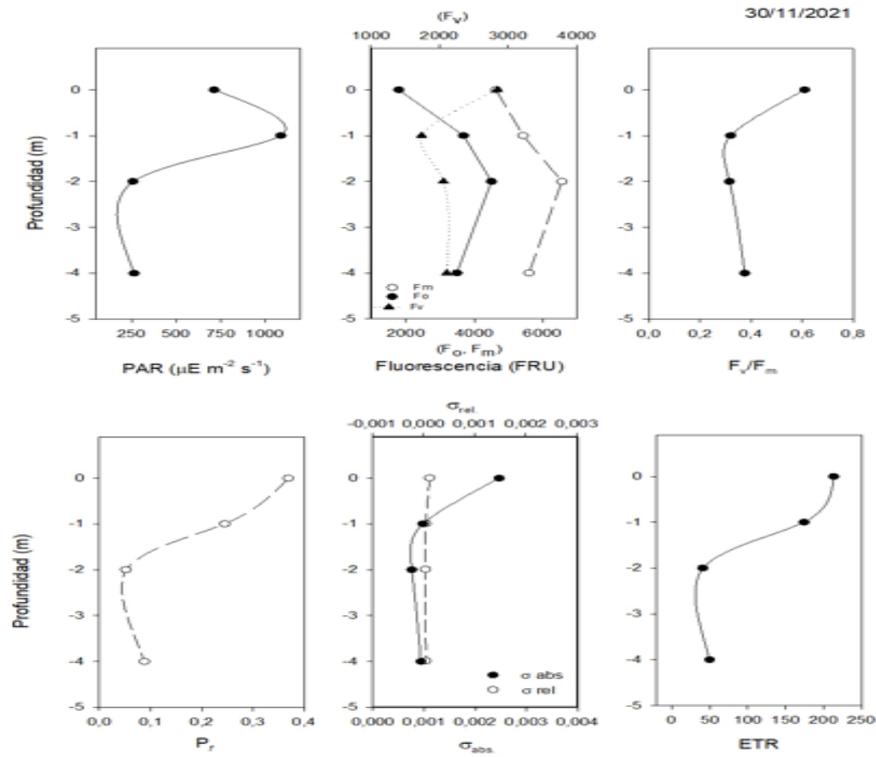


Figura 163. Perfiles de parámetros fotosintéticos correspondientes al 30/11/2021.

Se muestra la luz PAR que aumenta desde la superficie con una intensidad un poco superior a los $1000 \mu\text{E m}^{-2} \text{s}^{-1}$ a 1 m de profundidad, para seguidamente decaer a los 2 m de profundidad y continuar una relativa linealidad con una intensidad de $(250-300 \mu\text{E m}^{-2} \text{s}^{-1})$ hasta el fondo. Se mantiene el paralelismo entre F_o y F_m , en cuanto a los valores de F_v/F_m es de 0,60 aproximadamente en

superficie, decrece hasta 1 m para mantener una relativa linealidad de 0,40 hasta el fondo. En cuanto a la fluorescencia basada en el flujo de electrones (P_f) es mayor en superficie (sin superar a F_v/F_m), luego a los 2 m disminuye y mantiene cierta linealidad hasta el fondo. En cuanto al σ_{rel} y σ_{abs} se observa un paralelismo exceptuando la parte superior, donde σ_{abs} va disminuyendo progresivamente hasta los 2 m de profundidad, para luego mantener una linealidad hasta el fondo. El ETR mantiene el patrón similar al de la luz PAR, observándose con valores elevados en la parte superior en relación con los perfiles mostrados en fechas anteriores, posteriormente a 1 m disminuye y a los 2 m mantiene cierta linealidad hasta el fondo, indicando la transferencia efectiva de la cadena electrones para la fotoquímica.

7. Resumen y Conclusiones

En este estudio se ha desarrollado un modelo numérico hidrodinámico del Mar Menor y el Mar Mediterráneo, utilizando el Sistema de Modelado Oceanográfico Regional (ROMS) y diferentes condiciones de contorno oceánicas y atmosféricas. El objetivo principal del estudio es evaluar la hidrodinámica y los patrones hidrográficos de la laguna, que pueden servir como base para la integración con modelos de biogeoquímica, transporte de sedimentos y de oleaje. Los resultados obtenidos se han validado con datos medidos in situ y estimados a partir de las corrientes ADCP en varios puntos.

El mayor forzante de las corrientes en la laguna son los vientos, que presentan una dirección predominante NE-SO y una intensidad media baja, con valores puntuales de hasta 15 m/s. Los vientos se clasifican en locales y no locales, siendo los primeros los responsables de las brisas marinas con periodicidad 12/24 h.

El mayor forzante del intercambio efectivo de agua entre la laguna y el Mediterráneo son los desniveles entre los dos mares producidos por cambios en la presión atmosférica, que también muestran una periodicidad 12/24 h. Estos

desniveles generan flujos de entrada y salida de agua por los canales de comunicación entre ambos cuerpos de agua.

A través de mapas autoorganizados (SOMs) y simulaciones numéricas se han identificado seis patrones de corrientes en el Mar Menor, cada uno de ellos asociado a un rango de dirección e intensidad de los vientos. Los vientos predominantes son del NE y del NW, con velocidades que varían entre 3 y 15 m/s.

Los patrones de corrientes se caracterizan por la presencia o ausencia de un giro central ciclónico en la laguna, la intensidad y dirección de las corrientes de San Javier, Los Urrutias y La Manga, la existencia de remolinos en la cubeta sur y de corrientes de fondo entre las islas y de norte a sur.

Los patrones más frecuentes son los que se generan con vientos del NE de menos de 9 m/s (grupos 1, 2 y 6), que provocan un giro central ciclónico y corrientes de entrada y salida de agua por los canales de comunicación con el Mediterráneo. Los patrones más intensos son los que se originan con vientos del NE de más de 9 m/s (grupos 1 y 5), que se corresponden con situaciones de tormenta de Levante y que producen corrientes y remolinos de gran velocidad en la laguna. Los patrones menos frecuentes son los que se dan con vientos del NW (grupo 4), que causan una estructura estratificada con una corriente de fondo de norte a sur.

Los desniveles entre ambos mares están principalmente condicionados por el efecto barométrico inverso sobre el Mar Mediterráneo. Altas presiones producen un descenso del nivel del Mar Mediterráneo y un flujo de salida de agua del Mar Menor, mientras que bajas presiones producen el efecto contrario. Los efectos de las mareas y vientos son notables en episodios de mayor estabilidad barométrica.

El intercambio de agua entre ambos mares a través de los canales no es la única fuente de entrada y salida de agua al Mar Menor. También influyen el aporte de agua por precipitación, escorrentía y agua subterránea, y la salida de agua por evaporación, que varían en función de las condiciones climáticas de cada año. Estos procesos afectan al nivel del Mar Menor y, por tanto, al gradiente de presión horizontal que fuerza el intercambio.

Se han implementado modelos de simulación numérica hidrodinámica basada en el Sistema de Modelado Oceanográfico Regional (ROMS) y se han diseñado nuevas ecuaciones empíricas mejoradas basadas en los registros de nivel del mar proporcionados por los sensores instalados en San Pedro y Lo Pagán para describir el comportamiento del flujo en función del desnivel entre los dos mares.

Se ha observado que cada canal responde de forma diferente a los desniveles, de modo que cuando el nivel del mar está alto, aumenta el flujo en las

Encañizadas debido a su elevación y mayor anchura, mientras que, con un nivel del mar bajo, la funcionalidad de este sistema de canales disminuye concentrándose la mayor parte del flujo en el canal del Estacio.

Se ha realizado un análisis de la presión atmosférica en varias estaciones del área de influencia en el Mediterráneo adyacente al Mar Menor. Los datos escogidos comprenden desde enero de 2018 hasta agosto de 2023 y, como es esperable, se ha observado una notable uniformidad en el comportamiento de la presión atmosférica en la cuenca occidental del Mediterráneo, con una alta correlación entre las diferentes estaciones seleccionadas. Esto indica que el efecto barométrico inverso se produce en el Mediterráneo a gran escala y que la estación de San Javier es representativa de la cuenca Mediterránea adyacente al Mar Menor.

Para este estudio se ha definido el verano y el invierno en la zona de estudio en función de la temperatura y la presión atmosférica a lo largo del año. El verano abarcaría los meses de junio a septiembre, con temperaturas superiores a 22.5 °C y una presión atmosférica estable entre 1010 y 1020 hPa. El invierno abarcaría los meses de noviembre a abril, con temperaturas inferiores a 18 °C y una presión atmosférica variable que puede descender hasta 1000 hPa o ascender hasta 1035 hPa.

El análisis del intercambio de agua se ha centrado en el canal del Estacio, que representa el mayor porcentaje, y se ha observado que el flujo de agua entre el Mar Menor y el Mediterráneo presenta una variabilidad temporal asociada a la presión atmosférica. En verano, el flujo es más estable, con un máximo neto diario de 5 hm³ en un sentido u otro. En invierno, el flujo sufre cambios más acentuados, pudiendo alcanzar los 15 hm³ en momentos puntuales.

En un análisis de algunos eventos puntuales de borrascas se aprecia una respuesta común en prácticamente todos los acaecidos entre enero de 2021 y agosto de 2022. Por lo general, la disminución de la presión sobre el Mediterráneo es responsable de una entrada fuerte de agua al Mar Menor durante los días anteriores a su llegada al punto de estudio, en este caso el sensor de presión de Lo Pagán. Una vez aquí, el agua comienza a salir hacia el Mediterráneo de nuevo. En este momento, se suma la acumulación de agua en el Mar Menor por lluvia directa o entrante a través de la Rambla del Albuñón, generando una salida de agua hacia el Mediterráneo muy intensa hasta alcanzar nuevo equilibrio.

Se ha realizado un análisis de correlación cruzada entre la presión atmosférica al nivel del mar y el flujo neto del canal de El Estacio y también entre el flujo y la diferencia de presión de 1 día, 2 días y 3 días previos. Los resultados obtenidos muestran valores máximos de 0.33, 0.39, 0.49 y 0.48 respectivamente, indicando una respuesta del nivel del mar con la presión de 1 a 2 días. Asimismo,

estos resultados señalan que el valor de la presión en sí no influye tanto sobre el sentido y la intensidad del flujo como lo hacen los cambios de presión. La amplitud de estos cambios de presión tampoco determina la amplitud del cambio en el flujo, pero sus fluctuaciones si son parecidas en el tiempo con un desfase de 0 a 2 días principalmente.

Se ha generado una malla curvilínea con 501 x 743 celdas, con una resolución variable entre 15 x 15 metros en los canales de la laguna y 80 x 50 metros en el Mar Mediterráneo. Se ha aplicado un refinamiento suave de la malla en los canales para reproducir mejor los procesos hidrodinámicos y cuantificar mejor el intercambio entre la laguna y el Mar Mediterráneo. Se ha definido un paso de tiempo de 30 segundos para mantener el modelo estable y realizar las simulaciones numéricas en un tiempo aceptable, teniendo en cuenta el equilibrio entre la resolución espacial y el paso de tiempo de la malla y el acoplamiento con otros modelos de transporte de sedimentos, bioquímica y oleaje que se realizará más adelante.

Se han definido las condiciones de contorno del Mediterráneo obtenidas del Reanálisis Físico del Océano Atlántico-Ibérico de Vizcaya proporcionado por el Servicio de Vigilancia del Medio Marino de Copérnico (CMEMS). Se han interpolado los datos obtenidos con la mayor resolución espacial y temporal disponible a los límites de la malla de cálculo, que tiene una resolución variable

entre 15 x 15 metros en los canales de la laguna y 80 x 50 metros en el Mar Mediterráneo. La elevación de la superficie del mar se interpoló tanto en latitud como en longitud de las celdas de la malla, mientras que la salinidad y la temperatura se interpoló a las capas de profundidad del modelo en los límites de la malla.

Se ha garantizado un forzamiento límite lo más preciso posible, teniendo en cuenta el equilibrio entre la resolución espacial y el paso de tiempo de la malla y el acoplamiento con otros modelos de transporte de sedimentos, bioquímica y oleaje que se realizará más adelante.

En el modelo numérico hidrodinámico del Mar Menor y el Mar Mediterráneo desarrollado se ha utilizado el Sistema de Modelado Oceanográfico Regional (ROMS) con diferentes condiciones de contorno tanto oceánicas como atmosféricas. Las condiciones de contorno atmosféricas incluyen la temperatura del aire, la presión atmosférica a nivel del mar, la radiación de onda larga y corta, la humedad relativa del aire, las componentes u y v del viento y la cobertura nubosa, proporcionadas por el modelo operacional HARMONIE-AROME de alta resolución de AEMET. Los datos se interpolaron a la malla del modelo hidrodinámico. Los resultados mostraron una buena precisión del modelo atmosférico para reproducir las variables atmosféricas utilizadas para forzar el modelo, especialmente la presión a nivel del mar. Sin embargo, se observaron

algunas diferencias entre los datos de HARMONIE y los de la estación de San Javier, especialmente para la humedad relativa y la temperatura del aire, que constituyen una fuente de errores que repercutirán en los resultados del modelo hidrodinámico.

El flujo de calor neto se obtiene a partir del sumatorio del flujo de calor por radiación de onda corta, el de radiación de onda larga, el calor latente, el sensible y la advección del calor por las corrientes. El cálculo de la transferencia de calor a través de la capa límite está basado en la parametrización del intercambio entre el aire y el mar (LKB), que utiliza el algoritmo COARE que establece tres categorías de medidas en los flujos turbulentos en la interfase aire / agua: medición directa, estimaciones y modelado. La medición directa de los flujos implica el cálculo de la covarianza media de las variables meteorológicas con fluctuaciones relevantes medidas cerca de la superficie del mar. Las estimaciones de flujo implican el cálculo de flujos a partir de datos asociados, como la parte de alta frecuencia del espectro meteorológico o la diferencia en la superficie media y los valores meteorológicos medios a cierta altura de referencia y la rugosidad del mar.

Se ha utilizado la condición de contorno de radiación y anidamiento para evitar que los errores producidos por las aproximaciones realizadas en las ecuaciones del modelo, el uso de un número limitado de decimales o la falta de

datos precisos en la zona de estudio se propaguen dentro del dominio de cálculo. Esta condición de contorno aproxima la propagación de estos errores a una onda y permite conocer el valor de las variables en el contorno, evitando que el error vuelva al interior de la malla de cálculo.

También se han recuperado series temporales de 1 hora de caudal y temperatura del agua en la entrada de la Rambla del Albuñón, medida por la Confederación Hidrográfica del Segura, y se han impuesto en el modelo como fuente de agua dulce que descarga en el Mar Menor y se han recuperado datos semanales de caudal de agua dulce en varias fuentes menores de agua dulce y afluentes de aguas residuales, como la Rambla de Las Matildes, El Carmolí, Freático Los Alcázeres, Lengua de Vaca, Lo Poyo, Rambla de Miranda, Obra de paso bajo carretera Los Urrutias, Valla Militar y Venta Simón, proporcionados por la Dirección General del Mar Menor de la Comunidad Autónoma. Estos datos también fueron interpolados cada hora e impuestos como fuentes de escorrentía superficial de agua dulce que descargan en el dominio del modelo. Debido a la ausencia de datos medidos de temperatura del agua, se impuso la misma serie temporal de temperatura del agua de la Rambla del Albuñón para cada uno de los principales afluentes de la laguna.

También se han utilizado los datos diarios recuperados de las simulaciones de descarga de aguas subterráneas del modelo SUTRA entre 2021 y 2022, que se

impusieron en el modelo como fuentes ascendentes de agua dulce que descargan una fracción del volumen total de agua de cada sección del acuífero. Debido a que el nivel de agua del acuífero es normalmente más alto que el nivel de agua del Mar Menor, el agua dulce fluye lentamente hacia la laguna, sin embargo, es difícil tener una estimación precisa de la velocidad a la que el agua fluye hacia el exterior

El modelo representa bien los patrones de intercambio entre la laguna y el Mar Mediterráneo a través del canal El Estacio y la Gola de Marchamalo, aunque subestima los flujos máximos, especialmente cuando el agua fluye hacia el Mediterráneo. Esta subestimación se agrava durante los eventos extremos de salida, que suelen coincidir con episodios de baja presión atmosférica y fuerte viento. Los valores de RMSE y habilidad predictiva son más altos en el verano, cuando las variaciones del nivel del mar están principalmente forzadas por las mareas astronómicas, que, en invierno, cuando hay más influencia de las condiciones meteorológicas. Los resultados de 2022 son más precisos que los de 2021, lo que puede deberse a una mejor resolución de las condiciones de contorno oceánicas y atmosféricas.

El modelo no reproduce tan bien los patrones de intercambio entre la laguna y el Mar Mediterráneo a través de la Gola del Charco y el Canal de Veneziaola, debido a la falta de series temporales más largas de datos de ADCP. Sin embargo, en los meses donde la calidad de los datos es mejor, el modelo mostró

una buena precisión en la reproducción de los patrones de flujo, aunque con cierta sobreestimación de los flujos máximos.

El modelo reproduce muy bien las mareas en toda la laguna, con valores de RMSE y habilidad predictiva similares a los observados en el Mar Mediterráneo y puede considerarse adecuado para reproducir las variaciones del nivel del mar.

El modelo representa con gran precisión los patrones de temperatura del agua dentro de la laguna, con valores de RMSE generalmente inferiores a un grado y valores de habilidad cercanos a 1. También reproduce razonablemente bien los patrones de salinidad dentro de la laguna, aunque con cierta subestimación de la salinidad media y la estratificación vertical. Estas diferencias pueden deberse a la falta de datos precisos sobre la escorrentía de agua dulce, que influye en la salinidad de la laguna. El modelo predice bien el aumento de la salinidad media en el verano de casi 4 unidades de salinidad que ocurre cada año debido a la pérdida de agua por evaporación.

Se ha ampliado la serie temporal de medidas de nivel del mar en ambos mares, recopilando los datos existentes, organizándolos correspondientemente y cubriendo los huecos de las series cuando faltaban. Para ello se han incorporado en la serie algunos datos del nivel del mar Mediterráneo obtenidos del mareógrafo del Instituto Geográfico Nacional en el puerto de Cartagena.

Se han ajustado y mejorado las ecuaciones empíricas que estiman el flujo de agua en cada uno de los canales a partir de los periodos en los que se dispone simultáneamente de medidas de elevación en ambos mares y de ADCP en los distintos canales por separado.

Se ha comparado el intercambio de agua estimado por las ecuaciones empíricas con el calculado por el modelo hidrodinámico, encontrando una buena concordancia entre ambos conjuntos de datos, con valores de r^2 de 0.77, 0.68 y 0.56 para los canales de El Estacio, Marchamalo y Encañizadas respectivamente. Sin embargo, se ha observado que el modelo subestima los flujos máximos, especialmente cuando el agua fluye hacia fuera de la laguna, lo que puede deberse a la representación errónea de la batimetría, los errores en las condiciones límite atmosféricas, la subestimación/sobreestimación de la entrada de agua dulce en la laguna y las condiciones de contorno oceánicas.

En este estudio se ha desarrollado un modelo numérico de olas del Mar Menor y el Mar Mediterráneo, utilizando el modelo SWAN y diferentes condiciones de contorno oceánicas y atmosféricas. El objetivo principal del estudio es evaluar la dinámica de las olas en la laguna, que puede tener un impacto significativo en el transporte de sedimentos y en la calidad del agua. Los resultados obtenidos se han validado con datos medidos in situ y estimados a

partir de los sensores de presión que miden el nivel del mar en diferentes puntos dentro y fuera de la laguna.

Se ha analizado la serie de viento utilizada para las simulaciones del modelo SWAN, incluyendo siete períodos de tiempo observados durante los cuales la velocidad del viento alcanzó aproximadamente 10 m/s. De estos episodios, cinco se caracterizaron por vientos que soplaban en dirección suroeste, mientras que los dos restantes tenían vientos que provenían del noroeste. Estas direcciones de viento están influenciadas por el área de generación de viento con carrera de viento más larga, que en este caso corresponde al Mar Mediterráneo. Por otro lado, los vientos de tierra adentro tienen velocidades máximas de alrededor de 5 m/s. La velocidad media del viento fue de 4.24 m/s y la desviación estándar de 2.34 m/s. La dirección media del viento fue de 201.12 grados y la desviación estándar de 93.04 grados.

Entre los eventos de olas analizados, destaca un episodio en particular, el de la DANA que ocurrió del 12 al 15 de septiembre de 2019. Durante este período, la altura significativa de las olas superó los 0.6 metros durante una duración extendida, y en ciertos momentos, incluso alcanzó alturas cercanas a un metro. Este evento registrado coincidió con fuertes lluvias torrenciales a lo largo de la costa mediterránea española, lo que indica la influencia de las condiciones meteorológicas en la ocurrencia de eventos extremos de olas.

Se ha caracterizado la altura significativa de las olas dentro de tres tipos distintos de eventos que se pueden identificar en la serie temporal de olas. La altura media significativa de las olas se calcula en 0.15 metros, con una desviación estándar correspondiente de 0.14 metros. El periodo medio de las olas es de 1.63 segundos, con una desviación estándar de 0.52 segundos.

Se ha mostrado la distribución espacial de las variables simuladas, incluyendo la altura significativa de las olas y la velocidad orbital cerca del fondo. Se han presentado tres escenarios diferentes con características distintas: un estado del mar tranquilo, un estado del mar moderado y un estado del mar extremo. Estos escenarios permiten visualizar la variabilidad espacial de las olas en la laguna y su relación con las condiciones de contorno oceánicas y atmosféricas.

El modelo SWAN ha proporcionado la velocidad orbital cerca del fondo, la cual es un factor importante para la resuspensión de sedimentos en el fondo, especialmente en relación con las velocidades críticas de corte. Se ha determinado que las arcillas depositadas en el área occidental pueden resuspenderse a profundidades que van de 0 a 2.5 metros bajo la influencia de velocidades orbitales cercanas al fondo, generadas por la altura significativa media de las olas en el Mar Menor. Durante eventos extremos, como el que ocurrió entre el 12 y el 15 de septiembre de 2019, la resuspensión de arcillas

alcanzó profundidades de 4 metros. Esto destaca el potencial para un transporte significativo de sedimentos y resuspensión durante tales eventos, lo que puede tener importantes implicaciones para la dinámica ecológica y la calidad del agua en el Mar Menor.

Se ha utilizado el método de mapas autoorganizados (SOM) para clasificar los mapas de altura significativa de las olas, velocidad orbital cerca del fondo, periodo de las olas y longitud de las olas en grupos, revelando un total de 6 grupos para cada variable. Dentro de estos grupos, se han identificado los más representativos y se han mostrado las neuronas asociadas a cada conglomerado y un mapa correspondiente a cada conglomerado.

Se han evaluado los diferentes modelos NPZD para el Regional Ocean Model System (ROMS), y se ha seleccionado el modelo de Fennel et al. (2006) por ser el más utilizado y satisfactorio en otros ambientes. El modelo predice 12 variables de estado, entre las que se incluyen nitratos y amonio, clorofila, fitoplancton, zooplancton y detritos. La finalidad de este tipo de modelos, además de predecir la concentración de clorofila en el agua, es llegar a predecir la concentración de oxígeno disuelto en el agua y anticiparse a posibles episodios de anoxia.

Se han analizado los nutrientes en tres zonas de muestreo en el interior del Mar Menor, eligiendo tres estaciones de muestreo específicas: MM1 en la

zona Norte, MM2 en la zona central y MM3 en la zona Sur. Se han tomado muestras para el posterior análisis de nutrientes a tres profundidades diferentes; en la superficie a 1m, en la zona intermedia a 3m y en el fondo a 6m, cubriendo así toda la columna de agua para poder definir los perfiles posteriormente. Se ha realizado el análisis de cinco nutrientes; nitratos, nitritos, amonio, fosfatos y silicatos.

Se ha observado la evolución de los nitratos en el Mar Menor, presentando un perfil bastante homogéneo para las tres zonas de estudio, no observándose cambios significativos con la profundidad a excepción de algún dato puntual de mayor concentración en la zona norte y en la zona sur. Se han registrado concentraciones relativamente bajas, aunque se ha notado una clara tendencia al aumento constante desde noviembre hasta marzo, con valores que oscilan alrededor de 1 a 2 μM de N/L. Posteriormente, estas concentraciones experimentan un descenso, llegando prácticamente a niveles por debajo del límite de detección. A continuación, se observa otro incremento en las concentraciones en junio, seguido de una disminución hasta agosto, para luego experimentar un nuevo aumento en septiembre. Esta tendencia se repite en las tres estaciones de muestreo. Estos resultados sugieren que los nitratos pueden estar limitando el crecimiento del fitoplancton en el Mar Menor, y que su variabilidad puede estar relacionada con los ciclos estacionales y los eventos meteorológicos.

En el Mar Menor, se ha observado la evolución de los nitritos, con concentraciones generalmente inferiores a 2 μM de N/L, excepto a finales de 2022 y principios de 2023. En ese período, se registraron concentraciones más altas en las estaciones MM1 y MM2, llegando hasta 3-5 μM de N/L en la zona superficial e intermedia. La estación MM3 mostró concentraciones máximas de 1-3 μM de N/L en la zona intermedia y en el fondo de enero a marzo. Hubo un aumento marcado de nitritos hasta marzo en las tres áreas, especialmente en la zona central y sur, seguido de una disminución continua, excepto en agosto, cuando las concentraciones volvieron a aumentar, alcanzando aproximadamente 1 μM de N/L en las tres estaciones, destacando nuevamente en MM2. Estos resultados sugieren la posible implicación de los nitritos en procesos de nitrificación y desnitrificación en el Mar Menor, con su variabilidad influenciada por la disponibilidad de oxígeno y materia orgánica.

Se ha observado la evolución del amonio en el Mar Menor, evidenciando un gradiente de concentración en relación con la profundidad, especialmente notorio en noviembre y diciembre. En la estación MM1, se observa una mayor concentración en la zona intermedia y en el fondo, alcanzando valores de 3 y 4 μM de N/L. En cambio, en la estación MM2, a pesar de un aumento en la superficie y en el fondo, la presencia de amonio es menor. Por último, en la estación MM3, se registran concentraciones más elevadas en la zona superficial e intermedia, alrededor de 4 μM de N/L y hasta 5 μM de N/L en un punto aislado.

La fuente de amonio puede originarse a partir de la excreción o descomposición de materia orgánica, ya sea in situ o proveniente de los sedimentos del fondo mediante mecanismos de resuspensión y/o la biogeoquímica de sistemas anóxicos, lo que puede dar lugar a una mayor variabilidad a lo largo del perfil. A partir de finales de enero, se produjo un descenso gradual en las concentraciones de amonio en toda la columna de agua, llegando a niveles por debajo del límite de detección. A partir de finales de abril hasta julio, se registró un aumento en todas las profundidades, en menor medida en la estación de la zona sur. Posteriormente, las concentraciones disminuyeron drásticamente, llegando a valores por debajo del límite de detección. Así mismo, hay que mencionar que las concentraciones registradas en términos generales han sido bajas y se ha cumplido una tendencia similar en las tres zonas de estudio.

Se ha observado la evolución de los fosfatos en el Mar Menor, presentando un perfil muy bajo para las tres zonas de estudio, llegando incluso a estar por debajo del límite de detección en la mayoría de los casos. Se registró un leve aumento de marzo a mayo, con concentraciones cercanas a $0,25 \mu\text{M}$, siendo más pronunciado en la estación MM2, donde se observaron concentraciones de hasta $0.5 \mu\text{M}$. Este incremento fue seguido por un descenso hasta alcanzar valores por debajo del límite de detección, y finalmente, se registró un aumento más marcado en los meses de julio a septiembre, con valores máximos cercanos a $1 \mu\text{M}$, destacando nuevamente la presencia en la estación MM2. Estos resultados

sugieren que los fosfatos pueden estar limitando el crecimiento del fitoplancton en el Mar Menor, y que su variabilidad puede estar relacionada con los ciclos estacionales y los eventos meteorológicos.

La evolución de los silicatos en el Mar Menor ha mostrado un patrón constante y uniforme a lo largo del período de muestreo y en todas las profundidades de la columna de agua, manteniéndose en un rango de valores de 8 a 10 μM . La excepción se presentó en los meses de febrero y marzo, cuando se registraron valores por debajo del límite de detección. A partir de abril, experimentaron un incremento progresivo, alcanzando concentraciones de 20 y 30 μM en las estaciones MM1 y MM2, respectivamente, y valores cercanos a 40 μM en la estación MM3. Estas concentraciones se mantuvieron más o menos estables hasta el final del período de muestreo.

En este estudio también se ha analizado la evolución de la fotosíntesis en el Mar Menor. El objetivo principal del estudio es evaluar la influencia de la fotosíntesis en los procesos biogeoquímicos y ecológicos en la laguna. Se ha realizado una recopilación de la información teórica y práctica sobre el proceso de la fotosíntesis, y se ha pre-procesado algunos de los parámetros disponibles, particularmente de los años 2020 y 2021, con el fin de disponer de una visión general de los datos, que necesitarán reprocesarse posteriormente. Estos resultados no pueden entenderse como definitivos, pero aportan una primera

impresión de la respuesta del sistema que posteriormente se introducirá en los modelos biogeoquímicos que han comenzado a desarrollarse.

Se ha observado la evolución de la radiación PAR en el Mar Menor, mostrando una gran variabilidad temporal y espacial. Se ha observado que durante el año 2020, la irradiancia alcanzaba aproximadamente los 2 metros partiendo de la superficie, indicando que las algas del Mar Menor absorben luz, dejándola pasar hasta cierto punto. Sin embargo, para el año 2021, durante el mes de abril y junio, se observa que la irradiancia alcanza los 5 metros y medio de profundidad en la columna de agua.

Se detectaron zonas de menos de $50 \mu\text{E m}^2 \text{ s}^{-1}$, lo que indica, que durante gran parte de los años 2020-2021 hubo una escasa disponibilidad de luz para la fotosíntesis.

Se ha observado la evolución del flujo de electrones fotosintéticos a través de un centro de reacción (P) en el Mar Menor, presentando un perfil relativamente constante para las tres zonas de estudio, no observándose cambios significativos con la profundidad. Se han registrado valores más relevantes en mayo y junio del año 2020, desde la superficie y prácticamente en toda la columna de agua, y en agosto se observa de forma intermitente. Para el año 2021, se observa desde julio hasta noviembre valores relativamente más altos desde la superficie hasta el fondo de (1-5 metros), mostrándose especialmente muy

elevado en profundidad durante octubre. En términos generales, el flujo de electrones de un RC durante el periodo de estudio fue relativamente constante, excepto durante el episodio de mortandad de peces de 2021 y en otros episodios puntuales como los de mayo junio 2020. Estos resultados indican que el flujo de electrones es un indicador de la actividad fotosintética en el Mar Menor, y que su variabilidad puede estar determinada por la disponibilidad de luz y nutrientes.

La evolución de la eficiencia cuántica potencial del PSII (F_v/F_m) en el Mar Menor presenta un perfil variable para las tres zonas de estudio, mostrando cambios significativos con la profundidad y el tiempo. Se ha observado que las células se encuentran sometidas a baja intensidad de luz durante buena parte de los 2 años analizados, el paso de electrones genera mayor actividad fotoquímica en vez de fluorescencia. Los valores más bajos se registraron en el mes de enero del año 2020 y en el mes de enero y febrero del año 2021. Estos resultados sugieren que la eficiencia cuántica potencial del PSII es un indicador del estado fisiológico del fitoplancton en el Mar Menor, y que su variabilidad puede estar influenciada por el estrés lumínico.

En resumen, el análisis detallado de los perfiles de parámetros fotosintéticos revela patrones distintivos a lo largo del tiempo, específicamente en las fechas del 06/07/2020, 12/08/2021, 07/10/2021 y 30/11/2021. En julio de 2020, se evidencian valores de intensidad de luz PAR considerablemente

inferiores en comparación con febrero de 2020, mostrando una distribución que disminuye hasta 1 metro de profundidad, seguida de un aumento en la luz incidente en las capas más profundas. La relación F_v/F_m sugiere la apertura de los centros de reacción (RC), aunque se supera el valor máximo teórico, indicando precaución en la interpretación. En agosto de 2021, se observa una linealidad en la irradiancia hasta los 2 metros y paralelismo entre F_o y F_m . La relación F_v/F_m se mantiene alta, indicando oscuridad, y la fluorescencia basada en el flujo de electrones (P_f) sigue siendo menor con respecto a F_v/F_m . El patrón de la tasa de transporte de electrones (ETR) refleja la variación en la intensidad de luz PAR. En octubre de 2021, se destaca un punto de inflexión en la luz PAR hasta los 2 metros y una relación F_v/F_m en aumento progresivo hasta esa profundidad, seguida de una disminución y aumento en la profundidad. La fluorescencia (P_f) se mantiene menor que la oscuridad, y el ETR decrece progresivamente desde la superficie hasta la profundidad. En noviembre de 2021, se muestra un aumento significativo en la luz PAR desde la superficie, con patrones de F_o , F_m y F_v/F_m . La fluorescencia basada en el flujo de electrones (P_f) sigue una distribución similar a la de la luz PAR. El análisis conjunto de estos perfiles resalta la complejidad de las interacciones fotosintéticas en este ecosistema acuático, subrayando la importancia de considerar factores temporales y espaciales en la interpretación de los resultados.

8. Agradecimientos

Se agradecen las facilidades prestadas a Agencia Estatal Meteorológica (AEMET) y al Instituto Geográfico Nacional (IGN) para la obtención de los datos.

9. Bibliografía

Airy, G. B. 1845. Tides and waves. Metropolitana, vol. 5.

Akpınar, A., G.P. van Vledder, M.I. Kömürcü, M. Özger. 2012. Evaluation of the numerical wave model (SWAN) for wave simulation in the Black Sea. Continental Shelf Research 1(80):250-51.

Barbariol, F., F.M. Falcieri, C. Scotton, A. Benetazzo, S. Carniel, M. Sclavo. 2016. Wave extreme characterization using self-organizing maps. Ocean Science 12(2):403-415. DOI: 10.5194/os-12-403-2016

Battjes, J. A., J. Janssen. 1978. Energy loss and set-up due to breaking of random waves. Coastal Engineering Proceedings, 16:32.

Battjes, J. A., M.J.F. Stive. 1985. Calibration and verification of a dissipation model for random breaking waves. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 90(C5):9159–9167.

Battjes, J.A., J. Janssen. 1978. Energy loss and set-up due to breaking of random waves. *Coastal Engineering Proceedings* 16:32.

Beckmann, A., D.B. Haidvogel. 1993. Numerical simulation of flow around a tall isolated seamount. Part I: problem formulation and model accuracy. *J. Phys. Oceanogr.* 23, 1736–1753.

Beckmann, A., D.B. Haidvogel. 1993. Numerical simulation of flow around a tall isolated seamount. Part I: problem formulation and model accuracy. *J. Phys. Oceanogr.* 23, 1736–1753.

Behrenfels, M.J., P.G. Falkowsky. 1997. A consumer's guide to phytoplankton primary productivity models. *Limnology and Oceanography* 42(7):1479-1491

Bejj, S., J.A. Battjes. 1993. Experimental investigation of wave propagation over a bar. *Coastal engineering* 19(1-2):151-162.

Booij, N.R., R.C. Ris, L.H. Holthuijsen. 1999. A third-generation wave model for coastal regions: 1. Model description and validation. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 104(C4):7649-7666.

Bouws, E., G.J. Komen. 1983. On the balance between growth and dissipation in an extreme depth-limited wind-sea in the southern North Sea. *Journal of Physical Oceanography*, 13(9), 1653–1658.

Bretschneider, C. L. 1970. Wave forecasting relations for wave generation. *Look Lab, Hawaii*, 1(3), 31–34.

Butler, W.L. 1978. Energy distribution in the photochemical apparatus of photosynthesis. *Ann. Rev. Plant Physiol.*, 29:345-378. 1978. S.l.: *Ann. Rev. Plant Physiol.*, 29:345-378.

Carpenter, E.J., J.S. Lively. 1980. Review of estimates of algal growth using ¹⁴C tracer techniques. En: P.G. Falkowsky (ed.), *Primary Productivity in the Sea*. Boston, MA: Springer US, Environmental Science Research, pp. 161-178. ISBN 978-1-4684-3890-1.

Cavaleri, L., P. Malanotte-Rizzoli. 1981. Wind wave prediction in shallow water: theory and applications. *Journal of Geophysical Research*, 86(C11), 10961–10973. <https://doi.org/10.1029/JC086iC11p10961>



Chapman, D.C. 1985. Numerical treatment of cross-shelf open boundaries in a barotropic coastal ocean model. *J. Phys. Ocean.* 15:1060–1075.

Clementi, E., A. Aydogdu, A.C. Goglio, J. Pistoia, R. Escudier, M. Drudi, A. Grandi, A. Mariani, V. Lyubartsev, R. Lecci, S. Cretí, G. Coppini, S. Masina, N. Pinardi. 2021. Mediterranean Sea Physical Analysis and Forecast (CMEMS MED-Currents, EAS6 system. Copernicus Monitoring Environment Marine Service (CMEMS).

Collins, J. I. 1972. Prediction of shallow-water spectra. *Journal of Geophysical Research*, 77(15), 2693–2707.

Conesa H.M., F.J. Jiménez-Cárceles. 2007. The Mar Menor lagoon (SE Spain): A singular natural ecosystem threatened by human activities. *Marine Pollution Bulletin*, 54 (7), doi.org/10.1016/j.marpolbul.2007.05.007

Demmig-Adams, B. 1990. Carotenoids and photoprotection in plants: A role for the xanthophyll zeaxanthin. *Biochimica et Biophysica Acta (BBA) - Bioenergetics* 1020(1):1-24. [https://doi.org/10.1016/0005-2728\(90\)90088-L](https://doi.org/10.1016/0005-2728(90)90088-L).

Dubinsky, E., J. Hawks, D. Nichols. 1992. Development of the process conception of function. *Educational Studies in Mathematics*, vol. 23, no. 3, pp. 247-285. ISSN 1573-0816. DOI 10.1007/BF02309532.

Dubinsky, Z., P.G. Falkowsky, K. Wyman. 1986. Light Harvesting and Utilization by Phytoplankton. *Plant and Cell Physiology*, vol. 27, no. 7, pp. 1335-1349. ISSN 0032-0781. DOI 10.1093/oxfordjournals.pcp.a077232.

Duysens, L.N.M, H.E. Sweers. 1963. Mechanism of two Photochemical Reactions in Algae as Studied by Means of Fluorescence. *Micraolgae & Photosynthetic Bacteria* 20:353-372.

Eldeberky, Y. 1996. Nonlinear Transformation of Wave Spectra in the Nearshore Zone Ph. D. thesis, Delft University of Technology, Department of Civil Engineering,

Eldeberky, Y., J.A. Battjes. 1995. Parameterization of triad interaction in wave energy model. *Proc. Coastal Dynamics Conf. Gdansk, Poland, 1995.*

Eldeberky, Y., J.A. Battjes. 1996. Spectral modeling of wave breaking: Application to Boussinesq equations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 101(C1), 1253–1264.

Eppley. 1972. *Fishery Bulletin*. National Marine Fisheries Service.

Falkowski, P.G., Z. Dubinsky, K. Wyman. 1985. Growth-irradiance relationships in phytoplankton. *Limnology & Oceanography* 30(2):311-321.

Falkowsky, P., R. Greene, R. Geider. 1992. Physiological Limitations on Phytoplankton Productivity in the Ocean. *Oceanography* 5(2):84-91.

Falkowsky, P., D.A. Kiefer. 1985. Chlorophyll a fluorescence in phytoplankton: relationship to photosynthesis and biomass. *Journal of Plankton Research* 7(5): 715-731.

Falkowsky, P.G., A.D. Woodhead. 1992. Primary Productivity and Biogeochemical Cycles in the Sea. Springer Science & Business Media.

Falkowsky, P.G. 1981. Light-shade adaptation and assimilation numbers. *Journal of Plankton Research* 3(2):203-216.

Falkowsky, P.G., Z. Kolber. 1993. Estimation of phytoplankton photosynthesis by active fluorescence. - ICES mar. Sci. Symp., 197: 92-103.

Falkowsky, P.G., K. Wyman, A.C. Ley, D.C. Mauzerall. 1986. Relationship of steady-state photosynthesis to fluorescence in eucaryotic algae. *Biochimica et Biophysica Acta (BBA) – Bioenergetics* 849(2):183-192.

Fennel, K., J. Wilkin, J. Levin, J. Moisan, J. O'Reilly, D. Haidvogel. 2006. Nitrogen cycling in the Middle Atlantic Bight: Results from a three-dimensional model and implications for the North Atlantic nitrogen budget. *Global Biogeochemical Cycles* 20(3):GB3007.

Flather, R.A., 1976. A tidal model of the North-West European continental shelf. *Mem. Soc. R. Sci. Liege* 6, 141–164.

Franks, P.J.S., J.S. Wroblewski, G.R. Flierl. 1986. Behavior of a simple plankton model with food-level acclimation by herbivores. *Marine Biology* 91(1):121-129.

Geernaert, G. 1990. Bulk parametrizations for the wind stress and heat fluxes., vol. Volume I — Current Theory. Springer., S. W. in: Fluxes, Eds. Geernaert, G.L., Plant, W.J.

Geider, R.J., R.M. Green, Z. Kolber, H.L. Macintyre, P.G. Falkowsky. 1993. Fluorescence assessment of the maximum quantum efficiency of photosynthesis in the western North Atlantic. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 40(6):1205-1224.

Genty, B., J.-M. Briantais, N.R. Baker. 1989. The relationship between the quantum yield of photosynthetic electron transport and quenching of

chlorophyll fluorescence. *Biochimica et Biophysica Acta (BBA) - General Subjects* 990(1):87-92.

Gilabert, J., F. López-Castejón, C. Rodríguez de Mesas, B. Morote-Sánchez. 2022. Modelo Hidrodinámico de Alta Resolución del Mar Menor. Estudio del intercambio de agua entre el Mar Menor y el Mediterráneo. Dirección General del Mar Menor. Comunidad Autónoma de Murcia.

Grachev, A.A., C.W. Fairall. 1997. Dependence of the Monin–Obukhov Stability Parameter on the Bulk Richardson Number over the Ocean. *NOAA Environmental Technology Laboratory* 36:406.

Günther, H., S. Hasselmann, P.A. Janssen. 1992. The WAM model cycle 4.

Hanawa, K., Y. Toba. 1987. Critical examination of estimation methods of long-term mean air sea heat and momentum transfers. *Ocean-air Interactions* 1:79-93.

Hasselmann, K. 1962. On the non-linear energy transfer in a gravity-wave spectrum Part 1. General theory. *Journal of Fluid Mechanics* 12(4):481–500.

Hasselmann, K. 1963. On the non-linear energy transfer in a gravity wave spectrum Part 2. Conservation theorems; wave-particle analogy; irrevesibility. *Journal of Fluid Mechanics* 15(2):273–281.

Hasselmann, K. 1974. On the spectral dissipation of ocean waves due to white capping. *Boundary-Layer Meteorology* 6(1):107–127.

Hasselmann, K., P. Muller, D.J. Olbers, A. Wegener. 1973. Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP) Wind Work and Radiative Internal Wave Flux in a Hybrid Slab Model View project *Ocean Dynamics* book View project.

Hasselmann, S., K. Hasselmann. 1985. Computations and parameterizations of the nonlinear energy transfer in a gravity-wave spectrum. Part I: A new method for efficient computations of the exact nonlinear transfer integral. *Journal of Physical Oceanography* 15(11):1369–1377.

Hecht-Nielsen, R. 1990. On the algebraic structure of feedforward network weight spaces. In *Advanced Neural Computers*. Elsevier. pp. 129–135.

Holthuijsen, L.H., N. Booij, R.C. Ris. 1996. The “SWAN” wave model for shallow water. *Coastal Engineering Proceedings*.

Janssen, P.A. 1991. Quasi-linear theory of wind-wave generation applied to wave forecasting. *Journal of Physical Oceanography* 21(11):1631–1642.

Jassby, A.D., T. Platt. 1976. Mathematical formulation of the relationship between photosynthesis and light for phytoplankton: Photosynthesis-light equation. *Limnology and Oceanography* 21(4):540-547.

Jonsson, I.G. 1966. Wave boundary layers and friction factors. *Coastal Engineering Proceedings* 10:9.

Jonsson, I.G., N.A. Carlsen. 1976. Experimental and theoretical investigations in an oscillatory turbulent boundary layer. *Journal of Hydraulic Research* 14(1):45-60.

Juza, M., B. Mourre, L. Renault, S. Gómara, K. Sebastian, S. Lora, J. Beltran, B. Frontera, B. Garau, C. Troupin, M. Torner, E. Heslop, B. Casas, R. Escudier, G. Vizoso, J. Tintoré. 2016. SOCIB operational ocean forecasting system and multi-platform validation in the Western Mediterranean Sea. *J. Oper. Oceanogr.* 9:s155–s166.

Kiefer, D.A., R.A. Reynolds. 1992. Advances in Understanding Phytoplankton Fluorescence and Photosynthesis. En: P.G. Falkowsky, A.D. Woodhead, K. Vivirito (eds.), *Primary Productivity and Biogeochemical Cycles in the Sea*. Boston, MA. Springer US, pp. 155-174.

Kishi, M. J., et al., 2007: Nemuro - a lower trophic level model for the North Pacific marine ecosystem, *Ecological Modelling*, 202, 12-25.

Kitajama, M., Butler, W.L. 1975. Quenching of chlorophyll fluorescence and primary photochemistry in chloroplasts by dibromothymoquinone. *Biochimica et Biophysica Acta (BBA) – Bioenergetics* 376(1):105-115.

Kohonen, T. 1990. The Self-Organizing Map. *Proceedings of the IEEE* 78:1464–1480.

Kolber, Z., P.G. Falkowski. 1993. Use of active fluorescence to estimate phytoplankton photosynthesis in situ. *Limnology and Oceanography* 38(8):1646-1665.

Kolber, Z., K.V. Wyman, P.G. Falkowski. 1990. Natural variability in photosynthetic energy conversion efficiency: A field study in the Gulf of Maine. *Limnology & Oceanography* 35(1):72-79.

Kolber, Z., J. Zehr, P.G. Falkowski. 1988. Effects of Growth Irradiance and Nitrogen Limitation on Photosynthetic Energy Conversion in Photosystem II. *Plant Physiology* 88(3):923-929.

Komen, G. J., L. Cavaleri, M. Donelan, K. Hasselmann, S. Hasselmann, P. Janssen. 1996. *Dynamics and modelling of ocean waves*. Cambridge University Press.

Komen, G. J., S. Hasselmann, K. Hasselmann. 1984. On the existence of a fully developed wind-sea spectrum. *Journal of Physical Oceanography* 14(8):1271–1285.

Kooten, O., J.F.H. Snel. 1990. The use of fluorescence nomenclature in plant stress physiology. *Photosynth. Res.* 25:47-151.

Korres, G., C. Oikonomou, D. Denaxa, M. Sotiropoulou. 2022. Mediterranean Sea Waves Analysis and Forecast (CMEMS MED-Waves, MEDWAM4 system). Copernicus Monitoring Environment Marine Service (CMEMS).

Kramer, D.M., A.R. Crofts. 1993. The concerted reduction of the high- and low-potential chains of the bf complex by plastoquinol. *Biochimica et Biophysica Acta (BBA) – Bioenergetics* 1183(1):72-84.

Krause, G.H., E. Weis. 1991. *Chlorophyll Fluorescence and Photosynthesis: The Basics.* pp. 39.

Laws, E.A. 1991. Photosynthetic quotients, new production and net community production in the open ocean. *Deep-Sea Research* 38 (1):143-167.

Ledvina, D., G. Young, C. Fairall. 1993. The effect of averaging on bulk estimates of heat and momentum fluxes for the tropical Western Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.* 98:20211-20217.

Ley, A.C., D.C. Mauzerall. 1982. Absolute absorption cross-sections for Photosystem II and the minimum quantum requirement for photosynthesis in *Chlorella vulgaris*. *Biochimica et Biophysica Acta (BBA) – Bioenergetics* 680(1):95-106.

Liu, W., K. Katsaros, J. A. Businger. 1979. Bulk parameterization of the air–sea exchange of heat and water vapor including the molecular constraints at the interface. *Atmos. Sci.* 36:2052–2062.

López Castejón, F. 2017. Caracterización de la hidrodinámica del Mar Menor y los flujos de intercambio con el Mediterráneo mediante datos in situ y modelado numérico. Tesis doctoral. Universidad Politécnica de Cartagena.

Madsen, O.S., Y.-K. Poon, H.C. Graber. 1988. Spectral wave attenuation by bottom friction: Theory. *Coastal Engineering Proceedings* 21:34.

Marchesiello, P., J.C. McWilliams, A. Shchepetkin. 2001. Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models. *Ocean Model.* 3:1–20.

Martínez-Álvarez, V., B. Gallego-Elvira, J.F. Maestre-Valero, M. Tanguy. 2011. Simultaneous solution for water, heat and salt balances in Mediterranean



coastal lagoon (Mar Menor, Spain. Estuarine, Coastal and Shelf Science
91(2):250-261.

Mastenbroek, C., G. Burgers, P. Janssen. 1993. The dynamical coupling of a wave
model and a storm surge model through the atmospheric boundary layer.
Journal of Physical Oceanography 23(8):1856–1866.

Mauzerall, D., N.L. Greenbaum. 1989. The absolute size of a photosynthetic unit.
Biochimica et Biophysica Acta (BBA) – Bioenergetics 974(2):119-140.

Mehta, A.J. 2022. An Introduction to Hydraulics of Fine Sediment Transport.
Second Edition. 56 Advanced Series On Ocean Engineering. World Scientific.

Mellor, G.L., T. Ezer, L.Y. Oey. 1994. The pressure gradient conundrum of sigma
coordinate ocean models. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology
11(4 part 2):1126-1134.

Meyer-Peter, E., R. Müller. 1948. Formulas for Bed-Load Transport. Proceedings
of the 2nd Meeting of the International Association of Hydraulic Research,
pp:39-64.

Miles, J. W. 1957. On the generation of surface waves by shear flows. Journal of
Fluid Mechanics 3(2):185–204.

Myers, J., J.-R. Graham. 1971. The photosynthetic unit in *Chlorella* measured by repetitive short flashes 1. *Plant Physiology* 48(3):282-286.

Myers, J., J.-R. Graham, R.T. Wang. 1980. Light harvesting in *Anacystis nidulans* studied in pigment mutants. *Plant Physiology* 66(6):1144–1149.

Nelson, R. C. 1987. Design wave heights on very mild slopes—an experimental study. *Transactions of the Institution of Engineers, Australia. Civil Engineering* 29(3):157–161.

Nelson, R. C. 1994. Depth limited design wave heights in very flat regions. *Coastal Engineering* 23(1–2):43–59.

Owens, T.G., 1991. Energy Transformation and Fluorescence in Photosynthesis. En: S. Demers (ed.), *Particle Analysis in Oceanography*. Berlin, Heidelberg: Springer, NATO ASI Series, pp. 101-137.

Özger, M., Z. Şen. 2007. Triple diagram method for the prediction of wave height and period. *Ocean Engineering* 34(7):1060-1068.

Phillips, O.M. 1957. On the generation of waves by turbulent wind. *Journal of Fluid Mechanics* 2(5):417–445.

Pierson, W.J., L. Moskowitz. 1964. A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of S. A. Kitaigorodskii. *Journal of Geophysical Research*. 69(24):5181-5190

Powell T. P., C.V.W. Lewis, E.N. Curchitser, D.B. Haidvogel, A.J. Hermann, E.L. Dobbins. 2006. Results from a three-dimensional, nested biological-physical model of the California Current System and comparisons with statistics from satellite imagery. *J. Geophys. Res.* 111:C07018.

Reeve, D., A. Chadwick, C. Fleming. 2004. *Coastal Engineering: Processes, Theory, and Design Practice*. Spon Press, Taylor and Francis Group, London and New York., 2004.

Resio, D., W. Perrie. 1991. A numerical study of nonlinear energy fluxes due to wave-wave interactions Part 1. Methodology and basic results. *Journal of Fluid Mechanics* 223:603–629.

Ris, R.C., L.H. Holthuijsen, N. Booij. 1999. A third-generation wave model for coastal regions 2. Verification. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 104(C4):7667–7681.

Schatz, G.H., H. Brock, A.R. , Holzwarth. 1988. Kinetic and Energetic Model for the Primary Processes in Photosystem II. *Biophysical Journal* 54(3):397-405.

Schreiber, U., U. Schliwa, W. Bilger. 1986. Continuous recording of photochemical and non-photochemical chlorophyll fluorescence quenching with a new type of modulation fluorometer. *Photosynthesis Research* 10(1-2):51-62.

Shchepetkin, A.F., J.C. McWilliams. 2005. The Regional Ocean Modeling System (ROMS): A split-explicit, free-surface, topography-following coordinates ocean model *Ocean Modelling* 9(4):347-404

Snyder, R.L., F.W. Dobson, J.A. Elliott, R.B. Long. 1981. Array measurements of atmospheric pressure fluctuations above surface gravity waves. *Journal of Fluid Mechanics* 102:1-59.

Soulsby, R.L., S. Clarke. 2005. Bed Shear-stresses Under Combined Waves and Currents on Smooth and Rough Beds. *Hydraulics Research Report*, 1905(August), TR 137.

Steemann-Nielsen, E. 1952. The Use of Radioactive Carbon (^{14}C) for Measuring Organic Production in the Sea. *Journal du Conseil Permanent International pour l'Exploration de la Mer* 18:117-140.

Sukenik, A., K.D. Wyman, J. Bennett, P.G. Falkowsky. 1987. A novel mechanism for regulating the excitation of photosystem II in a green alga. *Nature* 327(6124):704-707.

Thornton E.B., R.T. Guza. 1983. Transformation of wave height distribution.

Journal of Geophysical Research: Oceans 88(C10):5925-5938.

Tolman, H. 1998. User manual and system documentation of WAVEWATCH III.

Tolman, H. L. 1991. Effects of numerics on the physics in a third-generation wind-wave model. Journal of Physical Oceanography 22(10):1095–1111.

Tracy, B.A., D.T. Resio. 1982. Theory and calculation of the nonlinear energy transfer between sea waves in deep water. Report. Army Engineer Waterways Experiment Station Vicksburg MS Hydraulics Lab.

Tucker M.J. 1991. Waves in Ocean Engineering. Ellis Horwood Ltd.

U.S. Army Corp. Engineers. 2003. Meteorology and Wave Climate. In Coastal Engineering Manual.

WAMDI Group. 1988. The WAM model—A third generation ocean wave prediction model. Journal of Physical Oceanography 18(12):1775-1810.

Warner, J.C., B. Armstrong, R. He, J.B. Zambon. 2010. Development of a Coupled Ocean-Atmosphere-Wave-Sediment Transport (COAWST) modeling system. Ocean Modelling 35(3):230-244.

WCRP. 1990. Scientific plan for the TOGA Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment. World Climate Research Program Publication Series. N. 3 Addendum, p. 94.

Webster, P., R. Lukas. 1992. TOGA COARE: The coupled ocean atmosphere response experiment. Bull. Am. Met. Soc. 73:1377-1416.

Wu, J. 1982. Wind-stress coefficients over sea surface from breeze to hurricane. Journal of Geophysical Research: Oceans, 87(C12), 9704–9706.

Yüksel, Y., E. Çevik. 2009. Coastal Engineering. Marine Engineering Series, Beta Publishing.

Zijlema, M., A.J. van der Westhuysen. 2005. On convergence behaviour and numerical accuracy in stationary SWAN simulations of nearshore wind wave spectra. Coastal Engineering 52(3):237-256.