Informe

Convenio de colaboración entre la Administración General de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia a través de la Consejería de Agua, Agricultura y Medio Ambiente y la Universidad Politécnica de Cartagena para el desarrollo del proyecto:

Modelado hidrodinámico de alta resolución del Mar Menor, visualización de datos.

Anejo 2

Francisco López Castejón
Javier Gilabert

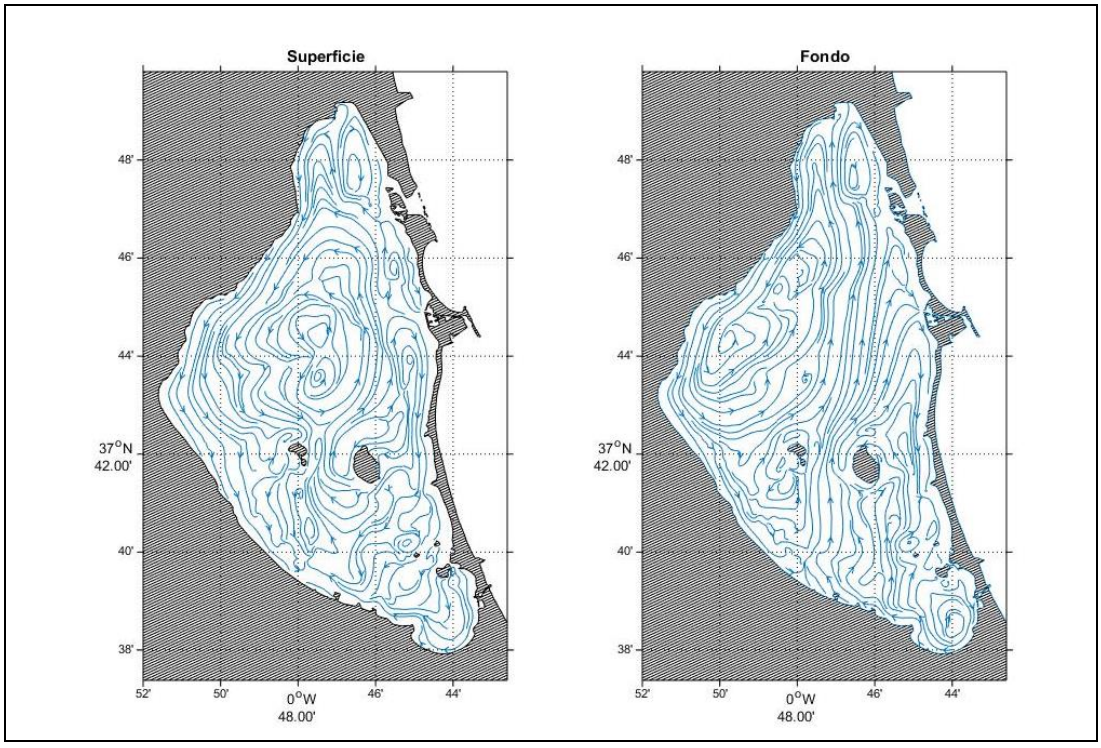
Cartagena, 15 febrero 2018

Universidad Politécnica de Cartagena

Universidad Politécnica de Cartagena | Campus de Excelencia Internacional

CARACTERIZACIÓN DE LA HIDRODINÁMICA DEL MAR MENOR Y LOS FLUJOS DE INTERCAMBIO CON EL MEDITERRÁNEO MEDIANTE DATOS IN SITU Y MODELADO NUMÉRICO

Tecnologías Industriales



Autor: Francisco López Castejón

Director/es: Javier Gilabert Cervera

“Muchos podrán decir que han buceado en su tema de tesis, pero son pocos los que pueden decirlo en el sentido estricto de la palabra. En el Mar Menor, desde pequeño, he buceado, me he bañado, jugado, crecido y madurado. Esta es mi manera de agradecerle tantos momentos vividos, y aportar mi granito de arena para que todos podamos seguir disfrutando de él“.

Contenido

1 Introducción 1

2 Objetivos 5

3 Descripción morfológica del Mar Menor 7

4 Oceanografía general de lagunas costeras 13

4.1 Marea 14

4.2 Viento 15

4.3 Presión atmosférica 16

4.4 Gradientes de densidad por entradas de agua. 17

4.5 Diferencias de flujos de calor atmósfera / océano 17

4.6 Coriolis 18

5 Material y Métodos 21

5.1 Obtención de datos 21

5.1.1 Distribución de equipos para el estudio de las variaciones de presión 22

5.1.2 Distribución de equipos para el estudio de las corrientes. 30

5.1.3 Cronograma 37

5.1.4 Descripción de los equipos y metodología de los fondeos 37

5.1.5 Datos meteorológicos 43

5.2 Análisis de datos 46

5.2.1 Preprocesado de los datos 46

5.2.2 Filtrado 47

5.2.3 Análisis en el dominio del tiempo 47

5.2.4 Análisis en el dominio de las frecuencias 49

5.3 El modelo ROMS 51

5.3.1 Implementación del modelo 55

5.3.2 Validación del modelo. 68

6 Variaciones espacio temporales del nivel del mar en la laguna 83
6.1 Variaciones en el Mediterráneo 86
6.1.1 Marea 86
6.1.2 Presión atmosférica 90
6.1.3 Viento 93
6.2 Análisis de las variaciones del nivel del mar en el Mar Menor. 95
6.2.1 Mareas 95
6.2.2 Presión atmosférica 99
6.2.3 Viento 100
6.2.4 Seiches 103
7 Análisis de corrientes en la laguna 107
7.1 Estación MM5 109
7.1.1 Marea 110
7.1.2 Viento 111
7.2 Estación MM6 113
7.2.1 Mareas 114
7.2.2 Viento 115
7.3 Estación MM7 117
7.3.1 Marea 118
7.3.2 Viento 119
7.4 Descripción general de las corrientes a partir de modelado numérico 123
7.4.1 Viento soplando hacia el SSE con intensidad 5 m/s 124
7.4.2 Viento soplando hacia el SO con intensidad 5 m/s 127
7.4.3 Viento soplando hacia el SE con intensidad 5 m/s 129
7.4.4 Viento soplando hacia el SE con intensidad 5 m/S 132
7.5 Descripción de algunos eventos hidrodinámicos de interés 134
7.5.1 Corrientes homogéneas verticales 135

7.5.2 Corriente de fondo 137
7.5.3 Frente central 139
7.5.4 Giro Norte 141
7.5.5 Giro Sur 144
7.5.6 Giro San Pedro/Playa Honda 147
8 Canales de comunicación 150
8.1 Las Encañizadas 154
8.1.1 Mareas. 156
8.1.2 Presión atmosférica 159
8.1.3 Viento 160
8.2 El Estacio. 163
8.2.1 Mareas. 165
8.2.2 Presión atmosférica 168
8.2.3 Viento 170
8.3 Marchamalo 172
8.3.1 Mareas 175
8.3.2 Presión atmosférica 177
8.3.3 Viento 179
9 Dinámica de los flujos de intercambio y tasa de renovación 181
9.1 Flujos en los canales el Mar Menor. 182
9.2 Aproximación al balance del Mar Menor 188
9.3 Tasas de renovación 190
10 Conclusiones 197
11 Bibliografía 199

Agradecimientos

Aunque una tesis la presente y defienda una sola persona, requiere de la participación, ayuda, apoyo de mucha gente. Es un camino muy largo y sé, que yo solo, de ninguna manera habría llegado hasta el final.

Papá, Mamá, gracias por estar siempre ahí, dándome ánimos y dispuestos a ayudarme a seguir mi sueño, aunque éste implicase querer estudiar a 800 kilómetros de casa con 18 añitos recién cumplidos. Ahora que soy padre, entiendo todo lo que ese gesto y otros muchos, han tenido que suponer. Sólo puedo volver a decir, gracias.

Mengajilla, mi hermana Gloria, sé que aunque un poco lejos siempre estás a mi lado, para aguantar mis quejas, protestas y alegrías. Siempre luchadora y sin miedo a nada. Una nueva etapa llega para los dos, y juntos iremos compartiéndola.

Milanilla, mi mujer Teresa, nadie mejor que tú sabe las dificultades que ha implicado llegar a esta meta, sacando tiempo de donde no había para dármelo a mí y mi ordenador, siempre animándome a seguir adelante. Una nueva etapa comienza, pero siempre los dos juntos para recorrerla.

Mi boquerón y mi chirrete, mis hijas Teresa y Julia. Mis dos solecicos. Pacientes al máximo cuando papá tenía que "ponerse con la tesis". Ahora ya toca pensar qué hacer el próximo fin de semana, empezando por ir a desayunar churros.

A mi director de tesis *Javier Gilabert Cervera*, por haber apostado por mí desde el principio, haberme dirigido a lo largo de todo este camino y ayudarme a crecer haciendo lo que más me gusta, investigar.

También agradecer la participación, ayuda y colaboración de:

- *Profesor Manuel Rosique Campoy.* Por dirigir el proyecto de fin de carrera para el levantamiento topográfico de Las Encañizadas. A *Manuel Pérez Fernández de Bobadilla* por realizar el proyecto comentado anteriormente y los paseos por Las Encañizadas entre teodolitos, fango y gaviotas.
- *Luis Pedro (UPCT – SEDIC).* Por su disposición a ayudar y atender siempre mis súplicas pidiendo más "cores" para ejecutar el modelo o ver si podía instalarme éste o aquel software.

- *John Wilkin y demás usuarios del foro de ROMS.* Porque sin conocerme, me han ayudado frente a cada dificultad con el modelo.
- A mis antiguos compañeros *Laura, Andrés, Eduardo y Juan*, esta tesis lleva un poquito de cada uno de vosotros.
- A *Nuria* y *Carolina,* por darme el tiempo que necesitaba para finalizar la tesis, y mostrarme la belleza del fitoplancton.
- *Venancio* del taller de navales por su ayuda en la fabricación de los muertos para la instrumentación y durante las maniobras de fondeo.

Además de las personas nombradas anteriormente hay mucha gente gracias a la cual he podido llegar a este punto:

- *Rafael Mañanes y Alfredo Izquierdo*, por enseñarme lo atractivo que puede ser la oceanografía física y lo que es ir de campaña oceanográfica en un barco blanco. El karaoke nunca ha vuelto a ser lo mismo para mí.
- A *Kanna Rajan* por ser el alma del experimento AUV 2011 de robótica submarina en el Mar Menor, abriéndome las puertas a esta increíble tecnología.
- A *Mike McCann,* por ser más que mi tutor durante mi estancia en MBARI (California). Y hacer que el tiempo que pasamos allí mi familia y yo fuese una experiencia increíble.
- A *Rodolfo Bolaños*, por su simpatía, cercanía y permitirme trabajar con él durante mi estancia en el NOC, Liverpool.
- A mi familia política: *Mamen*, *Santi*, *Carmen*, …. sé que habéis estado atentos a cada paso que he dado, ayudándome en cualquier cosa que he necesitado.

La realización de esta tesis ha sido posible gracias a la colaboración desinteresada de las siguientes instituciones:

- *Agencia Estatal de Meteorología (AEMET).* Por facilitar los datos meteorológicos utilizados y responder a todas mis dudas sobre ellos.
- *Base de Cartagena de la Sociedad de Salvamento y Seguridad Marítima (SASEMAR).* Por recuperar varios de los sensores enterrados por la dinámica sedimentaria, sin vosotros aún seguirían desaparecidos.
- *Salinera Española de San Pedro del Pinatar*. Por permitirnos el paso a través de sus instalaciones para el levantamiento topográfico de Las Encañizadas.

- *Puerto deportivo Tomás Maestre*. Por facilitarnos las tareas de buceo en el canal de El Estacio y avisar a todas las embarcaciones de nuestra presencia en él.
- *Club de Regatas Mar Menor*. Por permitirnos el atraque en el puerto durante las maniobras de fondeo y recuperación de los sensores.
- *Puertos del Estado*. Por facilitar los datos de elevación del nivel del mar de su modelo.
- *Departamento de Ingeniería Minera, Geológica y Cartográfica, Área de Ingeniería Cartográfica, Geodésica y Fotogrametría. UPCT*. Por permitir el uso de parte de su equipación para el levantamiento topográfico de Las Encañizadas.

Y gracias a los dos proyectos subvencionados por la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia (CARM) que han permitido la realización de esta tesis:

- *"Monitorización Costera para el Mar Menor, CMS (463.01-08_CLUSTER)"* subvencionado por la Comunidad Autónoma de Murcia en el ámbito del Plan de Ciencia y Tecnología de la Región de Murcia 2007-2010.
- *"Modelado hidrodinámico de alta resolución y visualización de datos del Mar Menor"* subvencionado por la Consejería de Agua, Agricultura y Medio Ambiente (de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia) 2017.

Resumen

La explotación no sostenible de los servicios que ofrecen a la sociedad las lagunas costeras como el Mar Menor, ha supuesto en muchas ocasiones la alteración de su estructura y funcionamiento. Conocer su hidrodinámica y los mecanismos de intercambio de agua con el mar abierto equivale a comprender en buena medida los procesos biológicos, químicos y ecológicos que en ellas tienen lugar, siendo éste el primer paso para su gestión integrada. Sin embargo, y hasta la fecha, no se dispone de un estudio sistemático de las variables hidrodinámicas del conjunto de la laguna y su sistema de canales de comunicación con el Mediterráneo.

En el presente estudio se fondearon 6 sensores de presión y 6 correntímetros doppler distribuidos en el Mar Menor, Mar Mediterráneo y los 3 canales de comunicación entre los años 2010 y 2012. El objetivo de estos fondeos fue doble, de un lado, tener series temporales mayores de un año que permitieran conocer la variabilidad estacional de la hidrodinámica lagunar y, de otro, validar el modelo hidrodinámico implementado (ROMS - Regional Ocean Model System) para el Mar Menor.

El principal forzante de las variaciones del nivel del mar en el la laguna es el efecto barométrico inverso en el Mar Mediterráneo. Los vientos provocan un desnivel del agua en el interior del Mar Menor de hasta 10 cm. Las corrientes superficiales se orientan en la dirección del viento, mientras que en profundidad las corrientes cercanas a la costa discurren mayoritariamente paralelas a ésta, dónde se incrementa su velocidad. En contraposición, se genera una corriente en sentido contrario al viento derivada de los gradientes de presión horizontales (contracorriente) y verticales (corriente de fondo). El sistema de corrientes internas de la laguna comprende tanto giros, a diferentes escalas y profundidades, como frentes.

El intercambio de agua se produce por gradiente de presión horizontal en los canales. En Las Encañizadas se produce por viento y desnivel entre los dos mares, ejerciendo un papel determinante las zonas inundables, con un flujo neto medio diario de 0.30 Hm^3/d en dirección al Mediterráneo. El Estacio responde a la marea y el efecto de barómetro invertido, sin apenas verse influido por el viento. Su flujo neto medio diario es de 0.19 Hm^3/d en dirección al Mediterráneo. Por la morfología y orientación del canal de Marchamalo los forzantes son una combinación de barómetro invertido,

vientos y marea. El flujo neto medio diario es de 0.43 Hm^3/d en dirección de entrada al Mar Menor. Los tres canales ejercen una contribución interdependiente al intercambio de agua.

La tasa de renovación del agua es heterogénea en la laguna. El tiempo de residencia del agua de la denominada cubeta Norte y el litoral interior de la Manga se sitúa en torno a los 3-4 meses de media, el de la cubeta sur se sitúa en torno a los 6 meses de media, mientras que en el fondo puede ser superior a los 8 meses. La mayor tasa de renovación se produce en otoño-invierno donde se producen cambios de presión atmosférica bruscos con fuertes episodios de viento.

Abstract

The unsustainable exploitation of coastal lagoons benefits to society has often changed its structure and functioning. Knowing the hydrodynamics of the coastal lagoons and its water exchange mechanisms with the open sea is paramount to understand their physical, chemical and ecological settings, thus being the first step for its integrated management. In the Mar Menor, however, there is no a systematic study of the lagoon hydrodynamics as a whole including its communication channels. Six pressure sensors and six Acoustic Doppler Currents Profilers (ADCP) were deployed in the Mar Menor, Mediterranean Sea and in the three channels between 2010 and 2012. A time series spanning longer than a year provides a record of the seasonal variability of the lagoon hydrodynamics and, on the other hand, was used to validate the hydrodynamic model implemented (ROMS - Regional Ocean Model System).

The inverse barometric effect of the Mediterranean Sea is the main forcing factor of the lagoon sea level variations. The winds can produce different elevation between the extremes of the lagoon of up to 10 cm. The surface currents are mainly due to winds, while in depth the currents are oriented mainly parallel to the coast, where their speed increases. In contrast, an off-wind current derived from the horizontal (counter-current) and vertical (bottom-stream) pressure gradients is generated. The system of internal currents of the lagoon comprises both gyres, at different scales and depths, and fronts.

The water exchange is produced by horizontal pressure gradient in the channels. Winds and horizontal pressure gradient between the Mar Menor and the Mediterranean Sea are major forcing factor in Las Encañizadas. Wet/dry areas play a key role in the water exchange trough this channel system, with a mean daily net flow of 0.30 Hm^3/d towards the Mediterranean. The Estacio channel, responding to tides and inverted barometer effect, is hardly affected by winds. Its average daily net flow is 0.19 Hm^3/d towards the Mediterranean. Due to the morphology and orientation of the Marchamalo channel, the forcing is a combination of inverted barometer, winds and tide. The average daily net flow is 0.43 Hm^3/d towards the Mar Menor. The three channels have

an interdependent contribution to the water exchange producing a heterogeneous water renewal rate in the lagoon.

The residence time of the water in the surface northern part and the interior coast of La Manga is about 3-4 months on average, the one at the southern part is around 6 months on average, while at the bottom layer can be higher than 8 months. The highest renewal rate occurs in autumn-winter where abrupt atmospheric pressure changes when strong wind events occur.

1 Introducción

Las lagunas costeras se encuentran entre los ecosistemas que más servicios proporcionan a la sociedad debido a su alta productividad (UNESCO 1981; Miller et al. 1990; Kjerfve 1994; Gönenc & Wolflin 2004; J.Kennish & Paerl 2011; Caumette et al. 2012; Snyder 2016; Sousa et al. 2016). La explotación no sostenible de estos servicios ha alterado, en no pocas ocasiones, la estructura y funcionamiento de muchas de ellas. Son sistemas complejos mayormente regulados por procesos físicos resultantes de los balances energéticos en sus fronteras - aire/agua, tierra/agua, mar abierto/laguna, agua/sedimento – encauzados por su geomorfología y condiciones climáticas. El conjunto de estos factores determina las condiciones tanto físicas, como químicas y biológicas que, a su vez, regulan la energía proporcionando las características particulares diferenciales de cada una de ellas. Estos sistemas sufren frecuentes perturbaciones naturales o antrópicas, haciendo que la energía se distribuya y redireccione de nuevo entre sus fronteras y elementos - que interaccionan interdependientemente - , exportando o importándola localmente. Se trata de sistemas complejos con alta capacidad distributiva no lineal de su energía proporcionando una alta resiliencia ecológica (Holling 1973; Groffman et al. 2006), pasando a un nuevo estado - o cambio de régimen - cuando se sobrepasan ciertos umbrales críticos en las perturbaciones (Scheffer 2004; Andersen et al. 2009; Scheffer et al. 2009; Davis et al. 2010; Petraitis & Hoffman 2010).

La legislación ambiental europea reciente (Directivas Marco del agua – 2000760/CE del Parlamento Europeo y del Consejo, de 23 de octubre de 2000-, de protección de las aguas contra la contaminación producida por nitratos utilizados en la agricultura – 91/676/CEE del Consejo, de 12 de diciembre de 1991-, de conservación de los hábitats naturales y de la fauna y flora silvestres – Directiva 92/43/CEE del Consejo, de 21 de mayo de 1992 -, de la que se desprende la Red Natura 2000, que guarda relación con la relativa a la conservación de las aves silvestres – Directiva 2009/147/CE del Parlamento Europeo y del Consejo, de 30 de noviembre de 2009) pretende garantizar estos servicios a la sociedad, si bien su implementación no resulta en ocasiones sencilla.

En función de diferentes factores que fuerzan su dinámica, las lagunas costeras se han clasificado tanto desde un punto de vista morfológico, como geológico/sedimentológico (Boyd et al. 1992) e hidrodinámico (Kjerfve 1986). Comprender la física de las lagunas costeras equivale a comprender en buena medida los procesos ecológicos que en ella tienen lugar. La heterogeneidad espacial de muchas variables físicas, químicas y biológicas, incluyendo la presencia y distribución de muchos de sus organismos y la conectividad de sus poblaciones entre otros fenómenos, reflejan los procesos hidrodinámicos subyacentes. A su vez, comprender las relaciones entre las lagunas costeras y el mar adyacente resulta necesario para entender la hidrodinámica lagunar y sus procesos internos (Miller et al. 1990), adquiriendo especial relevancia el conocimiento de los mecanismos de intercambio de agua entre la laguna y el mar abierto por ser éste fuente importante de la biota lagunar y porque las variaciones en los flujos de entrada afectan directamente a las condiciones ambientales de la laguna y las poblaciones existentes (Bilton et al. 2002). Entender la hidrodinámica lagunar es, por tanto, el primer paso para entender las claves para su gestión.

El Mar Menor es una de las mayores lagunas costeras de Europa, que ha sufrido un importante decremento en la calidad de sus aguas en la última década según la última clasificación de la calidad de las aguas (CHS 2015), siendo su estado ecológico "moderado" siguiendo la Directiva Marco del Agua (DMA).

Algunas manifestaciones de este deterioro han sido el cambio en la vegetación sumergida con la colonización de *Caulerpa prolifera* (Pérez-Ruzafa et al. 2012), el aumento en la población de medusas (Franco 2016), la disminución de especias emblemáticas como el caballito de mar (*Hippocampus guttulatus*) o proliferaciones de otros organismos como el ctenóforo *Mnemiopsis leidyi* (Marambio et al. 2013) o el opistobranquio *Bursatella leachii* (González-Wangüemert et al. 2014), así como el incremento en la turbidez del agua.

En la bibliografía científica y de divulgación científica actual se pueden encontrar más de 450 publicaciones sobre el Mar Menor, con más de 160 en revistas científicas con índice de impacto. Se han editado dos libros actualizando el conocimiento científico de la laguna (FIEA et al. 2009; Leon & Bellido 2016) y se han defendido 25 tesis doctorales hasta Mayo del 2017.

Aunque es bien conocido desde hace tiempo la importancia de entender los procesos que controlan el intercambio de agua entre la laguna costera y el mediterráneo (Pérez-Ruzafa et al. 1987), sólo se dispone de las aproximaciones realizadas por (Arévalo 1988) – con el fondeo de un correntímetro y dos sensores de presión en el canal de El Estacio. Otros trabajos han aportado aspectos parciales no conclusivos sobre la hidrodinámica (Pérez-Ruzafa 1989; Umgiesser et al. 2013; CARM 2005; Sánchez-Badorrey et al. 2008; Fraile-Nuez et al. 2016).

Hasta la fecha, y hasta donde alcanza mi conocimiento, no se ha realizado ningún muestreo sistemático de las variables hidrodinámicas en la laguna con el objetivo de conocer los factores que fuerzan su hidrodinámica.

2 Objetivos

El objetivo general y principal de esta tesis es comprender la hidrodinámica del Mar Menor y los mecanismos que la regulan. Este conocimiento permitirá entender buena parte de los procesos físicos, químicos y ecológicos que en él se dan.

Este objetivo se puede desglosar en varios objetivos particulares:

- Establecer un diseño de fondeo de instrumentación oceanográfica, durante al menos un año, que recoja la variabilidad estacional de su hidrodinámica.
- Entender los forzantes de la variación del nivel del mar en el Mediterráneo.
- Determinar la variabilidad espacio-temporal de los cambios del nivel del mar en el Mar Menor.
- Analizar los datos registrados por la instrumentación fondeada para conocer los patrones de las corrientes en el interior de la laguna y su evolución temporal.
- Implementar y utilizar un modelo hidrodinámico 3D (ROMs) de alta resolución, validado frente a los registros anuales de corrientes, para obtener mapas sinópticos de las corrientes y determinar su evolución en el tiempo.
- Conocer los mecanismos y flujos de intercambio de agua entre el Mar Menor y el Mediterráneo a través de sus canales de comunicación mediante datos empíricos y simulaciones numéricas.
- Calcular las tasas de renovación en el Mar Menor, su variabilidad espacio temporal y los forzantes que actúan sobre ella.

3 Descripción morfológica del Mar Menor

El Mar Menor es una laguna costera ubicada en el Sureste de la península ibérica entre las coordenadas 37º49'18" N - 0º41'16" O y 37º37'38'' N – 0º53'15'' O, separada del Mar Mediterráneo adyacente por una estrecha barrera de arena denominada La Manga (Figura 1).

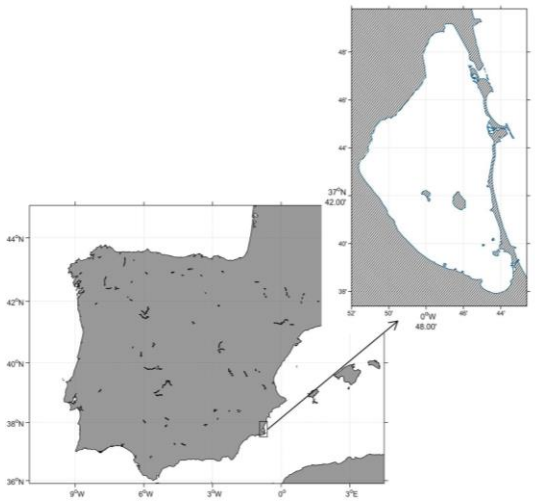


Figura 1 Ubicación de la laguna costera del Mar Menor.

La forma de su cuenca propiamente dicha se puede aproximar a un triángulo rectángulo isósceles (Arévalo 1988), con su hipotenusa - La Manga - orientada 347º de Norte a Sur (considerando el Norte 360º), presentando el cateto de la vertiente Norte de la laguna una inclinación de 34º en dirección Noreste y el de la vertiente Sur de 141º en dirección Suroeste. De acuerdo con el calculador de áreas del Instituto Geográfico Nacional (http://contenido.ign.es/iberpix2/visor/), la cuenca tiene una anchura máxima de 11 Km y una longitud de 21 Km, con una superficie de 169 Km^2 en contraste con medidas previamente citadas (p.e.: Arévalo 1988; Pérez Ruzafa 1989; Verdiell-Cubedo et al. 2012) y sucesivos estudios de 135 Km^2 aproximadamente.

La Manga, con una longitud de 17 Km (medida en línea recta desde las salinas de Marchamalo hasta la parte Sur del canal de Las Encañizadas) y una anchura mínima de 90 metros y máxima de 1 Km, se encuentra atravesada por tres canales que permiten

la comunicación de la laguna con el Mar Mediterráneo: Las Encañizadas, El Estacio y Marchamalo (de Norte a Sur).

Con una longitud total de 1.2 Km en su parte Este, Las Encañizadas comunican con el Mar Mediterráneo mediante una serie de canales ubicados entre afloramientos rocosos, con profundidades entre los 0.5 y los 3 metros. (Figura 2).

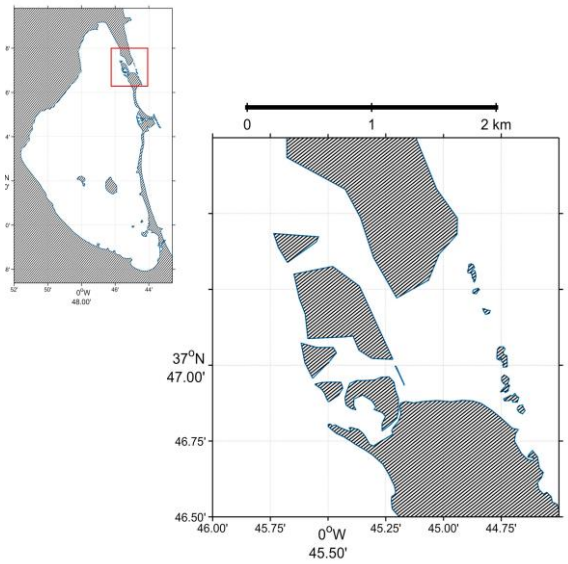


Figura 2 Mapa de ubicación del canal de Las Encañizadas en el Mar Menor.



Figura 3 Fotografías tomadas en distintas zonas de Las Encañizadas, mostrando la variedad de ambientes que las componen.

Estos canales dan paso al sistema de zonas inundables de que consta Las Encañizadas de superficie variable en función del grado de inundación (Figura 3).

El canal de El Estacio (Figura 4) es el único navegable de los 3 existentes. Con una profundidad media de 4.69 metros, obtenida a partir de las campañas batimétricas realizadas en 2011 explicadas con más detalles en el Cap.5.3.1.1, y una orientación en su canal principal de 173º respecto al Norte. A través de este canal se produce el mayor intercambio de agua entre la laguna y el Mar Mediterráneo.

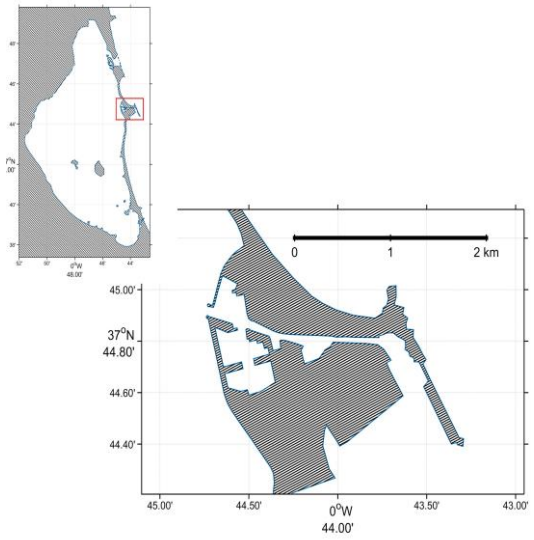


Figura 4 Mapa de ubicación del canal de El Estacio en el Mar Menor.

El de Marchamalo es, en extensión, el menor de los 3 canales. Con una anchura en torno a los 20 metros presenta un ensanchamiento en su parte central. La parte del canal que da al Mediterráneo tiene una inclinación de 46º respecto al Norte, estando orientada su bocana en dirección Sur (Figura 5). La parte que da al Mar Menor presenta una inclinación de 263º, con su bocana orientada al Oeste-Este. Debido a su alta actividad sedimentaria el canal queda prácticamente colmatado, motivo por el cual se draga periódicamente para impedir el encharcamiento del agua en su zona central en verano.

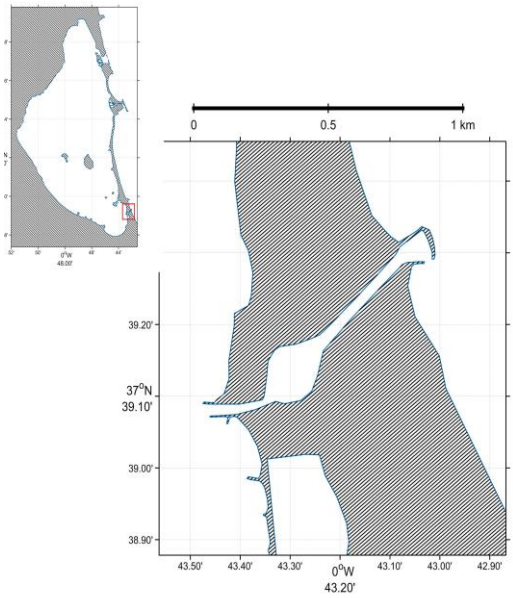


Figura 5 Mapa de ubicación del canal de Marchamalo en el Mar Menor.

En el Mar Menor hay 5 islas que, ordenadas de mayor a menor extensión, se denominan Isla Mayor o del Barón, Isla Perdiguera, Isla del Ciervo, Isla del Sujeto e Isla Redonda (Figura 6). En la misma figura también se muestran los nombres de los lugares más frecuentemente citados a lo largo de la tesis.

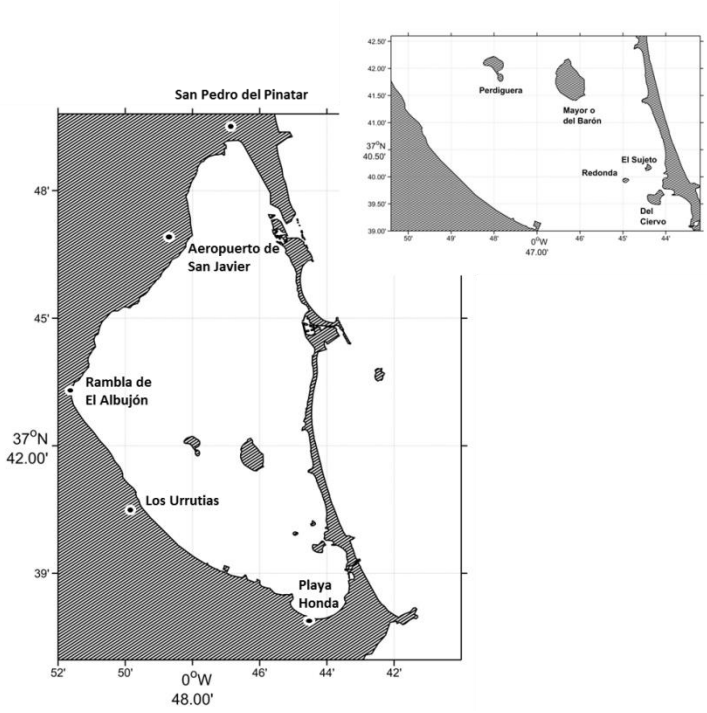


Figura 6 Ubicación y nombre de las islas del Mar Menor.

A falta de datos batimétricos más recientes (Fraile-Nuez, pers.com.), la batimetría de la laguna considerada en este trabajo es la correspondiente a la 2ª Edición, de Febrero de 1998, de la carta náutica del Instituto Hidrográfico de la Marina de 1969 (Figura 7).

Salvando las distancias, y utilizando la terminología utilizada para la descripción de la morfología costera, aquí se considera como zona de *plataforma* en el Mar Menor la zona de profundidades menores de 4 metros. Esta *plataforma* en su vertiente Norte y Sur tienen una anchura media de 1.2 Km y 2 Km respectivamente, siendo la vertiente de La Manga la que presenta una plataforma más estrecha con un valor medio de 1 Km, alcanzando en la parte Sur zonas con una anchura de 630 m.

Dividiendo la laguna por un eje imaginario en dirección Este-Oeste en torno a los 37.719° N, el Mar Menor se puede dividir en una cubeta Norte y otra Sur, cada una de características diferenciadas. La cubeta Norte presenta las mayores profundidades (6.5 m) con un fondo llano y ausencia de islas La presencia de islas en la cubeta Sur (Figura 6) y una mayor plataforma hacen que tenga un perfil menos homogéneo. Las mayores profundidades se encuentran en la parte Norte del Mar Menor, presentando valores mayores de 6 metros.

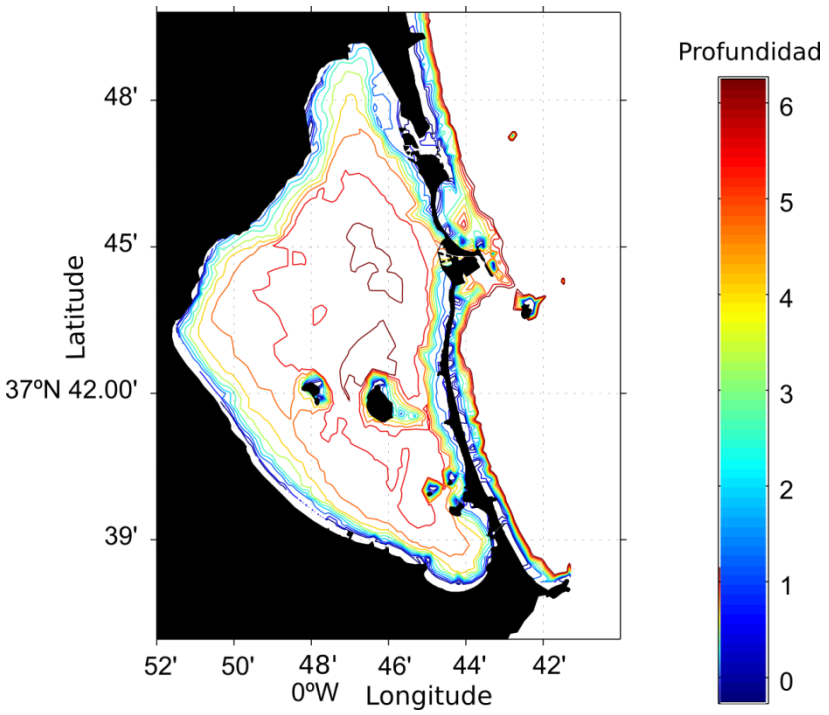


Figura 7 Batimetría interpolada a partir de los datos extraídos de la carta náutica.

La profundidad media del Mar Menor, según los datos batimétricos de esta carta náutica, es de 4.46 m. Este valor varía en la bibliografía, desde los 3.6 m (Pascalis et al. 2012) a los 4.5 m (Martínez-Alvarez et al. 2011). El volumen de agua de la laguna considerado aquí a partir de la carta náutica antes citada es de 725 Hm^3. Su cálculo se ha realizado a partir de la malla del área de estudio, con una resolución de 60x80 metros. Una vez seleccionados aquellos puntos del mallado que corresponden al interior de la laguna, se ha obtenido la profundidad de cada uno de ellos, pudiendo calcularse el volumen de cada celda. Su sumatorio es igual al volumen total de la laguna. Esta metodología ha permitido delimitar con una alta precisión aquellos puntos cercanos a costa que corresponden a agua. Este volumen contrasta de nuevo con valores reportados previamente por otros autores: 580 Hm^3 (Arévalo 1988) y 630 Hm^3 (Martínez-Alvarez et al. 2011).

4 Oceanografía general de lagunas costeras

La hidrodinámica de las lagunas costeras no resulta sencilla de estudiar, ya que las relaciones entre las variables que la controlan (presión, densidad del agua y velocidad de la corriente) es especialmente compleja (Yanagi 2000; Umgiesser & Neves 2004).

La intensidad y dirección de desplazamiento de una masa de agua, tanto en el océano como en lagunas costeras, es el resultado de la combinación de dos fuerzas fundamentales: la fuerza de la gravedad y la fuerza de fricción (Sverdrup et al. 1944; Mellor 1997; Pedlosky 1998; Marshall & Plumb 2008; Stewart 2008). La primera actúa a través de los gradientes de presión, bien por diferencias en la elevación del nivel del mar (barotrópicos) o por variaciones en la densidad del agua (baroclínicos). Y las fuerzas de fricción mediante la transferencia de momento del viento al agua o a través del rozamiento con el fondo. Además de las fuerzas enumeradas y debido a que el sistema de coordenadas sobre el que se sitúan no es estático sino rotacional, se produce el denominado efecto de Coriolis, que provoca una variación en la dirección del movimiento, desplazándose hacia la derecha en el hemisferio Norte y hacia la izquierda en el Sur. La variación del momento de una masa de agua en el océano o laguna costera será igual, por tanto, al sumatorio de las fuerzas descritas como se indica en la Ecuación 1.

Ecuación 1

$$\frac{\partial u}{\partial t}+\left\{u\frac{\partial u}{\partial x}+v\frac{\partial u}{\partial y}+w\frac{\partial u}{\partial z}\right\}=-u\frac{\partial \eta}{\partial x}-\frac{g}{\rho}\int_z^{\eta}\frac{\partial \rho'}{\partial x}dz'+\frac{\tau_s}{\rho}-\frac{\tau_b}{\rho}+fv$$

Barotrópica · Baroclínica · Viento · Fondo

Gradiente de presión · Fuerzas de fricción · Coriolis

Dónde *u, v, w* corresponden a las componentes x, y, z de la corriente, *g* a la fuerza de la gravedad, η la altura del nivel del mar, ρ la densidad del agua, *f* el parámetro de Coriolis, τ_s el estrés de viento y τ_b el estrés de fondo

Aunque las corrientes barotrópicas y las baroclínicas se basan en gradientes de presión, conviene resaltar que sus mecanismos de actuación son distintos. Las primeras son debidas a gradientes horizontales de presión por diferencias del nivel del mar, asumiendo que la densidad del fluido sólo depende de la presión que soporta -la pendiente producida entre dos puntos de diferente presión es la responsable de estas corrientes-. Las segundas, por gradientes verticales de presión, debido a inestabilidades entre dos masas de agua de diferente densidad.

En el Mar Menor las corrientes barotrópicas son básicamente debidas a: mareas; apilamiento de agua tanto por vientos locales (p.e.: brisas marinas) como no-locales y a variaciones de la presión atmosférica. Las baroclínicas, en cambio, serían debidas a entradas de agua a la laguna y a diferencias de flujos de calor entre la atmósfera y el mar (atmósfera/océano).

Con el objetivo de discernir la importancia de cada uno de los forzantes descritos sobre la hidrodinámica del Mar Menor, se ha realizado un análisis teórico de cada uno de ellos, pudiendo seleccionar aquellos a tener en cuenta a la hora de abordar el análisis de los datos obtenidos.

4.1 Marea

Las diferencias en las fuerzas gravitacionales que actúan sobre las masas de agua debido al movimiento de la luna relativo a la tierra, y de la tierra relativo al sol y otros planetas provocan movimientos periódicos de subida y bajada del nivel del mar, denominados mareas. La influencia de las mareas sobre los cambios de nivel del mar en las lagunas costeras depende en gran medida de la morfología y tamaño de sus canales de comunicación con el mar abierto. Éstos efectivamente filtran la señal de marea que puede llegar a ser anulada en canales muy restrictivos (Kjerfve 1994; Fernandes et al. 2004). Para entender el efecto de las mareas sobre la hidrodinámica lagunar será

necesario caracterizar la marea en el Mediterráneo adyacente y estudiar cómo influye cada canal y su propagación en él.

4.2 Viento

La generación de corrientes debido a vientos se produce a través de dos mecanismos: variaciones en el nivel del mar que se traduce en diferencias de presión horizontales - y por tanto en un desplazamiento de las altas presiones a las bajas -, o por la transferencia de momento que se produce desde el aire al agua.

Las variaciones de nivel del mar por el viento, se producen de manera diferentes (Wong & DiLorenzo 1988; Murphy & Valle-Levinson 2008; Kjerfve & Magill 1989; Janzen 2002) según el origen de viento, diferenciándose vientos locales, aquellos generados en la zona de estudio, y no-locales, cuyo origen se encuentra alejado de ésta, teniendo una escala mayor, independiente de las condiciones locales. En el Mar Menor, según la zona analizada, se observa un efecto de los vientos diferente. Así, en el interior de la laguna, se producen variaciones en el nivel del mar debido a la acción directa del empuje del viento, independientemente de su origen. En el Mediterráneo adyacente, también se da esta situación durante aquellos eventos en los que el viento sopla perpendicular a la costa, con un descenso del nivel del mar cuando el viento sopla hacia mar abierto y a la inversa en la situación contraria, tanto para vientos locales como no locales. Por efecto del transporte de Ekman (resultado del balance entre fricción por viento y efecto de Coriolis), vientos soplando paralelo a la costa resultan en un transporte neto de la masa de agua 90º hacia la derecha en nuestro caso. Cuando el viento sopla en dirección Sur paralelo a la Manga se produce, por el contrario, un efecto de disminución del nivel del Mar. Esta situación sólo se da para viento no locales, ya que para considerar el efecto de Coriolis sobre las corrientes es necesario trabajar a una escala mayor que la local, tal y como veremos más adelante. Establecer los mecanismos que regulan estos cambios de nivel en el Mediterráneo es importante ya que influye variando el gradiente de presión horizontal en los canales de comunicación permitiendo el intercambio de agua.

La generación de corrientes debidas al efecto directo del viento se debe a la transferencia de momento que se produce desde el aire al agua. Para poder evaluar su influencia se debe conocer cuál es la fuerza ejercida por el viento sobre la masa de agua, usando para ello el estrés de viento, expresado como:

Ecuación 2

$$\tau = C_d * \rho_{air} * U_{10}^2$$

Dónde, ρ_{air} corresponde a la densidad del aire, C_d es un parámetro empírico denominado coeficiente de arrastre y U_{10} es la velocidad del viento medida a 10 metros de altura.

4.3 Presión atmosférica

La presión atmosférica ejerce un efecto de empuje sobre la columna de agua, por lo que gradientes horizontales en la presión atmosférica se traducen en variaciones en el nivel del mar. A este fenómeno se le denomina barómetro invertido. Variaciones en la presión atmosférica se traducen de manera inversa en cambios en la altura de la columna de agua en torno a 1 cm por milibar (Emery & Thomson 2001).

La influencia del fenómeno del barómetro invertido en la laguna se produce a través del retardo sufrido en la transmisión de los cambios de nivel del mar en el Mediterráneo adyacente a la laguna, el cual, para periodos entre 1 y 10 días está causado principalmente por cambios en la presión atmosférica (Godin & Trotti 1975; Pascual et al. 2008; Oddo et al. 2014) . Estos cambios provocan diferencias de nivel que se traducen en corrientes entrantes o salientes a través de los canales de comunicación.

Al igual que ocurre con las mareas, será necesario conocer aquí la influencia del barómetro invertido sobre los cambios de nivel del mar en el Mediterráneo y cómo regula los flujos de entrada y salida a través de cada uno de los canales.

4.4 Gradientes de densidad por entradas de agua.

Además de las entradas por los canales de comunicación con el Mediterráneo, el Mar Menor puede recibir aguas tanto de escorrentías superficiales como subterráneas, estas últimas de manera incontrolada (Pérez-Ruzafa & Aragón 2003; Baudron et al. 2015) y con flujos no determinados con precisión (Aragón et al. 2009; Jiménez-Martínez et al. 2016). Las entradas superficiales se dan principalmente a través de las ramblas, la cual al ser menos densa que la del Mar Menor queda en superficie en una situación estable. En el caso de las agua subterráneas, aunque no cuantificadas con precisión, su entrada es difusas y rápidamente dispersada por las corrientes (Baudron et al. 2015), siendo su caudal insuficiente cómo para generar inestabilidades baroclínicas en la laguna. El agua del Mar Mediterráneo que entra a través de los canales de comunicación es menos densa que el agua del Mar Menor quedando en superficie en una situación estable. Por ello se descartarán los gradientes verticales de densidad por entradas de agua como un forzante a considerar a la hora de estudiar las corrientes dentro de la laguna.

4.5 Diferencias de flujos de calor atmósfera / océano

En las capas más superficiales de la columna de agua se dan los procesos de intercambio de calor atmósfera/océano debido a variaciones en las condiciones meteorológicas: cambios de temperatura del aire; viento; evaporación o lluvia, pudiendo llegar a producir diferencias verticales de densidad entre las capas superficiales y las de fondo, u horizontales entre diferentes zonas. En el caso de que estos gradientes sitúen el agua más densa en la parte superior de la columna de agua se producirán corrientes baroclínicas que tenderán a devolver las masas de agua a una situación estable, ubicando el agua menos densa en la parte superior u homogeneizando la columna.

En el Mar Menor, debido a su escala, no existen diferencias significativas dentro de la laguna en los parámetros meteorológicos incidentes sobre el intercambio de calor entre aire/agua de la laguna. Además, su poca profundidad provoca una transmisión del calor desde la superficie al fondo muy rápida produciendo una homogeneización de la

columna de agua. Lo que se traduce en una ausencia de situaciones de inestabilidad barcolínica. En la Figura 8 se muestran 158 perfiles de densidad realizados en el Mar Menor entre Julio y Septiembre del 2016 donde se puede observar cómo los datos presentan una gran homogeneidad en la vertical con ausencia de perfiles inestables en los que la capa de mayor densidad se sitúe por encima de la de menor

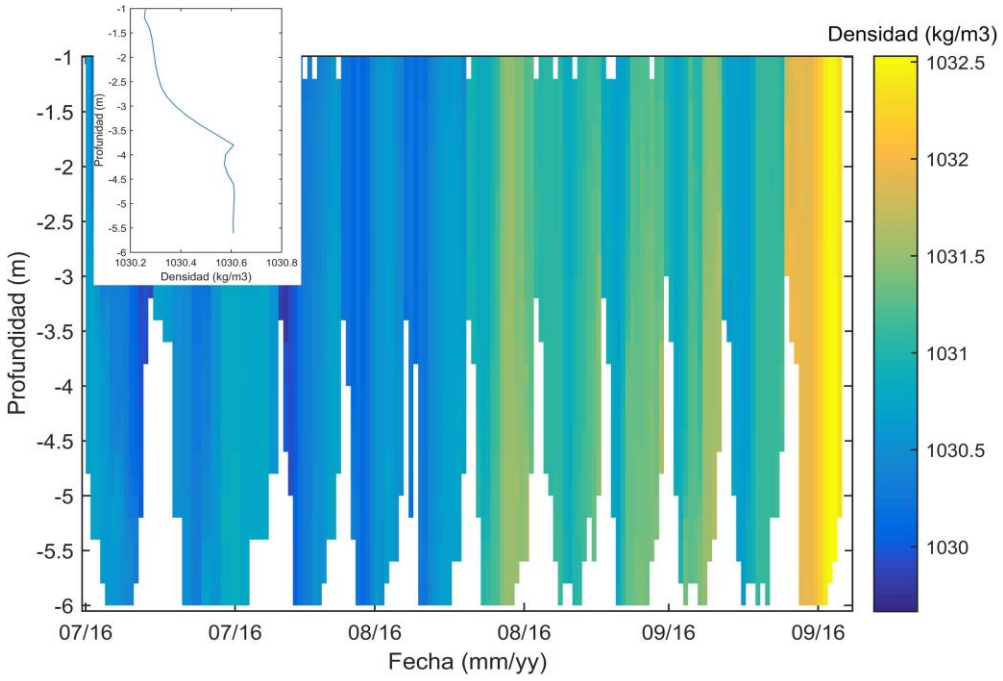


Figura 8 Perfiles de densidad registrados en el Mar Menor entre Julio y Septiembre del 2016. En la parte superior izquierda se muestra uno de estos perfiles.

Por tanto, se ha descartado aquí el estudio de las corrientes baroclínicas cómo forzante de los patrones de corriente dentro del Mar Menor.

4.6 Coriolis

En la Ecuación 3 se recoge la expresión del parámetro de Coriolis (*f*) presentado en la Ecuación 1, siendo éste función de la latitud (φ) del punto en el que se calcule y de la velocidad de rotación de la tierra (Ω).

Ecuación 3

$$f = 2\,\Omega \sin(\varphi)$$

Se considera que la fuerza de Coriolis no es significante en un área cuando el valor del número de Rossby (R_Θ) (Ecuación 3) es menor que 1 (Dyke 2001). Tomando como latitud del Mar Menor 37.7, una velocidad de la corriente media (u) de 0.08 m/s y una anchura (L) de 14 Km, obtenemos un valor para la fuerza de Coriolis (*f*) igual a $8.8943 \cdot 10^{-005}$ s^{-1} y un número de Rossby (Ecuación 4) de 0.06, pudiendo descartar por tanto la influencia de Coriolis en las corrientes dentro de la laguna.

Ecuación 4

$$R_\Theta = \frac{U}{L * f}$$

5 Material y Métodos

Para alcanzar los objetivos expuestos anteriormente se han obtenido datos de variables, tanto meteorológicas como oceanográficas. Los datos meteorológicos se tomaron de la estación del aeropuerto de San Javier (Agencia Estatal de Meteorología, AEMET). Los datos oceanográficos fueron, a su vez, de dos tipos: empíricos -registrados mediante equipos fondeados en el agua (fondeos)- y provenientes del modelo numérico ejecutado.

El objetivo del fondeo de equipos destinados al registro de variables hidrodinámicas (elevación del nivel del mar y corrientes) es doble. De un lado, recabar la información necesaria para entender cómo actúa, espacial y temporalmente, cada forzante de las corrientes en el Mar Menor (mareas, barómetro invertido, vientos locales y no locales) y, de otro, validar el modelo hidrodinámico lagunar implementado.

5.1 Obtención de datos

Se fondearon 6 sensores de presión (elevación del nivel del mar) y 6 correntímetros doppler (Acoustic Doppler Current Profiler, ADCP) distribuidos en el Mar Menor, Mar Mediterráneo y en los 3 canales de comunicación entre ambos (Encañizadas, Estacio y Marchamalo) durante más de un año y medio.

A la hora de plantear la ubicación de los equipos se tuvo que hacer frente al problema de la escasez de datos hidrodinámicos previos en la zona de estudio, ya comentada en el Cap. 1, por lo que no existía ningún criterio previo a la hora de seleccionar la mejor ubicación de la instrumentación.

En un primer acercamiento al conocimiento de la hidrodinámica lagunar se realizaron varios fondeos de corta duración (mínimo 2 días y máximo 3 meses) en aquellas zonas que, *a priori*, podrían presentar una mayor variabilidad en los datos: Mar Mediterraneo, Mar Menor y Encañizadas. Esta información resultó fundamental para

establecer la distribución final de los equipos que permitiera recoger la mayor variabilidad espacio/temporal de los datos.

5.1.1 Distribución de equipos para el estudio de las variaciones de presión

Previo al establecimiento de la ubicación definitiva de los equipos, se fondearon primero los 6 sensores de presión en el Mar Mediterráneo y posteriormente en la laguna. El objetivo de los fondeos en el primer caso era, a su vez, doble. De un lado estudiar la propagación de la marea en el Mediterráneo, y, de otro, estudiar las diferencias del nivel del mar en el eje Norte-Sur paralelo a la Manga. En cambio, el objetivo de los fondeos en el interior del Mar Menor era dimensionar las variaciones espaciales en los cambios de nivel del mar dentro del Mar Menor. Se utilizaron sensores modelo DR-1050 de RBR.

5.1.1.1 Primer diseño: Mar Mediterráneo

Tanto para estudiar la propagación de la marea, como las diferencias del nivel del mar en el eje Norte-Sur del Mediterráneo paralelo a La Manga se fondearon 6 sensores de presión, en los puntos indicados en la Figura 9 (el primero frente a la playa de La Llana y el último frente al canal de Marchamalo), a profundidades entre los 6 y 7 metros durante 3 meses (01/02/2010 - 01/04/2010).

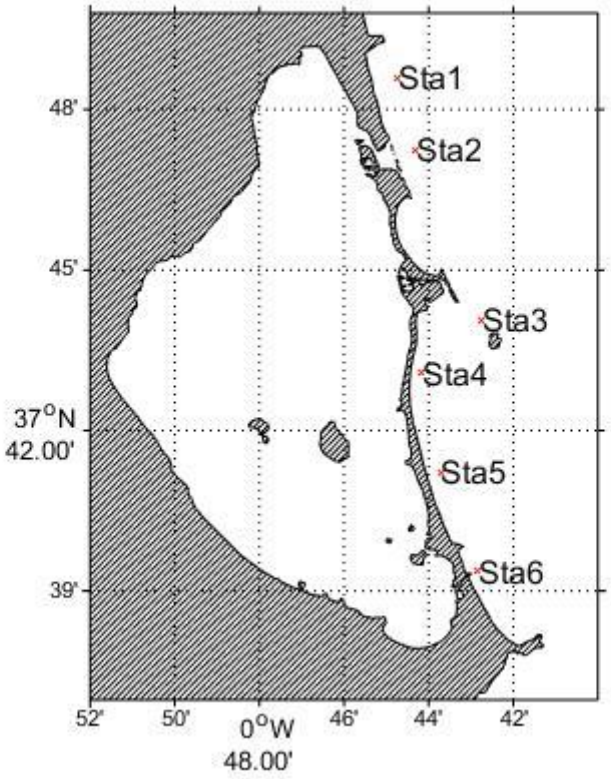


Figura 9 Ubicación de los 6 sensores de presión fondeados en la vertiente Mediterránea de La Manga.

Junto con los 6 sensores RBR, se fondearon, además, 2 sensores de ALEC Electronics, en las mismas coordenadas y simultáneamente a los sensores de las estaciones 1 y 6 de los modelos RBR. De los 8 sensores fondeados (6 RBR + 2 Alec) se recuperaron 7 (6 RBR y 1 Alec), ya que las fuertes tormentas ocurridas durante el periodo de muestreo provocaron una alta dinámica sedimentaria en el fondo que enterró por completo 5 de los 8 sensores, de los cuales se pudieron recuperar 4.

El análisis de los componentes de marea - cuya metodología se explicará posteriormente - muestra una evolución de la marea de Norte a Sur, viéndose perturbada en todos los componentes analizados en la zona del canal de El Estacio (Figura 10). Esto puede deberse a la combinación de los flujos de entrada y salida a través del canal, el efecto de la Isla de La Perdiguera y la batimetría.

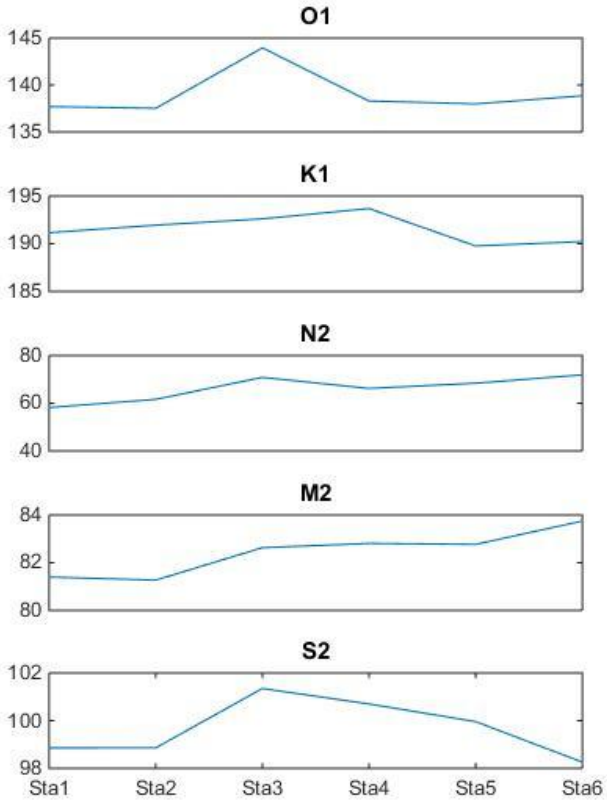


Figura 10 Fase (grados) para cada uno de los componentes de la marea estudiados en cada una de las estaciones donde se fondearon los sensores de presión en el Mediterráneo.

Los desfases obtenidos entre la estación ubicada más al Norte (Sta1) - frente a la playa de La LLana - y la ubicada más al Sur (Sta2) oscilan entre un valor mínimo de 1.18 minutos para la componente S2 y un máximo de 29 minutos para la N2, estando el resto situados en torno a 5 minutos. El efecto que produce el canal de El Estacio y la zona adyacente, también puede verse en la amplitud total de la onda de marea para cada estación (Figura 11), pudiendo observarse cómo la amplitud aumenta en esa zona con respecto a la tendencia del resto de estaciones.

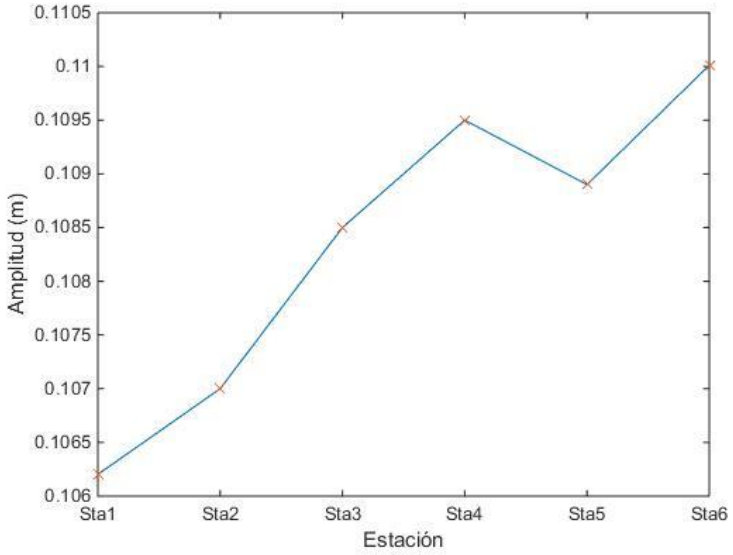


Figura 11 Amplitud de la marea (m) para cada una de las estaciones donde se fondearon los sensores de presión en el Mediterráneo.

Para ver las diferencias de nivel del Mar entre la estación situada más al Norte y más al Sur, se filtraron los datos para eliminar aquellas variaciones con periodo menor a un día (Figura 12). Aunque todos presentan un comportamiento similar, se pueden observar diferencias de hasta 0.20 m en la amplitud de las variaciones del nivel del mar entre estaciones.

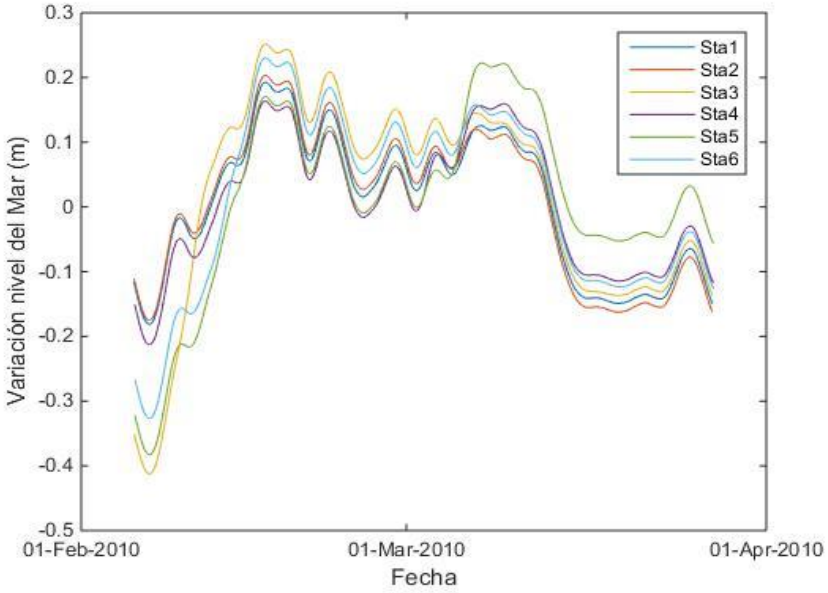


Figura 12 Variación del nivel del mar (m) - suavizada a 24 horas - en cada una de las estaciones donde se fondearon los sensores de presión en el Mediterráneo.

A partir del análisis de los datos realizados, se pueden obtener, entre otras, dos conclusiones principales. La primera es que hay que tener en cuenta la zona de influencia del canal de El Estacio sobre el nivel del mar debido a la perturbación de la onda de marea en esta zona, y que esta zona debe evitarse para el fondeo de sensores de presión para el estudio de intercambio de agua entre la laguna y el Mediterráneo. La segunda es que a pesar de que las variaciones del nivel del mar debido a las mareas presentan un comportamiento homogéneo en toda la línea de costa de La Manga, se observan diferencias en su amplitud que recomiendan el fondeo de un mínimo de dos sensores, uno al Norte y otro al Sur.

5.1.1.2 Segundo diseño: Mar Menor

Como se ha comentado anteriormente, el objetivo de este diseño fue dimensionar las variaciones espaciales en los cambios de nivel del mar dentro del Mar Menor. Para ello se fondearon, entre el 10/06/2010 y el 10/09/2010 seis sensores de presión en el interior de la laguna paralelos a La Manga (Figura 13).

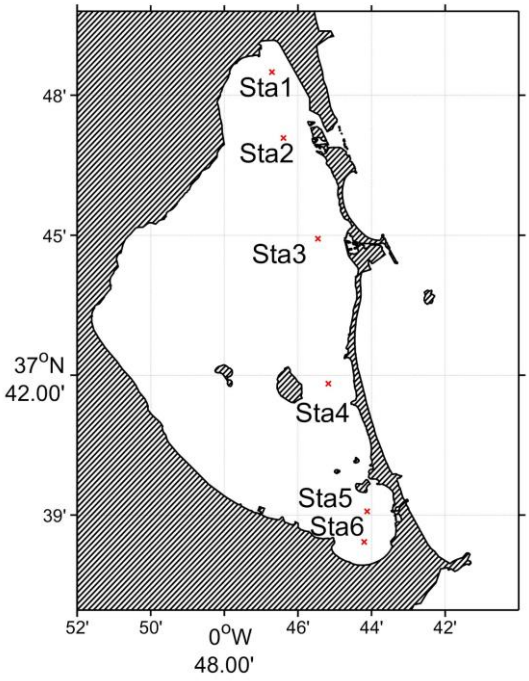


Figura 13 Distribución Norte-Sur de los sensores de presión a lo largo de la parte interna de La Manga.

Se ha realizado un análisis espectral con el fin de detectar periodicidades en la señal. Para ello previamente se han suavizado los datos a 10 minutos con el objetivo de poder recoger aquellas variaciones menores de una hora. Los resultados (Figura 14) muestran un aumento de la densidad espectral en las mismas frecuencias para todas las estaciones, pudiendo identificarse claramente una periodicidad de 24, 12 y 6 horas, y la correspondiente a sieche (menores de 2 horas). Sin embargo, la estación número 4 presenta densidades espectrales mayores que el resto. También se pueden observar diferencias entre las estaciones para periodos menores de 2 horas. Los máximos de densidad espectral no están situados en los mismos periodos para todas las estaciones.

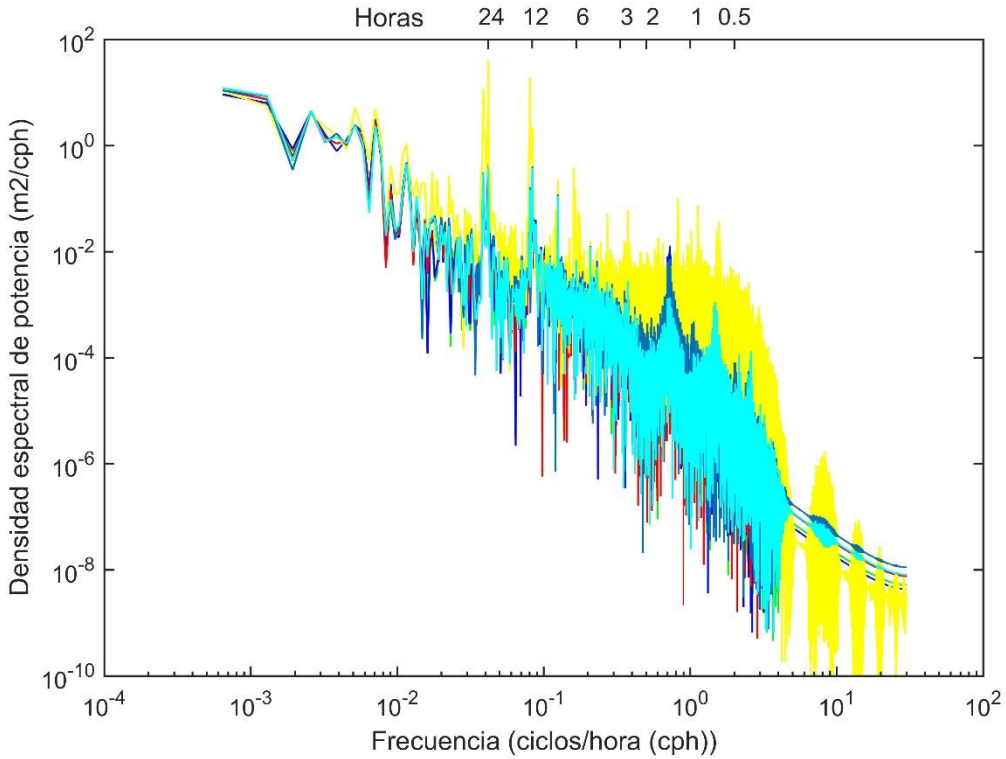


Figura 14 Análisis espectral de los datos registrados en las 6 estaciones en la parte interna de La Manga. Los datos han sido previamente suavizados diezminutalmente.

Para poder comparar las series temporales más fácilmente se han suavizado los datos a 1 hora. La comparación de los cambios de nivel del mar (Figura 15) muestra un comportamiento claramente diferente de la estación 4 respecto al resto, con amplitudes que superan en 0.1 m los valores obtenidos para el resto.

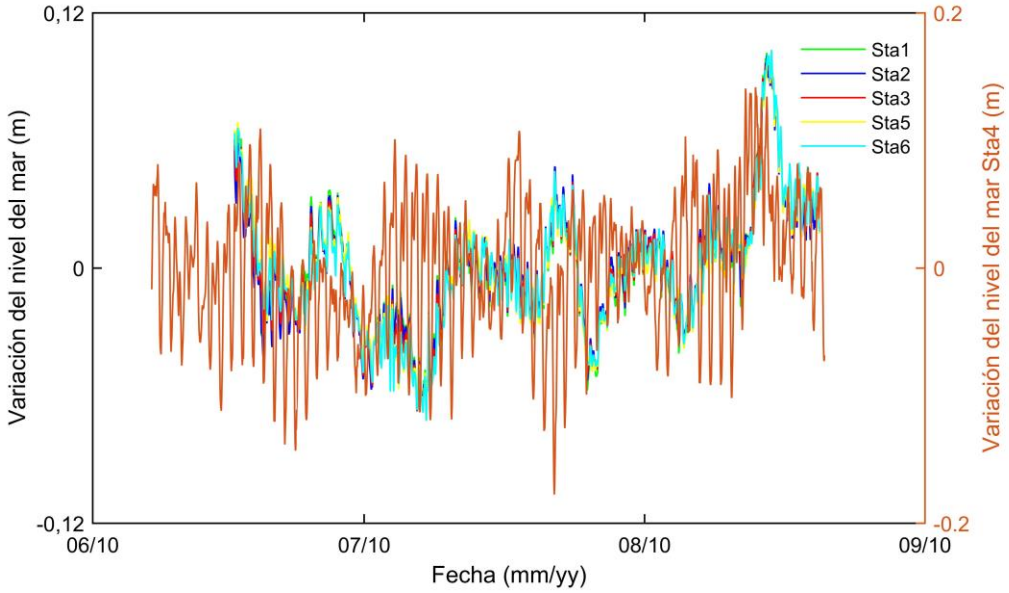


Figura 15 Variación del nivel del mar una vez suavizados los datos horariamente.

Esto es debido a la posición del fondeo (Figura 16) cercano a la lengua de arena que une la Isla de El Barón con La Manga.

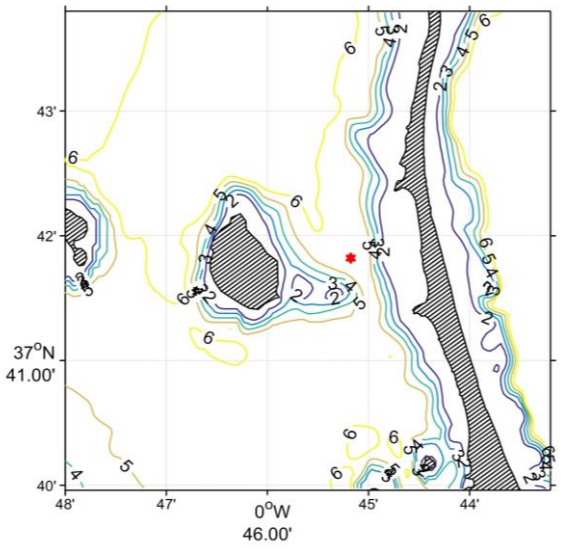


Figura 16 Ubicación de la estación 4 (estrella roja) cercana a la lengua de arena.

Todas las estaciones presentan un comportamiento similar, siendo las estaciones situadas frente a Las Encañizadas y El Estacio (Estaciones 2 y 3) las que presentan esporádicamente valores de amplitud ligeramente mayores que el resto.

Entre las conclusiones que se pueden desprender del análisis de los datos realizado están que: 1) la estación 4 presenta un comportamiento anómalo con respecto a los otras estaciones debido a la batimetría de la zona donde se observa una lengua de tierra entre la Punta de la Seca de la Isla del Barón y la Punta del Galán en la Manga (Figura 16); 2) para períodos menores de 2 horas se observan diferencias en los máximos de densidad espectral entre estaciones; 3) aunque las variaciones del nivel del mar presenta un comportamiento similar en todas las estaciones (a excepción de la 4), se pueden observar diferencias entre las situadas frente a El Estacio y Marchamalo con el resto.

5.1.1.3 Diseño final Mar Mediterráneo/Mar Menor

A la hora de establecer las coordenadas definitivas para el fondeo de cada sensor se tuvo en cuenta que los ADCP también van equipados con un sensor de presión. El análisis de los datos registrados en los fondeos previos permitió establecer una serie de criterios para determinar las ubicaciones de los equipos: la ubicación de un mínimo de dos sensores en la vertiente Mediterránea, uno al Norte y otro al Sur de La Manga; la necesidad de situar un sensor dentro del Mar menor frente a cada uno de los canales de comunicación, además de otro entre la Isla del Barón y La Manga, y emplazar equipos cercanos a la costa occidental del Mar Menor con el objetivo de registrar las elevaciones del nivel del mar debido al empuje del viento.

Todos los sensores de situaron sobre una cota batimétrica en torno a los 4 metros, a excepción del emplazado entre la Isla Perdiguera y la de El Barón. La nomenclatura seguida para las estaciones ubicadas dentro del Mar Menor ha sido nombrarlas con MM y a las del Mediterráneo por MED, en ambos casos seguido por un número para su diferenciación. En la Figura 17 se muestran las posiciones definitivas de los sensores, estando los correspondientes a ADCPs marcados como un círculo de color verde.

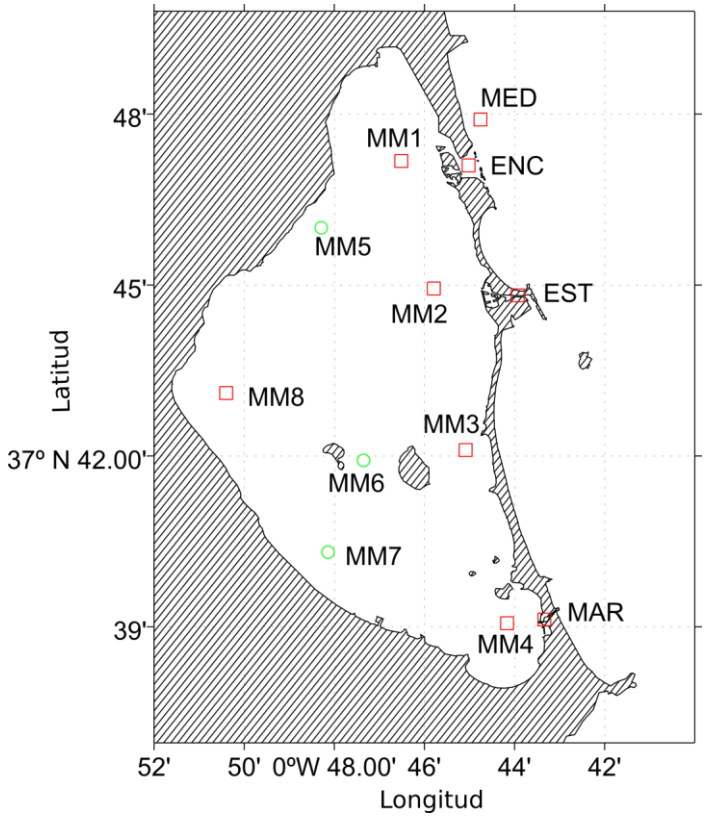


Figura 17 Distribución definitiva de los sensores de presión (cuadrados rojos) y ADCPs (circunferencias verdes).

5.1.2 Distribución de equipos para el estudio de las corrientes.

Se distribuyeron un total de 6 ADCPs repartido entre la laguna y los canales de comunicación, con el objeto de conocer la hidrodinámica lagunar y los flujos a través de los canales. El criterio seguido para su ubicación dentro del Mar Menor fue el de situarlos en los puntos en los que cabría esperar unas corrientes más altas (línea de costa de San Javier y Los Urrutias) o en aquellas zonas en las que la morfología lagunar pudiera tener un efecto notable sobre las corrientes (zona entre las Islas). De otro lado, para su ubicación en El Estacio y Marchamalo se buscaron zonas con una sección atravesada homogénea y con perfiles lo más rectilíneo posible. Sin embargo, a la hora de abordar su emplazamiento en Las Encañizadas, debido a su batimetría heterogénea, presencia de numerosos canales y zonas inundables, fue necesario realizar varios fondeos experimentales previos a establecer el punto definitivo. El objetivo de estos fue localizar aquel emplazamiento más representativo del flujo a través de ellas tal y como se comentará posteriormente.

5.1.2.1 Mar Menor

Se situó un correntímetro en cada una de las vertientes occidentales de la laguna y otro entre las islas del Ciervo y del Barón. Tal y como se ha descrito anteriormente, la selección de estos puntos se realizó con el objetivo de muestrear en aquellas zonas en las que se esperaba registrar los mayores valores de corriente y que permitieran describir los procesos hidrodinámicos lagunares. En la Figura 18 se muestran la ubicación de los 3 ADCPs.

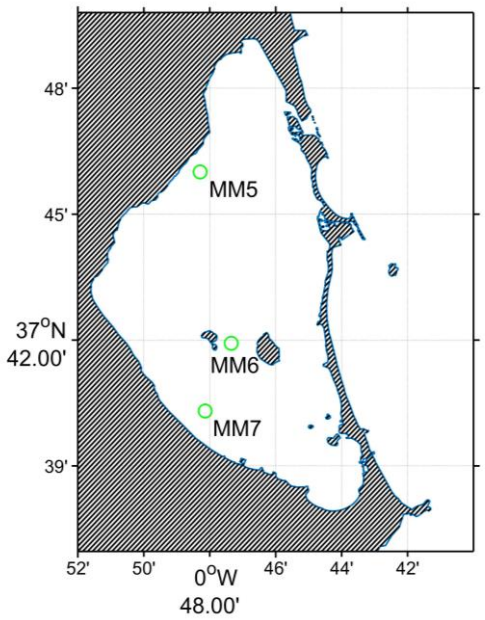


Figura 18 Posiciones en las que se fondearon los ADCPs dentro de la laguna.

Los equipos MM5 y MM7 se fondearon sobre una cota aproximada de 4 metros mientras que el MM6 sobre un fondo superior a los 6 metros. Los equipos se configuraron con los parámetros mostrados en la Tabla 1.

Tabla 1 Configuración de los ADCP fondeados dentro de la laguna.

Intervalo del perfil	*600 sec*	**Tamaño de celda**	*0.50 m*
Número de celdas	*11*	**Distancia del blanco**	*0.20 m*

5.1.2.2 Las Encañizadas

Las Encañizada configuran un sistema de canales y zonas inundables con diques interpuestos que producen un patrón de circulación complejo. Debido a su escasa profundidad y extensión se hicieron necesarias una serie de pruebas para determinar tanto la viabilidad de los correntímetros a utilizar como su ubicación óptima. La primera consistió en una prueba de viabilidad de los correntímetros Aquadopp High Resolution (HR) (de Nortek). Seguidamente se realizaron dos campañas de fondeo, una con cuatro y otra con cinco correntímetros para tener una primera aproximación al patrón de corrientes dentro de Las Encañizadas. A continuación se describen cada una de estas campañas.

Para asegurar la validez de los datos registrados se situó un equipo HR (Figura 19) en aguas muy someras de Las Encañizadas. Debido a la facilidad de acceso a la zona, y para evitar robo del equipo el fondeo sólo se mantuvo durante 2 horas en uno de los canales existentes en la zona Sur de Las Encañizadas (Figura 19).

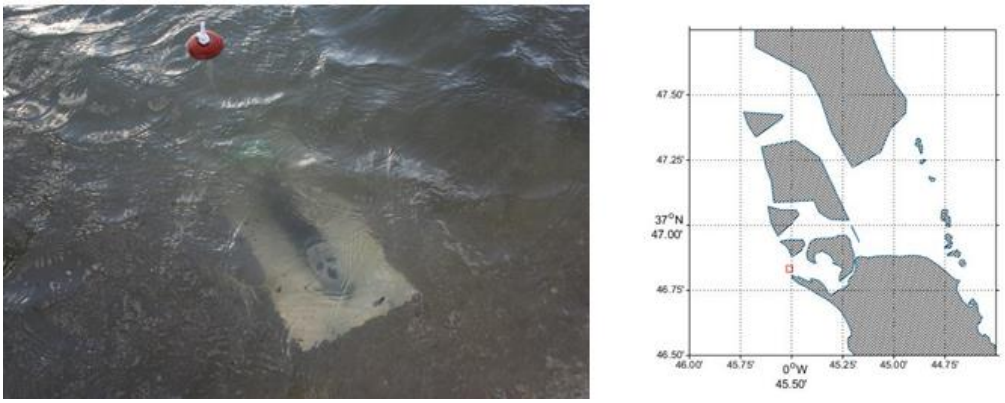


Figura 19 Fotografía del correntímetro modelo Aquadopp HR y localización del fondeo en Las Encañizadas para comprobar la validez de los datos registrados.

Una vez comprobada la validez de los resultados se establecieron las coordenadas del fondeo. Las características de la zona suponen una dificultad añadida a esta tarea: desconocimiento previo del comportamiento de las corrientes en su interior; fondo fangoso que dificulta la movilidad por la zona y el anclaje de los sensores; aguas muy someras, en torno a los 30 cm de profundidad, que imposibilita el uso de la embarcación para los fondeos y facilidad de acceso al instrumental por personas ajenas al proyecto. Para resolver algunos de estos problemas se realizó el 30/07/2010 una

campaña de 6 horas de duración con 4 de los correntímetros. En la Figura 20 se muestran las posiciones (cuadrados rojos) en que se fondearon los correntímetros.

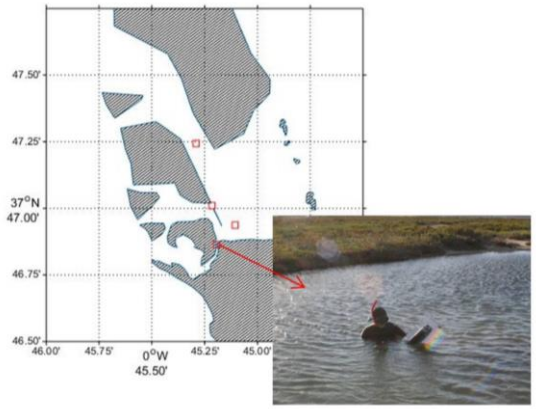


Figura 20 Ubicación (cuadrados rojos) de los 4 correntímetros fondeados durante el segundo fondeo experimental. A la derecha se puede ver una foto de la maniobra de extracción de uno de los ADCP.

Finalmente se realizó un segundo experimento consistente en el fondeo de cinco correntímetros en las posiciones que se observan en la Figura 21 durante dos días (3-4/10/2010). Se situaron tres correntímetros en los principales canales de comunicación Mar Menor – Mar Mediterráneo dentro de Las Encañizadas y dos en al área de Las Encañizadas cercana a los afloramientos rocosos. Durante este fondeo, uno de ellos fue desplazado de su ubicación original por algún desconocido y otro estuvo a punto de ser robado por un buceador. A la vista de estos actos vandálicos se tuvieron que rediseñar las estructuras de fondeo haciéndolas mucho más pesadas y buscando una ubicación que dificulte el acceso.

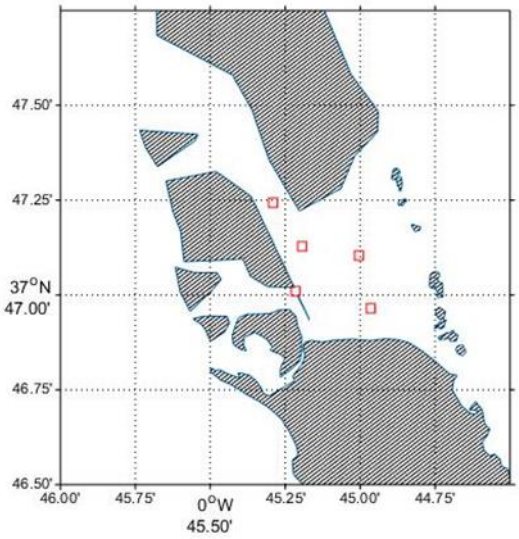


Figura 21 Ubicaciones de los 5 correntímetros fondeados para la segunda prueba realizada en Las Encañizadas.

Una vez puestos en evidencia los problemas para el fondeo de los correntímetros, y tras tener una perspectiva de la compleja circulación interna, el equipo se ubicó en una posición suficientemente alejada y lo más equidistante posible de la costa, alejada de los canales internos, a una profundidad de 2.5 metros, en una zona de menor acceso para pescadores y buceadores, con el fin de evitar actos vandálicos (Figura 22). En la Tabla 2 se presenta la configuración de los sensores.

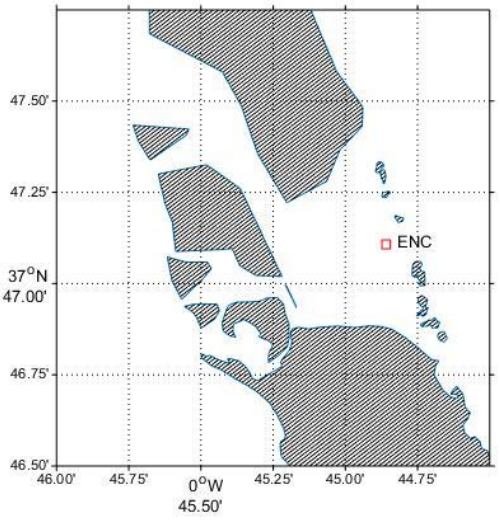


Figura 22 Posición definitiva del correntímetro de Las Encañizadas.

Tabla 2 Configuración del ADCP fondeado en Las Encañizadas.

Intervalo del Perfil	*600 sec*	**Tamaño de celda**	*0.30 m*
Número de celdas	*8*	**Distancia de blanco**	*0.20 m*

5.1.2.3 El Estacio

La morfología recta y con un fondo casi homogéneo del canal de El Estacio facilitó la tarea de selección de las coordenadas de fondeo. Para ello se eligió el tramo de canal recto que presentase una mayor longitud, pudiendo verse en la Figura 23 su ubicación en una profundidad de 5.6 m.

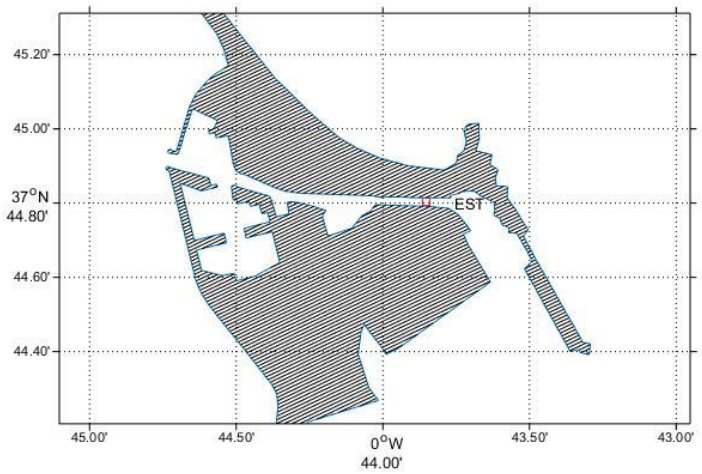


Figura 23Ubicación del correntímetro fondeado en el canal de El Estacio (EST).

En la Tabla 3 se muestra la configuración del equipo fondeado en El Estacio.

Tabla 3 Configuración del correntímetro fondeado en El Estacio.

Intervalo del Perfil	*600 sec*	**Tamaño de celda**	*0.50 m*
Número de celdas	*11*	**Distancia de blanco**	*0.20 m*

5.1.2.4 Marchamalo

Debido a la poca profundidad (0.5 m) en la mayor parte del canal se fondeó el equipo en aquella que presentaba una mayor profundidad (3 m), aunque su ubicación idónea habría sido en un tramo más recto del canal, se seleccionó este punto para minimizar las posibilidades de manipulación o robo del correntímetro. En la Figura 24 se puede observar el punto en el que se fondeó, cuya configuración se muestra en la Tabla 4.

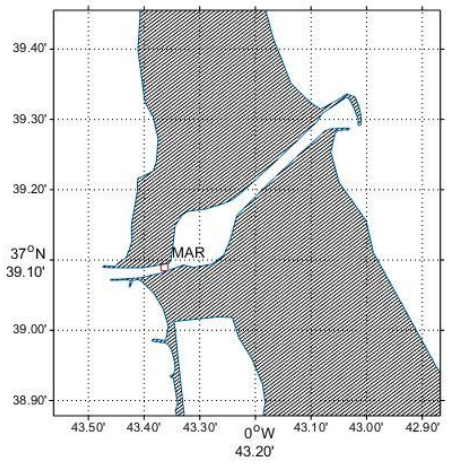


Figura 24 Posición del correntímetro fondeado en el canal de Marchamalo.

En la Tabla 4 se muestra la configuración del equipo fondeado en Marchamalo.

Tabla 4 Configuración del correntímetro fondeado en Marchamalo.

Intervalo del perfil	*600 sec*	**Tamaño de celda**	*0.30 m*
Número de celdas	*8*	**Distancia de blanco**	*0.20 m*

5.1.3 Cronograma

Durante el periodo de fondeo surgieron diversos problemas: fallo en los equipos, desplazamientos de los mismos y obras de dragado que impidieron el fondeo del sensor en el canal de Marchamalo durante las mismas. A continuación se muestra un cronograma con los periodos de registro de datos y los incidentes registrados en cada uno de ellos (Figura 25).

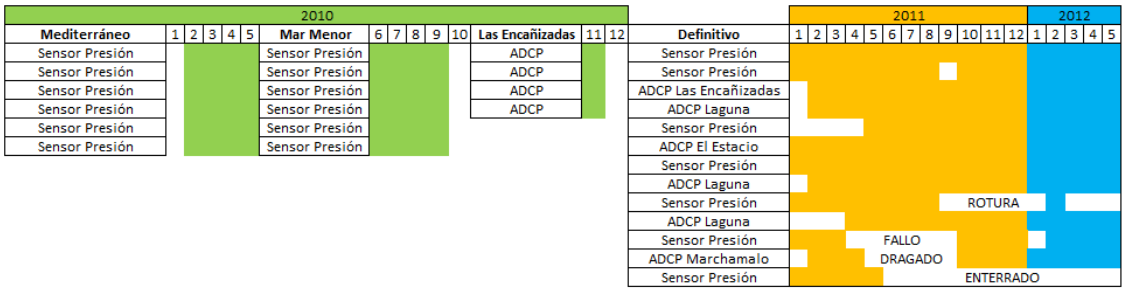


Figura 25 Cronograma de los fondeos realizados entre el 2010 y el 2012 en la laguna del Mar Menor y el Mediterráneo adyacente.

El cambio de pilas y la extracción de los datos registrados se hacía con una periodicidad diferente para cada uno de los equipos. Durante los primero 6 meses de fondeo de los ADCP mensualmente se procedía al cambio de las pilas y extracción de los datos, a partir de ese tiempo pasó a ser trimestral, el intervalo para los sensores de presión fue trimestral durante todo el periodo de estudio.

5.1.4 Descripción de los equipos y metodología de los fondeos

Una vez determinados los puntos de fondeo se procede a describir la elección de los sensores y el diseño de las estructuras de fondeo.

La selección de los sensores de presión estuvo determinada principalmente por la poca profundidad del Mar Menor y los pequeños rangos de variación del nivel del mar dentro de la laguna.

5.1.4.1 Sensores de presión

Como se ha comentado, la elección del modelo de sensor de presión vino marcada por dos factores determinantes: precisión y rango de trabajo en aguas someras. La precisión viene, a su vez, marcada por el fondo de escala, entendiéndose éste como la diferencia entre el máximo y el mínimo valor registrable. Tras un estudio comparativo de mercado se seleccionó el modelo DR-1050 de RBR (Figura 26) por su mayor precisión, al estar preparado para rangos de profundidades menores, es decir, disponer de un fondo de escala menor, siendo este sensor de tipo absoluto, lo que quiere decir que registra las variaciones total de presión, contemplando las variaciones atmosféricas y las debidas a cambios en el nivel del mar. Además de estos, también se usaron los equipados en los correntímetros usados (Aquadopp 2Mhz) descritos más adelante, también de tipo absoluto. Las características de ambos sensores se muestran en la Tabla 5.

Tabla 5 Características de los sensores de presión usados.

	RBR DR-1050	*Aquadopp 2Mhz*
Rango	0-10 m	0-100
Exactitud	0.05% rango	0.5 % rango
Precisión	0.001% rango	0.0055 rango



Figura 26 Fotografía de los 6 sensores de presión RBR DR-1050 adquiridos

El tipo de sensor a fondear y su ubicación determinaron el tipo de estructura de fondeo sobre la que había que montarlos, debiendo cumplir como mínimo los siguientes requisitos: asegurar que el sensor permanecerá inmóvil en el fondo y no se desplazaran por efecto de las corrientes; pasar lo más desapercibidas posible para evitar actos vandálicos sobre los instrumentos, incluyendo la posibilidad de robo; y en el caso de ser descubiertas que fuera de difícil extracción.

Para el fondeo de los sensores de presión se construyeron 6 muertos de cemento de dimensiones aproximadas 30x20x15 cm, atravesado por un tubo de PVC en el que se alojó el sensor (Figura 27). Una vez introducido el sensor, el tubo quedaba tapado por dos planchas atornilladas, también de PVC a cada lado, dificultando su extracción. Los muertos se señalizaron con una pequeña boya a media agua para facilitar su localización por los buceadores para el cambio de pilas y recogida de la información registrada (Figura 27).



Figura 27 Señalización de fondeo de un sensor de presión mediante una boya.

Este tipo de muertos ha resultado ser de utilidad excepto para fondos arenosos del Mar Mediterráneo, en los que el movimiento de arenas por las corrientes llegó a sepultarlos dificultando su posterior localización. Para contrarrestar este efecto se

diseñó un segundo tipo de estructura consistente en un neumático de automóvil relleno de hormigón en el que se situó un tubo de PVC vertical en el centro, en el que se introdujo el sensor tapándolo convenientemente. De esta forma quedaba elevado para evitar que se sepultara completamente en la arena. A pesar de ello, el sensor situado en la zona Sur de la vertiente Mediterránea de La Manga quedó casi sepultado, siendo necesaria la colaboración de buceadores especializados para su extracción (Figura 28).



Figura 28 Recuperación por buceadores especializados de uno de los sensores enterrado por la arena.

5.1.4.2 Correntímetros

Las características de las ubicaciones en las que situar los correntímetros marcaron también la elección del modelo. Dos de ellos deberían situarse, *a priori*, en zonas muy someras (0.5 m) de Las Encañizadas y Marchamalo, por lo que la distancia del blanco (zona cercana al correntímetro en la que no se registran datos) resultó ser un factor limitante, ya que en muchos casos era mayor de 0.5 metros. Por tanto, a la hora de la selección se tuvo en cuenta tanto la capacidad de medir en aguas muy someras (2 Hz) como que tuviera una distancia de separación entre capas en torno a los 20 mm. Con estas condiciones se seleccionó el modelo Aquadopp de Nortek (Figura 29). En la Tabla 6 se muestran algunas de las características de este equipo.

Tabla 6 Características de los ADCP Aquadopp 2Mhz

Rango de velocidad	*±10 m/s*
Precisión	*1% del valor medido ±0.005 m/s*



Figura 29 Correntímetros modelo Aquadopp (Nortek). Dos de ellos configurados como HR.

Las estructuras de fondeo para los ADCPs debían de cumplir, además de las características de los de presión, el requisito de ser amagnéticos para impedir la interferencia con la brújula magnética interna.

Dependiendo del periodo de tiempo de fondeo y ubicación se realizaron diferentes tipos de estructuras. Para fondeos de corta duración (máximo 1 día) en el que el correntímetro esté controlado en todo momento, se utilizó una base de aluminio de 2 mm con tamaños 1 m de largo y 0.6 de ancho, quedando señalizadas por una pequeña boya en superficie (Figura 30 A).

La primera estructura de fondeo para el canal de El Estacio se diseñó como una placa de aluminio de 4 mm de grosor sobre la que se sitúa el correntímetro dentro de un tubo de PVC con una función protectora a la que se añadieron dos pesos de 5 Kg cada una, siendo el peso total de la estructura en torno a los 13 kg (Figura 30 B). Esta

estructura estuvo fondeada por un tiempo, pero hubo que cambiarla al encontrarla en una ocasión desplazada e invertida por la acción de sedales de los pescadores.

Finalmente se diseñó y fabricó una misma estructura para todos las estaciones, siendo esta una estructura modular pesada que permitía: ser instalada sin necesidad del uso de equipo especial o embarcaciones con grúa; la recuperación del sensor cada vez que sea necesario su mantenimiento y la extracción de los datos registrados; ser retirada del punto de fondeo una vez finalizada sin necesidad de equipo especial o una embarcación con grúa; tener un peso mayor de 100 kg que impida que sea robada o movida y que no interfiera con los datos registrados. Se fabricaron 6 muertos de cemento, con unas dimensiones aproximadas de 1x0.5x0.4 m y un peso superior a los 150 Kg. Estos bloques estaban atravesados por un tubo de PVC en el que se alojó el correntímetro con un orificio final que permitía la medición de las corrientes sin interferencias magnéticas (Figura 30 C).

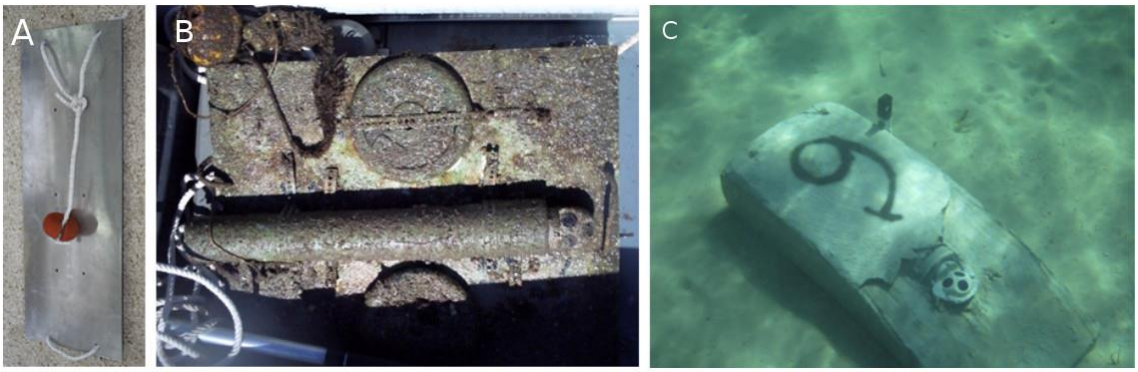


Figura 30 Estructuras de fondeo para los ADCPs.

5.1.5 Datos meteorológicos

La información meteorológica usada se ha obtenido de la estación meteorológica de San Javier perteneciente a la Agencia Española de Meteorología (AEMET), facilitando datos de viento, humedad relativa, presión atmosférica y temperatura del aire. Estos datos fueron facilitados entre los años 2010 y 2012 con una periodicidad de diez minutos.

Los datos de viento se expresan siguiendo la convención oceanográfica, por la cual se indica la dirección hacia la que sopla. El área de estudio se caracteriza por vientos 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 muestra que el eje NE-SO representa el 67% de la varianza total del viento. Diferenciamos 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, y aquellos (no locales) cuya génesis radica en zonas alejadas del área dónde se han registrado, pudiendo presentar diferentes direcciones. La Figura 31 muestra la rosa de vientos de este periodo.

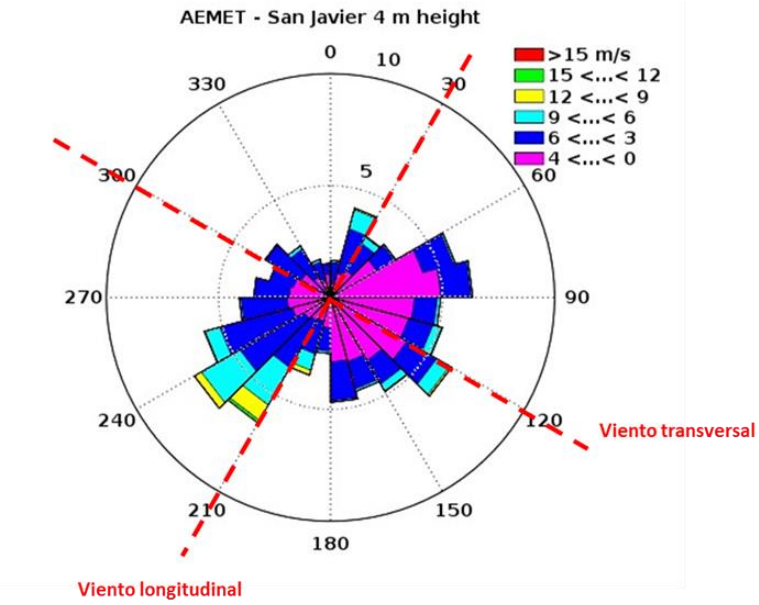


Figura 31 Rosa de vientos de la estación de la AEMET de San Javier entre los años 2010-2012. Las líneas rojas indican los nuevos ejes de rotación y la nomenclatura para cada uno de los vientos.

Mediante la rotación de ejes situaremos 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. Esta terminología será aplicada durante el resto del estudio, refiriéndonos por tanto como viento longitudinal al que está situado paralelo a la costa de San Javier y transversal al perpendicular a esta.

El análisis de la densidad espectral de potencia (Figura 32) muestra, para el viento una periodicidad clara a las 12/24 horas, pudiendo ser debido a las brisas marinas.

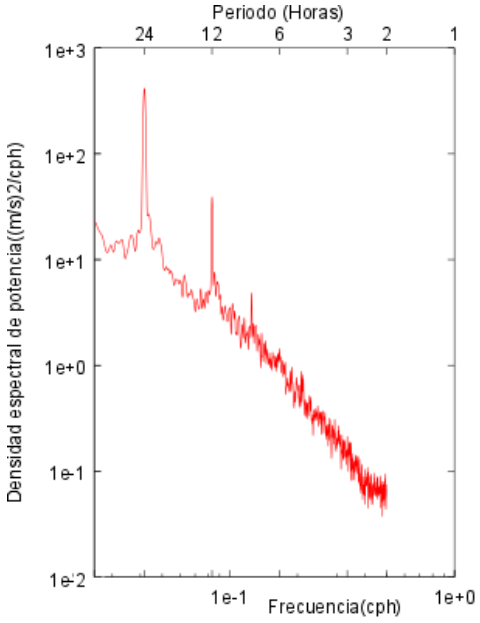


Figura 32 Densidad espectral de potencia obtenida para el viento registrado en la estación de San Javier entre los años2010 y 2012.

La densidad espectral de potencia obtenida para la presión atmosférica (Figura 33) 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 al ser el causante de las brisas marinas (periodicidad 12/24 h) los cambios en la presión debido a diferencias de temperatura.

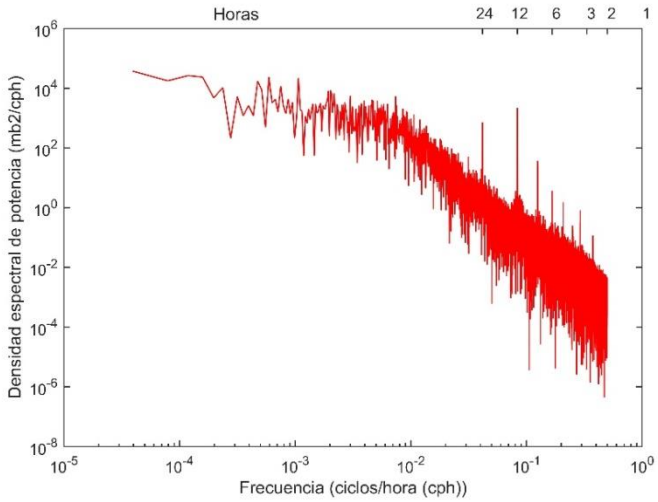


Figura 33 Densidad espectral de potencia obtenido para la presión atmosférica.

La temperatura del aire presenta un amplio rango de variación (Figura 34), entre los -1.8ºC registrados el 1/12/2010 y los 37.9 del 28/06/2012.

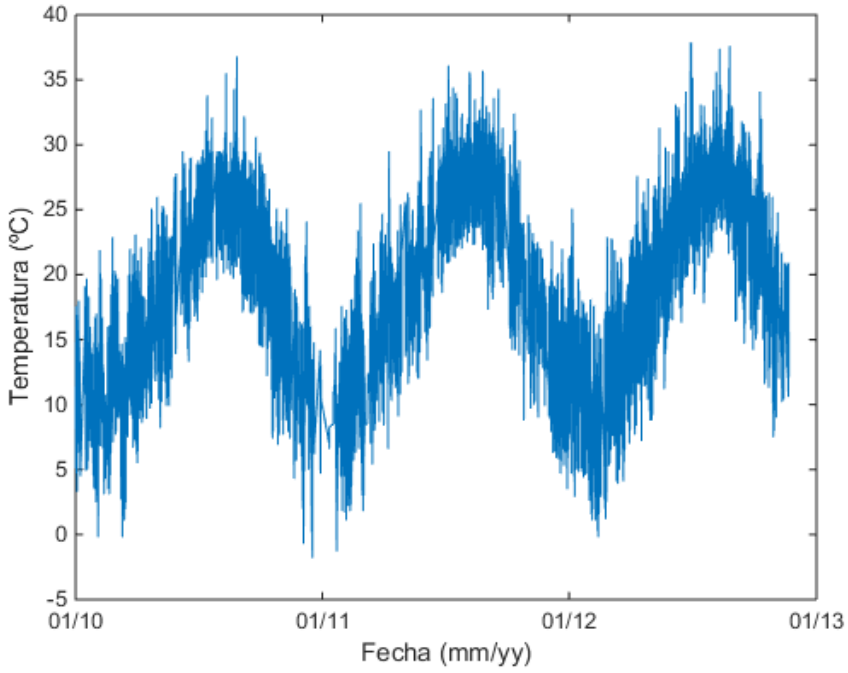


Figura 34 Temperatura del aire registrada en la estación meteorológica de San Javier entre el año 2010 y el 2013.

5.2 Análisis de datos

El análisis de los datos empíricos registrados (nivel del mar y corrientes) se realizaron siguiendo los procedimientos descritos por Emery & Thomson (2001) y Koutitonsky (2007) para el análisis de series temporales en oceanografía física y lagunas costeras respectivamente. Para ello se han usado rutinas, tanto propias como desarrolladas por terceros para los programas OCTAVE (Eaton et al. 2015) y MATLAB 2014 (The MathWorks, Inc.). Según el tipo de datos (corrientes o nivel del mar) se han aplicados diferentes técnicas de análisis, siendo previamente tratados para eliminar aquellos datos considerados erróneos.

5.2.1 Preprocesado de los datos

Tal y como se comentó, los sensores de presión usados son del tipo absoluto, lo cual quiere decir que registran el sumatorio de las variaciones de presión debidas a los cambios de presión atmosférica y a las variaciones del nivel del mar. Con el objetivo de utilizar los datos provenientes de cambios en la altura de la columna de agua, se tuvieron que corregir los datos de presión registradas sustrayendo el efecto de la presión atmosférica sobre los mismos, usando para ellos los datos registrados en la estación meteorológica del Aeropuerto de San Javier, a orillas del Mar Menor.

A pesar del peso de los bloques de fondeo fabricados y de su ubicación en zonas no accesibles fácilmente, varios de ellos fueron desplazados ligeramente de sus posiciones por buceadores o pescadores, lo que obligó a corregir manualmente los datos para compensar los pequeños cambios en la profundidad de fondeo. Además, todos los datos fueron revisados visualmente para eliminar cualquiera que presentase un comportamiento anómalo.

Los datos de corriente fueron preprocesados siguiendo el mismo protocolo de los datos de presión, eliminando los que presentaran valores erróneos. Además, siguiendo las indicaciones del fabricante (Aquadopp Current Profiler User Guide, 2008) se eliminaron los registros con valores de amplitud del ruido de retorno menores de 30 dB en cualquiera de su haces.

5.2.2 Filtrado

Un filtro es una función matemática que permite eliminar los valores de un rango de frecuencia determinado. Los filtros pasa baja dejan pasar las bajas frecuencias eliminando los valores de las altas frecuencias. Los de pasa alta, por el contrario, elimina las bajas frecuencias. Así, para el estudio de fenómenos de baja frecuencia (periodos mayores de 24 horas) se filtraron las series de datos para eliminar aquellas oscilaciones menores de este intervalo. Algunos ejemplos de filtros utilizados en oceanografía son los de *Butterworth* o los de *Chebyshev* (Emery & Thomson 2001). Aquí se han utilizado filtros de media móvil de Godin (1972) (Ecuación 5), uno de los filtros más usados en el tratamiento de series de datos oceanográficos con el que se filtran las oscilaciones menores a una frecuencia determinada.

Ecuación 5

$$\left\{A_{n+1}^2 \quad \frac{A_n}{\lfloor (n+1)n \rfloor}\right\}$$

Mediante el suavizado que proporciona este filtro se elimina el riesgo de "*aliasing*" (creación de oscilación artificial en la serie al decimar sobre una serie sin filtrar previamente) en los datos. Según el tipo de análisis a realizar se utilizan rangos de suavizado diferentes, por ejemplo: para el análisis de la marea se realiza un filtrado horario, eliminando las oscilaciones con periodos menores a una hora, mientras que para estudiar las variaciones del nivel del mar de baja frecuencia, los datos horarios se han suavizado a un periodo de 34 horas (Koutitonsky 2007), obteniendo una serie de datos con las variaciones menores a 1 día filtradas.

5.2.3 Análisis en el dominio del tiempo

5.2.3.1 Componentes principales y rotación de ejes

Una de las técnicas más utilizadas a la hora de recoger la máxima varianza de los datos es la denominada Análisis de Componentes Principales, siendo comúnmente conocida en oceanografía por EOF (Empirical Orthogonal Functions). Esta técnica se

utiliza para identificar aquellos parámetros que recogen la mayor varianza de los datos (Emery & Thomson 2001; Luettich et al. 2002), reduciendo así el número de variables a analizar sin una pérdida significativa de información. En nuestro caso, el análisis de componentes principales se ha utilizado sobre los componentes U (Este-Oeste) y V (Norte -Sur) de la corriente, con el objetivo de conocer el ángulo del eje (Θ) en que se recoge la mayor varianza de la corriente registrada. Una vez conocido éste se han rotado los ejes U y V a unos ejes nuevos U' y V' (Ecuación 6). Mediante esta transformación se generan nuevos ejes que explican la mayor parte de la varianza en los datos (ejemplo en Figura 35).

Ecuación 6

$$u' = u * cos(\Theta) + v * sin(\theta)$$
$$v' = -u * sin(\Theta) + v * cos(\theta)$$

En zonas costeras el primer eje principal, que explica la mayor varianza, se sitúa comúnmente paralelo a la costa, quedando el segundo eje principal perpendicular a ella. Aquí, y a la hora de analizar los datos, tras la rotación de ejes, se hablará de corrientes longitudinales, discurriendo paralelas a costa, y corrientes transversales, perpendicular a ella.

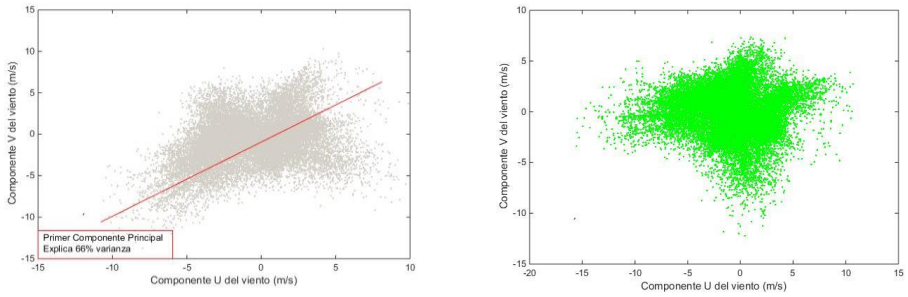


Figura 35 Izquierda: Componentes u y v del viento, la línea roja representa el primer componente principal. Derecha: datos de viento rotados el ángulo correspondiente al primer componente principal.

5.2.3.2 Correlación cruzada

El coeficiente de correlación de Pearson (r_{xy}) (Ecuación 7) entre dos conjuntos de datos *Xn* e *Yn* proporciona una medida de la similitud de su distribución.

Ecuación 7

$$R_{xy} = \frac{\sum_{n=1}^{N} (x_n - \bar{x}) \cdot (y_n - \bar{y})}{\sqrt{\left[\sum_{n=1}^{N} (x_n - \bar{x})^2 \cdot \sum_{n=1}^{N} (y_n - \bar{y})^2\right]}}.$$

Presenta dos características destacables: es adimensional y puede variar entre -1 y 1. El coeficiente de determinación (r^2) expresa el porcentaje de varianza (%) de la variable dependiente explicado por la variable independiente y es equivalente al cuadrado de *r*. Aquí se ha utilizado el nivel de confianza estadística (p) del 99 % ($p< 0.01$).

Cuando se trabaja con series temporales de datos resulta de interés establecer la función de autocorrelación, para detectar periodicidades en una misma serie, y la función de correlación cruzada para detectar similitudes entre series y su desfase. La función de correlación cruzada permite, por ejemplo, determinar los desfases entre los cambios en la presión atmosférica y las variaciones consecuentes del nivel del mar o los vientos y las corrientes.

5.2.4 Análisis en el dominio de las frecuencias

El objetivo de los análisis en el dominio de las frecuencias es detectar las frecuencias dominantes en una serie e identificar las correlaciones entre las frecuencias de dos series de datos (Koutitonsky 2007). En el caso de las mareas, donde se conocen *a priori* las frecuencias dominantes (componentes de marea) se ha realizado un análisis para conocer su influencia, mientras que, para otros fenómenos, como por ejemplo los Seiches, es necesario estudiar todo el espectro de frecuencias para identificar donde se concentra la mayor energía. Al igual que las correlaciones realizadas en el dominio del tiempo, una vez identificados los espectros de frecuencia de dos series de datos, se puede obtener la correlación de ambas, denominándose a este análisis de coherencia y fase, permitiendo conocer cómo se relacionan dos fenómenos de igual frecuencia y el desfase existente entre ambos. Existen otras técnicas de análisis en el campo de las frecuencias usados habitualmente en oceanografía, tales como los *wavelets*, mediante

los cuales se pueden identificar en el tiempo patrones de repetición de eventos a una determinada frecuencia. Sin embargo, los trabajos de análisis previos realizados con esta técnica no aportaron ninguna información destacable no obtenida previamente por los métodos más clásicos anteriormente enumerados.

5.2.4.1 Análisis de mareas

El análisis de la marea se ha realizado siguiendo la metodología expuesta por (Pugh 1996) utilizando para ello la rutina para MATLAB/OCTAVE T-Tide (Pawlowicz et al. 2002) que aplica la metodología de análisis de armónicos clásico descrita por Foreman (1977) y Godin (1991). En el análisis de mareas se han considerados solamente aquellos constituyentes con una amplitud y fase significativas con un nivel de confianza mayor del 95%. Para cada uno de los componentes se ha calculado la relación señal/ruido, que indica la proporción de la señal que puede ser atribuida a ruido en el registro. Sólo se han considerado aquellos componentes con un relación mayor de 2 (Pawlowicz et al. 2002), estando marcados con un asterisco en las tablas de marea mostradas a lo largo de este trabajo. De entre estos, se han considerado tanto los principales diurnos y semidiurnos (O1, K1, N2, M2, S2) como los de aguas somera (M3, SK3, MN4, MS4, M6).

5.2.4.2 Densidad espectral de potencia

Los coeficientes de Fourier de la serie temporal analizada nos permite obtener el espectro de la densidad de energía, siendo la densidad espectral de potencia el cuadrado de la amplitud de estos, que, a su vez, representan la varianza, y por tanto la energía, en una serie (Emery & Thomson 2001).

Con los espectros de densidad de potencia identifica la presencia de patrones cíclicos en las series. Este tipo de análisis se ha utilizado previamente en el Mar Menor para detectar fenómenos como seiche, mareas o de barómetro invertido (p.e. Arévalo, 1988).

5.2.4.3 Coherencia y fase

El análisis de coherencia y fase, en el dominio de la frecuencia, corresponde al análisis de correlación cruzada en el dominio del tiempo, siendo esta técnica muy usada a la hora de buscar correlaciones entre fenómenos periódicos (Smith 1983; Koutitonsky et al. 2002). Cada una de las series a comparar se divide en un número de intervalos establecido por el usuario calculando la densidad espectral de potencia para cada uno de ellos y obteniéndose la media para cada frecuencia. A partir del espectro obtenido de las medias de cada serie se puede calcular la correlación entre ellos, llamada coherencia y el desfase entre cada frecuencia. En este trabajo se toman como datos significativos aquellos que presentan una coherencia mayor que el límite nivel de confianza del 95%.

5.3 El modelo ROMS

La información ofrecida a partir del análisis de los datos registrados, nivel del mar y corrientes, permiten describir la hidrodinámica de las zonas en las que fueron fondeados. Sin embargo, esta metodología presenta una serie de inconvenientes, tales como la ausencia de información en aquellas zonas alejadas del punto de fondeo y el hecho de disponer sólo de información durante el periodo de registro y en las condiciones que se dieron. Para solventar estos inconvenientes se empezaron a usar en los años 70 modelos numéricos hidrodinámicos que permitían obtener una visión global de toda la zona a estudiar y trabajar bajo escenarios de interés, siendo a partir de los años 90 cuando se extendió su uso.

Sin embargo, los modelos numéricos son herramientas que requieren de conocimientos teóricos previos que permitan abordar con éxito cada una de las fases previas a la obtención de los resultados: implementación del modelo; establecimiento de las condiciones bajo las que se ejecutará el modelo (batimetría, resolución espacial y temporal o los forzantes a usar); calibración para ajustar diferentes parámetros como, por ejemplo, el coeficiente de difusión turbulenta o el de rozamiento con el fondo; y, por último la validación, que permite, mediante la comparación con datos reales,

conocer cuál es la capacidad efectiva de simulación hidrodinámica del modelo en un área determinada.

Una decisión clave a la hora de abordar cualquier trabajo que implique simulaciones numéricas es la elección del modelo a utilizar. En este trabajo se adoptó la elección del modelo Regional Ocean Model System (ROMS) como herramienta más apropiada para abordar el estudio de la hidrodinámica del Mar Menor, así como el intercambio de agua con el Mar Mediterráneo.

Previo a la decisión de adoptar este modelo se realizó un estudio comparativo de los modelos oceánicos costeros más utilizados actualmente y disponibles, tanto de libre difusión como comerciales, evaluando sus ventajas e inconvenientes.

Se han considerado una amplia gama de modelos entre los que se incluyen tanto modelos de código abierto como comerciales, seleccionándose 12 para comparar con más detalle. La Tabla 7 presenta un cuadro resumen de los modelos valorados.

Tabla 7 Principales modelos evaluados para realizar las simulaciones hidrodinámicas del Mar Menor, en color gris aquellos que son comerciales.

Siglas	Nombre	Desarrolladores
COHERENS (Luyten et al. 1999)	Coupled Hydrodynamical Ecological model for REgioNal Shelf seas	Grupo multinacional de universidades europeas, proyectos europeos MAST (EU)
MOHID (Martins et al. 2001)	MOHID water modeling system	MARETEC, IST, Portugal
ROMS (Moore et al. 2011)	Regional Ocean Model System	Rutgers Uiversity y UCLA (EEUU)
SHYFEM (Umgiesser et al. 2004)	Shallow Water Hydrodynamic Finete Element Model	ISMAR-CNR, Italia
ROMS-AGRIF (Debreu et al. 2012)	ROMS-Adaptive Grid Refinement in Fortran	IFREMER L'Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer
POM (Blumberg & Mellor 1987)	Princeton Ocean Model	Princeton University
SUNTANS (Fringer et al. 2006)	Stanford Unstructured Nonhydrostatic Terrain-following Adaptative Navier-Stokes Simulator	Stanford University
EFDC (Journals & Creek 2006)	Environmental Fluid Dynamic Code	United States Envirnomental Protection Agency – EPA
Modelos comerciales		
MIKE3 (DHI n.d.)		Danish Hydraulic Institute (Dinamarca)
DELFT-3D (Deltares n.d.)		Delft Hydraulics, Holanda

Trimodena (Gonzalez et al. 2000)		Laboratorio de Ingeniería Marítima – LIM - Universidad Politécnica de Cataluña

De entre los analizados se seleccionó el modelo ROMS, establecido como modelo estándar por muchos organismos y centros de investigación debido a su robustez, fiabilidad y constante mejora. Este modelo resuelve las ecuaciones primitivas oceánicas en tres dimensiones, con superficie libre y en coordenadas verticales de tipo sigma (Shchepetkin & McWilliams 2005; Moore et al. 2004; Song & Haidvogel 1994). Con el objetivo de optimizar los tiempos de cálculo, divide la resolución de estas ecuaciones para el momento (magnitud física fundamental de tipo vectorial que describe el movimiento de un cuerpo, correspondiendo en nuestro caso a las componentes u, v, w de la corriente) entre dos modos, uno barótropico en 2D (*u*,*v*) y otro baroclínico 3D (*u*,*v*,*w*), resolviéndose el segundo cada cierto intervalo del primero, lo que le permite reducir el tiempo de cálculo.

Entre sus ventajas se encuentra que se trata de un programa de código abierto, ampliamente extendido, con una muy amplia y activa comunidad de usuarios y desarrolladores, con una revisión permanente desde sus inicios, habiéndose usado en multitud de estudios (p.e.: Haidvogel et al. 2000; Marchesiello et al. 2003; Peliz 2003). Presenta una gran modularidad, pudiendo ejecutar módulos como el de transporte de sedimentos que permite actualizarla batimetría conforme se desplazan los sedimentos, de vertidos acoplados al hidrodinámico (Warner et al. 2008), modelos biogeoquímicos (Fennel et al. 2006) que permiten el intercambio de compuestos químicos mediados por organismos biológicos con el sedimento o modelos biológicos que permiten modelar la absorción de nutrientes por el fitoplancton y su depredación por el zooplancton (NPZ - Nutrients-Phyto-Zooplankton) (Powell et al. 2006; Mullon et al. 2002; Franks et al. 1986) considerando diferentes elementos de la cadena trófica planctónica.

El último módulo añadido es el de fitoplancton tóxico que permite simular las proliferaciones de *Alexandrium fundiense* (He et al. 2008). Asimismo, permite trabajar con anidamiento de mallas curvilíneas bidireccionales, necesidad fundamental a la hora de afrontar el estudio de un sistema como el Mar Menor, permitiendo el cálculo a una muy alta resolución espacial en zonas donde se requiere. Otra de las ventajas que presenta ROMS estriba en que permite acoplarse a otro tipo de modelos, como por

ejemplo el modelo de oleaje SWAN - Simulating WAves Nearshore - (Booij et al. 1996; Jouon et al. 2009) o el modelo meteorológico MM5/WRF -mesoscale model version5 / weather research and forecasting- (Barker et al. 2003; Rakesh et al. 2009) permitiendo predecir el comportamiento hidrodinámico a partir de las predicciones meteorológicas. Los motivos que han llevado a la elección de este modelo para el presente estudio se pueden resumir en los siguientes apartados:

- Validez y robustez probada.
- Mejora continua del software, siendo un proyecto en activo y con el apoyo de un gran número de usuarios. Aquí se ha utilizado la última revisión disponible, la 839.
- Capacidad de uso de mallas curvilíneas y acoplamiento de mallas.
- Gran modularidad, que permite que el modelo hidrodinámico solo sea la base para futuros desarrollos.
- Capacidad de acoplamiento a otros modelos como SWAN o MM5.
- Código paralelizado en OpenMP y MPI, permitiendo aprovechar la potencia de cálculo de supercomputadores.
- Es de libre distribución y código abierto (GNU General Public License), lo que permite realizar cambios en su código en caso necesario.
- Soporte inmediato al usuario online por el equipo de desarrollo y mantenimiento (Universidad de Rutgers).
- Capacidad de simulación de zonas de inundación (wet/dry).

Algunas de las principales características de este modelo son:

- Utiliza las ecuaciones primitivas con temperatura potencial, salinidad y ecuación de estado.
- Utiliza Coordenadas Sigma (s) ajustadas al terreno en la vertical y curvilíneas ortogonales en la horizontal. Las coordenadas sigma permiten obtener la simulación precisa de los fenómenos ligados a la capa más próxima al sedimento con precisión.
- Dispone de varios esquemas de mezcla.
- Utiliza la aproximación de Boussinesq para resolver las ecuaciones de Navier-Stokes.

- Corre bajo UNIX – LINUX y requiere preprocesador de C.
- Las entradas y salidas se realizan en ficheros con formato NetCDF.

5.3.1 Implementación del modelo

5.3.1.1 Discretización horizontal del área de estudio (batimetría)

El tipo de discretización horizontal usada por ROMS es la de Arakawa C (Figura 36), en la que las componentes *u* y *v* de la corriente se calculan en los laterales de cada uno de los nodos, mientras que la densidad (*rho*), la elevación (*zeta*) y la componente *w*, se calculan en el centro.

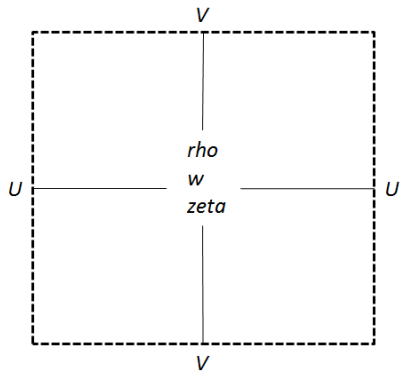


Figura 36 Posición del cálculo de las variables en cada una de las variables en una malla tipo Arakawa C.

Aunque ROMS permite el uso de mallas curvilineales (Figura 37b), en este caso se optó por el uso de mallas ortogonales (Figura 37a) anidadas, ya que el uso de ellas en un sistema complejo como el Mar Menor, con diferentes canales de distinto tamaño, no suponían ventajas adicionales significativas.

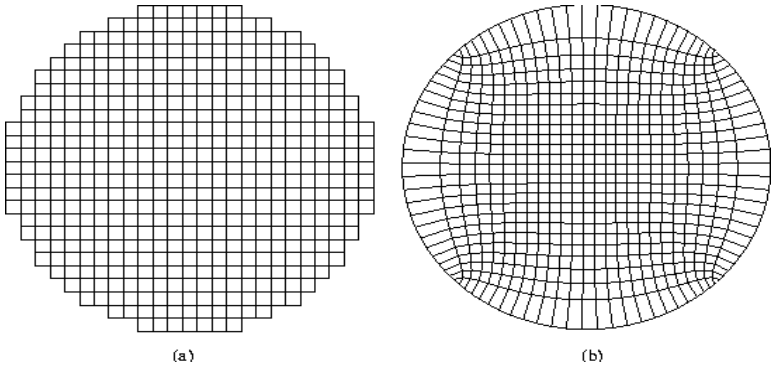


Figura 37 a) Malla ortogonal. b) Malla curvilínea. Imagen de (https:marine.rutgers.edu).

Para ello se recurrió a la información batimétrica existente oficial más reciente disponible y a la realización de campañas batimétricas en los tres canales de comunicación (Las Encañizadas, El Estacio y Marchamalo), ya que la correcta discretización de estos permitirá un cálculo preciso de los flujos de agua a través de ellos.

El número de puntos (nodos) que conforman la malla de trabajo sobre la que se interpolan los datos batimétricos proporciona una idea de la resolución espacial del modelo. Sin embargo, el aumento de resolución conlleva un incremento del tiempo de cálculo, debiendo de buscarse un compromiso entre el número de nodos usados y el tiempo de cálculo. Para ello se han adoptado dos estrategias: 1) usar una resolución que permita la correcta modelización de los fenómenos hidrodinámicos estudiados sin comprometer los tiempos de cálculo y 2) aprovechar la capacidad de ROMS de usar mallas anidadas de doble dirección, obteniendo una mayor resolución sólo en aquellas zonas en las que sea necesario, como por ejemplo los canales de comunicación. Se entiende por anidamiento cuando dos mallas, una llamada donante y otra receptora, intercambian información entre ellas, pudiendo ser ambas de la misma resolución o la receptora de mayor resolución que la donante. En este último caso se denomina refinamiento, siendo este el usado para incrementar la resolución en los canales, tal y como se puede observar en la Figura 38. Según cómo intercambien la información, el anidamiento puede ser en una sola dirección, la malla donante hacia la receptora, o bidireccional, intercambiando información entre ambas. Esta última capacidad ha permitido, no sólo obtener una mejor resolución en los canales, sino que estos tengan

influencia sobre la hidrodinámica lagunar, siendo esta característica indispensable a la hora de contemplar los flujos de entra/salida desde el Mar Mediterráneo al Mar Menor.

Se ha trabajado con diferentes mallas, una de resolución de 66x84 m para el interior del Mar Menor (donante) a la que se han anidado tres mallas (receptoras) de mayor resolución para cada uno de los canales de 22x28, 13x16 y 4x6 m para Las Encañizadas, El Estacio y Marchamalo respectivamente tal y como se muestra en la Figura 38.

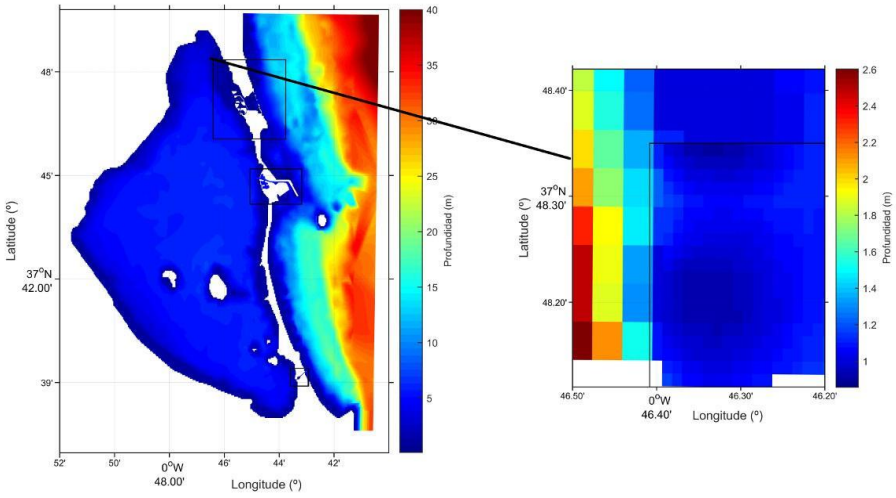


Figura 38 La malla de mayor tamaño que abarca al Mar Menor y parte del Mediterráneo corresponde a la malla donante. Los recuadros blancos indican cada una de las mallas receptoras de mayor resolución. Los colores indican profundidad (m).

Como se ha comentado, la batimetría de la laguna se ha obtenido digitalizando e interpolando los datos de la II Edición de Febrero de 1998 de la carta náutica del Instituto Hidrográfico de la Marina de 1969. Para la obtención de la malla de trabajo para el Mar Menor se ha usado el programa seagrid (*https://github.com/sea-mat/seagrid*) mediante el cual permite gráficamente obtener un fichero de batimetría compatible con el modelo ROMS. Una vez obtenida se ha utilizado la rutina de Matlab "coarse2fine", que permite realizar un malla receptora de mayor resolución dentro de la malla donante, utilizando para ello una interpolación del tipo "Natural Neighbor Interpolation", un método basado en una triangulación que tiene un área de influencia pesada asociada con cada punto muestreado. Con el objetivo de evitar la aparición de corrientes artificiales debido a gradientes de horizontal de presión ficticios, las mallas se han suavizado hasta obtener un número de Haney (*rx1*) menor de 8 (Shchepetkin 2003).

Conocer con precisión la batimetría de los canales de comunicación es un punto clave para determinar el intercambio de agua entre la laguna y el Mediterráneo adyacente. La configuración de cada uno de ellos ha obligado a abordar cada levantamiento batimétrico desde diferentes aproximaciones, habiéndose usado: cartas náuticas, sonda batimétrica y levantamientos topográficos. En la Tabla 8 se indica cada una de las metodologías usadas en cada canal.

Tabla 8 Metodología utilizada para la obtención de los datos batimétricos en los canales.

	Carta Náutica	Campaña Batimétrica	Levantamiento Topográfico
Las Encañizadas	X	X	X
El Estacio	X	X	
Marchamalo	X	X	

En las zonas exteriores de los canales se ha usado la carta náutica anteriormente mencionada. En el interior, una sonda multiparamétrica que permite la adquisición de datos de profundidad con una gran resolución, además de otros parámetros, tales cómo velocidad de la corriente o temperatura del agua. Este equipo, RiverSurveyor M9 (Figura 39), es remolcado en superficie, registrando las variables enumeradas durante su recorrido. En aquellas zonas no navegables se ha realizado un levantamiento topográfico mediante estaciones totales, descrito con mayor detalle más adelante.



Figura 39 Perfilador RiverSurveyor M9 utilizado para realizar la batimetría de los canales.

Para el levantamiento batimétrico de El Estacio se realizaron 3 campañas, pudiéndose ver en la Figura 40 (A) los recorridos realizados con esta sonda. La interpolación de todos los datos disponibles ha permitido la obtención del mapa batimétrico de El Estacio usado en las simulaciones (Figura 40 B).

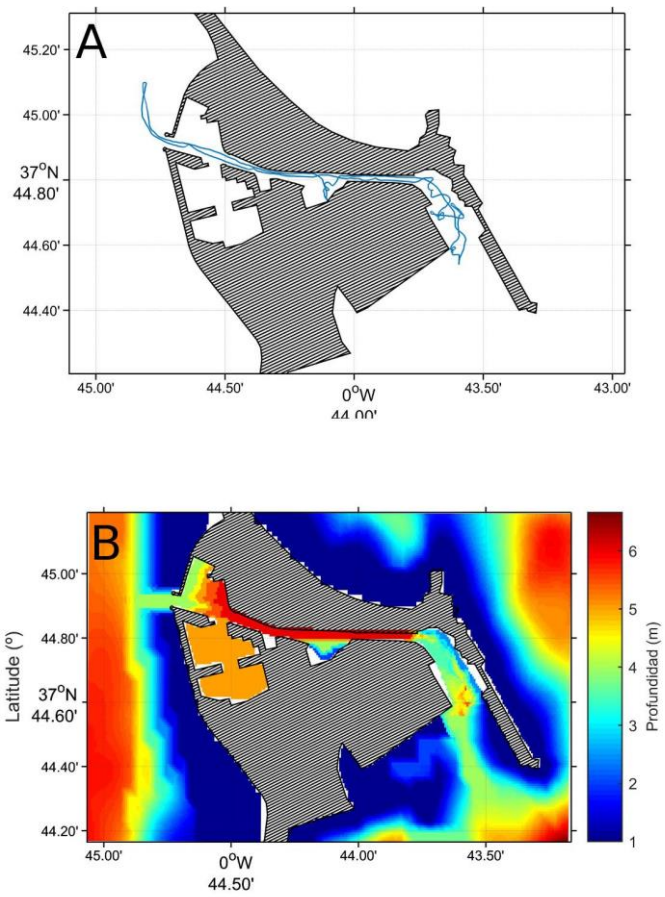


Figura 40 Recorrido realizado por el RiverSurveyor M9 para el levantamiento batimétrico de El Estacio (A) y batimetría elaborada (B).

Tal y cómo se ha comentado, el canal de Marchamalo fue dragado durante el desarrollo de este trabajo, por lo que fue necesario realizar dos campañas batimétricas, una previa a él y otra posterior. La metodología aplicada ha sido la misma que para El Estacio, pudiendo verse en la Figura 41 uno de los recorridos realizados con el River Surveyor M9.



Figura 41 Recorrido realizado por el River Surveyor M9 para el levantamiento batimétrico de Marchamalo.

En Las Encañizadas, además de la batimetría en las zonas que los permitían, fue necesario realizar un levantamiento topográfico de las mismas, con el objetivo de registrar las zonas de inundación existentes. Para realizar un levantamiento topográfico de la zona de Las Encañizadas, no disponible hasta la fecha, se estableció una colaboración con el Departamento de Ingeniería Minera, Geológica y Cartográfica de la UPCT (Pérez 2011). Se realizaron medidas de elevación del terreno mediante estación total durante cuatro semanas, con una implicación de cuatro personas por día de toma de datos. La Figura 42 muestra la instrumentación, el modo de operación y la distribución de puntos de control en la zona.

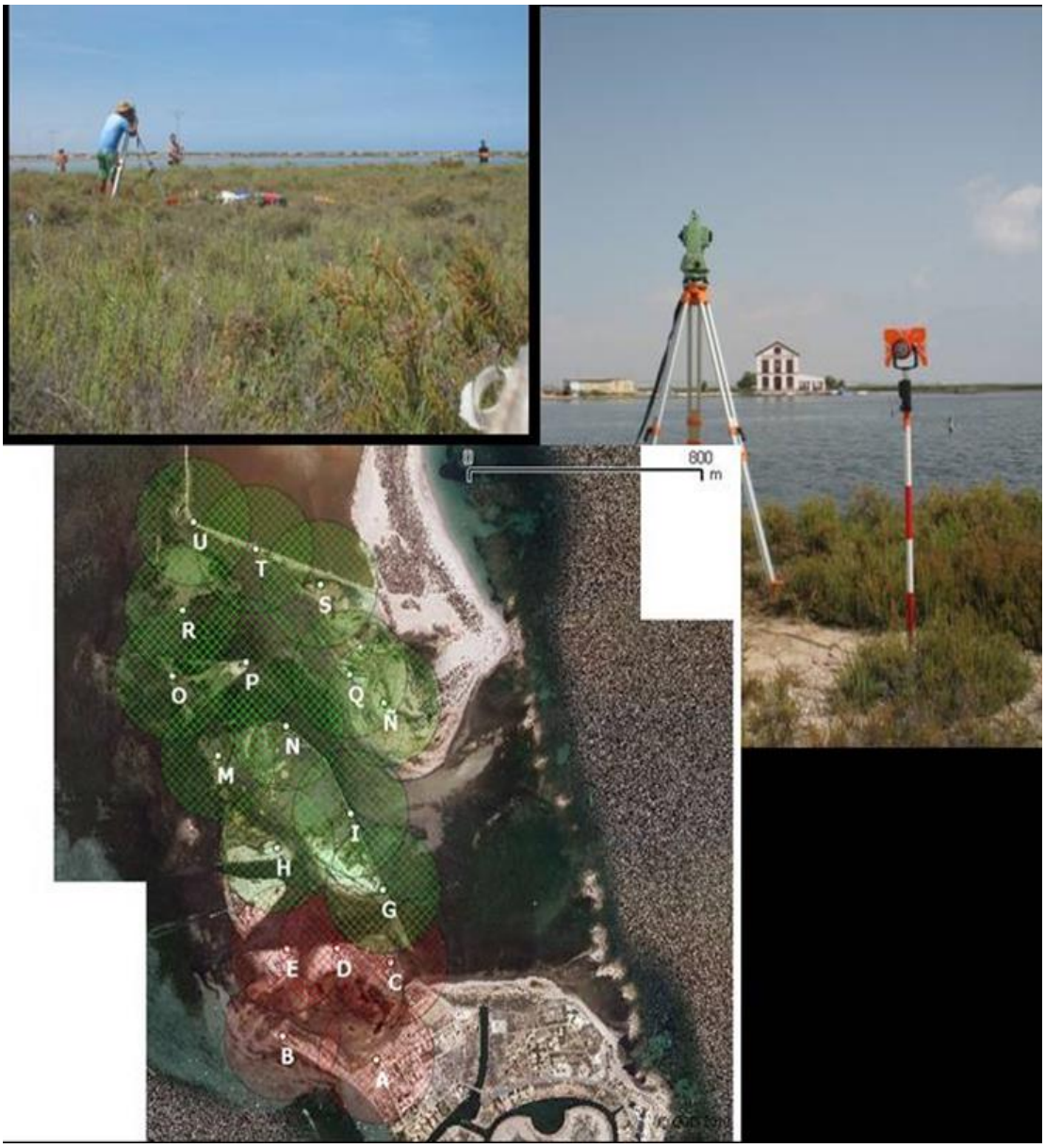


Figura 42 En la parte superior se muestra las instrumentación y metodología utilizada para el levantamiento batimétrico de Las Encañizadas. En la parte inferior cada uno de los puntos de estacionamiento de la estación total.

En estas campañas se registraron un total de 2733 puntos como muestra la Figura 43, referenciándose todos ellos al punto geodésico más cercano, ubicado en la zona Sur de Las Encañizadas. A partir de éstos se ha obtenido una topografía de la zona con resolución centimétrica, tanto en la horizontal como en la vertical.



Figura 43 Puntos en los que se tomaron posiciones de latitud, longitud y altura mediante estación total para la elaboración de la batimetría de Las Encañizas.

A partir de los datos obtenidos se pudo levantar la batimetría mostrada en la Figura 44.

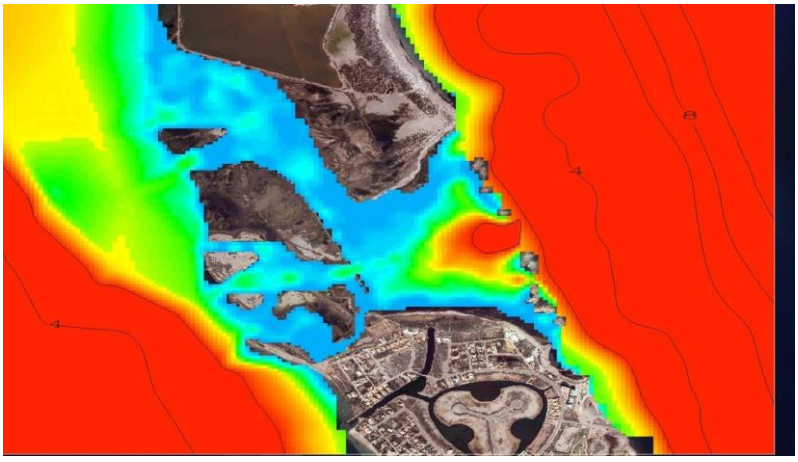


Figura 44 Batimetría de Las Encañizadas

5.3.1.2 Discretización vertical (sigma)

Las coordenadas de tipo sigma, a diferencia de la discretización vertical en profundidades, permite mantener el mismo número de capas en todo el dominio, incrementando la resolución vertical en aquellas zonas de menor profundidad. En la Figura 45 se muestra un ejemplo de coordenadas sigma, correspondiente a la malla utilizada en la zona de Las Encañizadas. En cada una de las mallas se ha utilizado el mismo número de capas sigma (10), con la misma distribución. En la Figura 45 se puede observar cómo el número de capas se mantiene constante siguiendo el contorno del fondo.

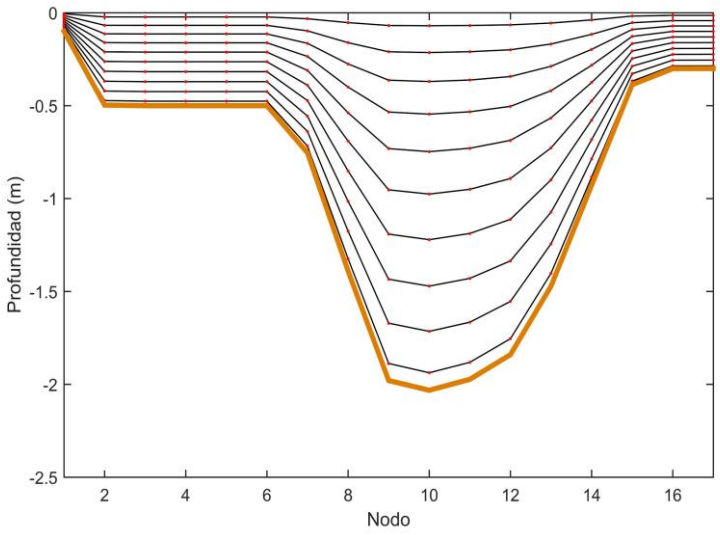


Figura 45 Distribución de las capas sigma en un transecto realizado sobre la malla de Las Encañizadas.

5.3.1.3 Condiciones iniciales

Antes de iniciar las simulaciones se deben especificar los valores de inicio de la velocidad de la corriente, elevación del nivel del mar, temperatura y salinidad. Para ello se ha considerado una situación de reposo con un módulo de la velocidad y nivel del mar igual a cero, salinidad de 37.5 P.S.U. para el Mar Mediterráneo y 43 P.S.U. para el Mar Menor y una temperatura de 20 ºC del agua en ambos mares.

5.3.1.4 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.: Calculo 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. La forma de propagación de estos errores dentro del dominio de cálculo se puede aproximar 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, denominándose a esta técnica radiación. Establecer las condiciones de contorno de manera correcta es fundamental a la hora de asegurar la estabilidad del modelo.

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, momento (*u, v,* y *w*), temperatura y salinidad. En el caso de las mallas receptoras no es necesario especificar condiciones de contorno, ya que toma sus valores de la malla donante. A continuación se describen las condiciones de contorno utilizadas para cada una de las variables:

Elevación del nivel del mar

La primera aproximación que se planteó a la hora de establecer las variaciones del nivel del mar en los contornos del modelo fue la de utilizar los componentes de marea calculados a partir de los datos registrados por el sensor fondeado en el Mediterráneo. Sin embargo, esta estrategia se mostró insuficiente al no considerar fenómenos de mesoescala, como vientos no locales o barómetro invertido, cuya influencia sobre las variaciones del nivel del mar en la costa mediterránea adyacente al Mar Menor, quedó manifiesta en el primer análisis realizado de los datos registrados, siendo por tanto fundamental su consideración a la hora de modelar el intercambio de agua a través de los canales. Por tanto, se usaron como condiciones de contorno para la

elevación del nivel del mar los datos registrados por el sensor fondeado en el Mediterráneo. Sin embargo, esta metodología por sí sola puede provocar inestabilidades en el modelo, al forzarlo a adoptar unos valores en el contorno diferentes a los calculados en el interior. Para evitar esto se utilizó la condición de contorno de Radiacion + Anidamiento (*Radiation + Nudging* (Marchesiello et al. 2001)), aproximándose en este caso a la velocidad de fase de una onda perpendicular al contorno, pudiendo establecer el valor de la elevación en el mismo y permitiendo la propagación al exterior de la malla de los errores. Simultáneamente se fuerza el valor en los contornos hacia el prefijados por el usuario (variaciones del nivel del mar registradas), pudiendo establecerse el grado de forzamiento que se quiere imponer hacia estos valores en los contornos.

Momento (u,v)

Recordaremos que, con el objetivo de ahorro computacional, ROMS trabaja simultáneamente en dos modos, uno 2D Barotrópico calculado en cada paso de tiempo, y otro 3D Baroclínico que se calcula cada cierto número de paso del 2D.

En el modo barotrópico, al no haberse registrado velocidades de corriente en los contornos, se han utilizado condiciones del tipo *Flather* (Flather 1976) que permite calcular en los contornos las velocidades a partir de las diferencias de nivel del mar (Ecuación 8), utilizando para ello la ecuación de la velocidad de una onda de gravedad, dónde u corresponde a la velocidad de la corriente, u^{ext} a la velocidad en el contorno, g fuerzas de la gravedad, D profundidad, ζ la altura del nivel del mar y ζ^{ext} la altura del nivel del mar en el contorno.

Ecuación 8

$$u = u^{ext} - \sqrt{\frac{g}{D}}(\zeta - \zeta^{ext})$$

En el modo baroclínico se han utilizado condiciones de radiación de (Orlanski 1976; Raymond & Kuo 1984), las cuales, a diferencias de las anteriores, no sólo aproximan el cálculo a una onda perpendicular al contorno, sino que permite adaptarse a ondas que se aproximen en diferentes ángulos.

Temperatura/Salinidad

Al igual que en el caso de la elevación se han usado las condiciones de Radiation+Nudging en los contornos para la temperatura y salinidad forzándolos a tomar en los contornos valores de 17ºC para la temperatura y 37.5 PSU para la salinidad, al corresponder la malla donante al Mar Mediterráneo.

5.3.1.5 Coeficientes y esquemas utilizados

5.3.1.5.1 Esquemas de mezcla turbulenta

ROMS permite la elección por parte del usuario de diferentes alternativas de resolución de la difusión vertical turbulenta: Mellor-Yamada (Mellor & Yamada 1982), Generic Length Scale (Umlauf & Burchard 2003), Large (Large et al. 1994) y Brunt-Väisälä (Gargett & Holloway 1984), siendo la de Mellor-Yamada la que ha producido resultados más cercanos a las observaciones.

5.3.1.5.2 Rozamiento fondo

Existen tres formulaciones disponibles a la hora de abordar el cálculo del estrés de fondo: lineal, logarítmica y cuadrática. En nuestro caso se ha utilizado la aproximación lineal con un coeficiente de rozamiento en el fondo diferente para el Mar Menor y cada uno de los canales.

5.3.1.6 Wet/Dry

Una de las capacidades de ROMS es el poder considerar una celda, según la altura del nivel del mar, cómo seca, siendo el flujo nulo a través de esta, permitiendo otra vez el flujo a través de ella cuando el nivel del mar supera una altura establecida por el usuario. Esta posibilidad ha permitido ofrecer una aproximación realista al modelado de Las Encañizadas, ya que el análisis de los datos obtenidos muestran que esta dinámica de zonas húmedas y secas es determinante a la hora de explicar la hidrodinámica del canal y por tanto los flujos de intercambio.

5.3.1.7 Flujos atmósfera/océano

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 es el encargado del cálculo del 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 de (Liu et al. 1979). 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 longitud y la fecha, junto con los datos de humedad relativa y temperatura del aire proporcionados, el modelo es capaz de calcular el valor estas variables.

Ecuación 9

$$Q_{NET} = Q_{SW} + Q_{LW} + Q_S + Q_L + Q_{adv}$$

5.3.1.8 Forzantes

El movimiento de las masas de agua, tal y cómo se vio en el capítulo 4, es debido a la acción de una serie de fuerzas sobre ellas: viento, mareas, cambios del nivel del mar, etc. De igual manera, las ecuaciones que rigen el modelo numérico necesitan de estas fuerzas, a las que denominaremos forzantes, para calcular el movimiento de la masa de agua. En las simulaciones realizadas los forzantes que se han tenido en cuenta han sido los cambios del nivel del mar incorporados a través de las condiciones de contorno descritas anteriormente y el viento. Como ya se ha dicho, la información meteorológica usada se ha obtenido de la estación meteorológica de San Javier perteneciente a la Agencia Española de Meteorología, facilitando datos de: viento, humedad relativa, presión atmosférica y temperatura del aire.

5.3.2 Validación del modelo.

La validación de un modelo hidrodinámico es el proceso mediante el cual, a través de la comparación de los datos obtenidos por el modelo con los registrados, podemos obtener una estima de la capacidad de nuestro modelo para simular los procesos hidrodinámicos estudiados. La dificultad radica en la existencia de múltiples factores responsables de que nuestros resultados no representen al 100% de fiabilidad los procesos naturales, siendo imposible la concordancia completa de los valores predichos por el modelo con los datos de campo (Oreskes et al. 1994). Algunos de los factores responsables de esta discrepancia son: trabajar en un sistema discreto, aproximaciones asumidas en las ecuaciones hidrodinámicas, heterogeneidad espacial y temporal del proceso, falta de datos de forzamientos para el modelo.

Además de las razones anteriormente expuesta, el Mar Menor presenta una dificultad intrínseca a su hidrodinámica debido a las bajas intensidades de corriente registradas dentro de la laguna, siendo en esta rango el que presenta una mayor dificultad a la hora de afrontar una modelización hidrodinámica.

Para la validación se han calculado los siguientes parámetros:

- El error medio - o bias - (diferencia entre valor observado y modelado), a partir del cual se ha calculado la raíz del error cuadrático medio cuadrado (RMSE). Las unidades de este parámetro son las mismas que la de los valores comparados, permitiéndonos obtener una idea del error medio de nuestro modelo.
- Coeficiente de correlación de Pearson (r), que nos permite conocer la varianza de los datos registrados que puede ser explicada por el modelo. Valores iguales a uno indican una correlación perfecta entre ambas series de datos, mientras que cero indica ausencia de correlación.
- La desviación estándar normalizada (σ), siendo esta la desviación estándar del modelo dividida entre la desviación estándar de los datos registrados. Valores cercanos a uno indican similitud en la variabilidad de los datos.

Habitualmente las validaciones de los modelos hidrodinámicos se realizan frente a variables que presenten poca variabilidad o una dinámica estable en su evolución, como por ejemplo el módulo de la corriente o la elevación del nivel del mar. En este trabajo se ha querido comprobar la capacidad del modelo frente a todo el abanico de velocidades posibles y en todos los escenarios, por ello, la validación no se ha limitado sólo al Mar Menor, sino también a los tres canales de comunicación, usando las variables módulo y dirección de la corriente. Además, con el objetivo de conocer bajo qué condiciones hidrodinámicas el modelo presenta mejores resultados, se han dividido las direcciones de la corriente en 4 secciones, y dentro de cada una de ellas en 4 rangos de velocidad, calculando en cada uno de ellos, tanto para la dirección como para el módulo, los parámetros enumerados anteriormente y el tanto por ciento de ocurrencia de ese régimen hidrodinámico. Este procedimiento se ha repetido a diferentes profundidades (superficie, media y fondo).

Previamente a validar los datos, el modelo se ha ejecutado durante 4 días para asegurar su estabilización, ya que las pruebas realizadas indican este tiempo como el "spin-up" necesario para las simulaciones (Figura 46).

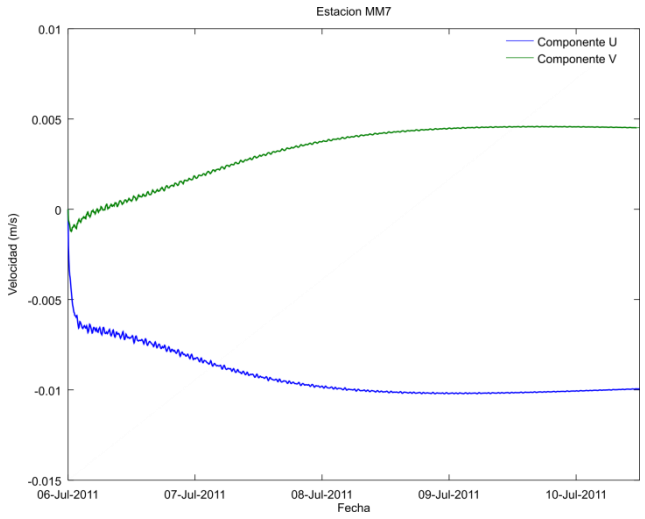


Figura 46 Variación de la componente U (azul) y V (verde) de la corriente resultante del modelo forzado con un viento constante.

Para la validación del modelo en todos los casos que se exponen a continuación se ha utilizado una simulación con una duración de 317 días, entre Febrero del 2001 y Enero del 2012.

5.3.2.1 Mar Menor

La confianza en el modelo para las corrientes superficiales es muy alta, tanto en módulo como en dirección, siendo mejor su respuesta frente a corrientes mayores de 0.08 m/s. Para el rango y dirección de la corriente más frecuente, entre 0.04 y 0.08 m/s y entre 180 y 360º, la correlación (*r*) mínima del modelo con los datos registrados es de 0.98 para la dirección y 0.73 para el módulo. Este comportamiento se mantiene en profundidad, llegando a alcanzar incluso un valor de *r* cercano a 1 tanto para el módulo como para la dirección en intensidades de corrientes altas. Los resultados más desfavorables obtenidos, tanto en superficie como en el fondo, se han dado en la dirección entre 0 y 90º, con un $r = 0.62$, sin embargo esta dirección se da con poca frecuencia (14 %). Por lo tanto se puede decir que los resultados obtenidos para el modelo representan el patrón de corrientes del punto en el que se fondeó el correntímetro.

Tabla 9 Validación en la capa correspondiente a superficie en el Mar Menor. Mod = módulo, Dir = dirección.

	0-0.04 m/s	**0.04-0.08 m/s**	**0.08-0.12 m/s**	**>0.12 m/s**
0-90 º	Frecuencia (%) 13.7	Frecuencia (%) 5.0	Frecuencia (%) 0.3	Frecuencia (%) 0.0
	r / RMS / σ Mod: 0.68 / 0.02 / 0.7 Dir: 0.66 / 127.82 / 0.3	r / RMS / σ Mod: 0.74 / 0.04 / 0.5 Dir: 0.60 / 91.75 / 0.2	r / RMS / σ Mod: 0.86 / 0.05 / 0.3 Dir: 0.73 / 35.15 / 0.5	r / RMS / σ Mod: 0.93 / 0.05 / 0.1 Dir: 0.92 / 17.51 / 4.3
90-180 º	Frecuencia (%) 9.2	Frecuencia (%) 0.8		
	r / RMS / σ Mod: 0.66 / 0.02 / 0.7 Dir: 0.83 / 103.72 / 0.3	r / RMS / σ Mod: 0.72 / 0.04 / 0.5 Dir: 0.87 / 91.72 / 0.3		
180-270 º	Frecuencia (%) 25.1	Frecuencia (%) 19.1	Frecuencia (%) 5.2	Frecuencia (%) 1.0
	r / RMS / σ Mod: 0.73 / 0.02 / 0.6 Dir: 0.97 / 62.11 / 0.4	r / RMS / σ Mod: 0.82 / 0.03 / 0.5 Dir: 0.99 / 38.32 / 0.6	r / RMS / σ Mod: 0.89 / 0.05 / 0.3 Dir: 1.00 / 19.25 / 1.3	r / RMS / σ Mod: 0.91 / 0.07 / 0.4 Dir: 1.00 / 13.21 / 2.5
270-360 º	Frecuencia (%) 16.8	Frecuencia (%) 2.9		
	r / RMS / σ Mod: 0.68 / 0.02 / 0.7 Dir: 0.97 / 89.94 / 0.4	r / RMS / σ Mod: 0.72 / 0.04 / 0.5 Dir: 0.97 / 89.71 / 0.4		

Tabla 10 Validación en la capa correspondiente a la capa situada en la mitad de la columna de agua en el MarMenor. Mod = módulo, Dir = dirección.

	0-0.04 m/s	**0.04-0.08 m/s**	**0.08-0.12 m/s**	**>0.12 m/s**
0-90 º	Frecuencia (%) 13.0	Frecuencia (%) 3.4	Frecuencia (%) 0.3	
	r / RMS / σ Mod: 0.70 / 0.02 / 0.8 Dir: 0.66 / 127.44 / 0.3	r / RMS / σ Mod: 0.77 / 0.04 / 0.5 Dir: 0.63 / 122.17 / 0.2	r / RMS / σ Mod: 0.70 / 0.07 / 0.4 Dir: 0.75 / 113.10 / 0.2	
90-180 º	Frecuencia (%) 12.1	Frecuencia (%) 1.9	Frecuencia (%) 0.0	
	r / RMS / σ Mod: 0.71 / 0.02 / 0.9 Dir: 0.87 / 93.79 / 0.3	r / RMS / σ Mod: 0.78 / 0.04 / 0.9 Dir: 0.89 / 78.10 / 0.3	r / RMS / σ Mod: 0.90 / 0.08 / 1.1 Dir: 0.97 / 52.69 / 0.5	
180-270 º	Frecuencia (%) 25.4	Frecuencia (%) 16.0	Frecuencia (%) 3.7	Frecuencia (%) 0.7
	r / RMS / σ Mod: 0.77 / 0.02 / 0.8 Dir: 0.97 / 62.80 / 0.4	r / RMS / σ Mod: 0.85 / 0.03 / 0.6 Dir: 0.99 / 39.36 / 0.5	r / RMS / σ Mod: 0.93 / 0.05 / 0.5 Dir: 1.00 / 19.73 / 1.0	r / RMS / σ Mod: 0.97 / 0.06 / 0.6 Dir: 1.00 / 16.85 / 3.3
270-360 º	Frecuencia (%) 18.8	Frecuencia (%) 3.8		
	r / RMS / σ Mod: 0.69 / 0.02 / 0.7 Dir: 0.97 / 91.91 / 0.4	r / RMS / σ Mod: 0.73 / 0.04 / 0.7 Dir: 0.97 / 86.57 / 0.5		

Tabla 11 Validación en la capa correspondiente al fondo en el Mar Menor. Mod = módulo, Dir = dirección.

	0-0.04 m/s	**0.04-0.08 m/s**	**0.08-0.12 m/s**	**>0.12 m/s**
0-90 º	Frecuencia (%) 13.3	Frecuencia (%) 3.3	Frecuencia (%) 0.2	
	r / RMS / σ Mod: 0.70 / 0.02 / 0.8 Dir: 0.67 / 132.45 / 0.3	r / RMS / σ Mod: 0.75 / 0.04 / 0.5 Dir: 0.68 / 139.90 / 0.2	r / RMS / σ Mod: 0.84 / 0.06 / 0.3 Dir: 0.72 / 107.70 / 0.2	
90-180 º	Frecuencia (%) 13.5	Frecuencia (%) 3.7	Frecuencia (%) 0.1	
	r / RMS / σ Mod: 0.72 / 0.02 / 1.0 Dir: 0.86 / 94.22 / 0.3	r / RMS / σ Mod: 0.81 / 0.04 / 1.0 Dir: 0.90 / 79.28 / 0.3	r / RMS / σ Mod: 0.85 / 0.08 / 0.7 Dir: 0.95 / 55.26 / 0.3	
180-270 º	Frecuencia (%) 24.5	Frecuencia (%) 13.3	Frecuencia (%) 3.1	Frecuencia (%) 0.5
	r / RMS / σ Mod: 0.76 / 0.02 / 0.8 Dir: 0.97 / 63.87 / 0.4	r / RMS / σ Mod: 0.87 / 0.03 / 0.6 Dir: 0.98 / 42.50 / 0.5	r / RMS / σ Mod: 0.95 / 0.05 / 0.6 Dir: 1.00 / 18.43 / 1.4	r / RMS / σ Mod: 0.98 / 0.07 / 0.9 Dir: 1.00 / 17.37 / 2.7
270-360 º	Frecuencia (%) 18.8	Frecuencia (%) 5.0	Frecuencia (%) 0.0	
	r / RMS / σ Mod: 0.72 / 0.02 / 0.8 Dir: 0.97 / 89.37 / 0.4	r / RMS / σ Mod: 0.73 / 0.04 / 0.6 Dir: 0.96 / 93.11 / 0.4	r / RMS / σ Mod: 0.67 / 0.08 / 0.6 Dir: 0.98 / 74.67 / 0.5	

5.3.2.2 Marchamalo

Para aquellos episodios más comunes (>60%) correspondiente a la dirección entre 216º y 310º, el modelo reproduce las corrientes registradas con una alta fiabilidad, tanto en superficie como en el fondo, obteniendo un *r* mínimo de 0.91 tanto para la dirección como para la intensidad, y un RMS pequeño. Las menores correlaciones (*r*=0.68) entre los datos registrados y el modelo se dan para las direcciones menos frecuentes y los rango de intensidad menor, suponiendo estas un 3% del total.

Tabla 12 Validación en la capa correspondiente a superficie en Marchamalo. Mod = módulo, Dir = dirección.

	0-0.1 m/s	**0.1-0..2 m/s**	**0.2-0..3 m/s**	**> 0.3 m/s**
45-125 º	Frecuencia (%) 3.6	Frecuencia (%) 4.9	Frecuencia (%) 4.4	Frecuencia (%) 5.8
	r / RMS / σ Mod: 0.72 / 0.05 / 0.5 Dir: 0.86 / 127.02 / 0.2	r / RMS / σ Mod: 0.76 / 0.10 / 0.5 Dir: 0.85 / 104.94 / 0.2	r / RMS / σ Mod: 0.82 / 0.17 / 0.5 Dir: 0.88 / 88.05 / 0.2	r / RMS / σ Mod: 0.81 / 0.35 / 1.8 Dir: 0.83 / 76.67 / 0.2
126-215 º	Frecuencia (%) 1.7	Frecuencia (%) 1.7	Frecuencia (%) 0.2	
	r / RMS / σ Mod: 0.80 / 0.04 / 0.6 Dir: 0.94 / 87.67 / 0.3	r / RMS / σ Mod: 0.85 / 0.08 / 0.5 Dir: 0.94 / 91.78 / 0.4	r / RMS / σ Mod: 0.91 / 0.13 / 0.4 Dir: 0.97 / 97.54 / 1.0	
216-310 º	Frecuencia (%) 7.9	Frecuencia (%) 53.8	Frecuencia (%) 15.2	Frecuencia (%) 27.9
	r / RMS / σ Mod: 0.79 / 0.05 / 0.4 Dir: 0.89 / 135.79 / 0.3	r / RMS / σ Mod: 0.79 / 0.22 / 1.8 Dir: 0.91 / 115.70 / 0.1	r / RMS / σ Mod: 0.83 / 0.17 / 0.5 Dir: 0.91 / 116.22 / 0.1	r / RMS / σ Mod: 0.82 / 0.35 / 1.6 Dir: 0.91 / 111.42 / 0.1
311-44 º	Frecuencia (%) 4.7	Frecuencia (%) 0.9	Frecuencia (%) 0.1	
	r / RMS / σ Mod: 0.78 / 0.07 / 0.2 Dir: 0.89 / 184.52 / 0.2	r / RMS / σ Mod: 0.82 / 0.09 / 0.5 Dir: 0.85 / 204.90 / 0.2	r / RMS / σ Mod: 0.86 / 0.14 / 0.3 Dir: 0.89 / 175.50 / 0.2	

Tabla 13 Validación en la capa correspondiente a la capa situada en la mitad de la columna de agua en Marchamalo. Mod = módulo, Dir = dirección.

	0-0.1 m/s	**0.1-0..2 m/s**	**0.2-0..3 m/s**	**> 0.3 m/s**
45-125 º	Frecuencia (%) 16.7	Frecuencia (%) 7.3	Frecuencia (%) 5.0	Frecuencia (%) 5.4
	r / RMS / σ Mod: 0.75 / 0.05 / 0.6 Dir: 0.86 / 129.76 / 0.1	r / RMS / σ Mod: 0.73 / 0.10 / 0.6 Dir: 0.85 / 118.64 / 0.1	r / RMS / σ Mod: 0.83 / 0.18 / 0.6 Dir: 0.81 / 80.31 / 0.1	r / RMS / σ Mod: 0.91 / 0.26 / 0.9 Dir: 0.84 / 59.13 / 0.1
126-215 º	Frecuencia (%) 1.1			
	r / RMS / σ Mod: 0.68 / 0.05 / 0.4 Dir: 0.92 / 89.86 / 0.3			
216-310 º	Frecuencia (%) 16.3	Frecuencia (%) 43.1	Frecuencia (%) 15.8	Frecuencia (%) 11.4
	r / RMS / σ Mod: 0.73 / 0.06 / 0.6 Dir: 0.91 / 110.28 / 0.2	r / RMS / σ Mod: 0.81 / 0.19 / 1.9 Dir: 0.93 / 96.52 / 0.1	r / RMS / σ Mod: 0.83 / 0.19 / 0.6 Dir: 0.92 / 100.62 / 0.1	r / RMS / σ Mod: 0.90 / 0.31 / 1.4 Dir: 0.97 / 62.14 / 0.1
311-44 º	Frecuencia (%) 1.3			
	r / RMS / σ Mod: 0.65 / 0.05 / 0.4 Dir: 0.90 / 178.23 / 0.2			

Tabla 14 Tabla 14 Validación en la capa correspondiente al fondo en Marchamalo. Mod = módulo, Dir = dirección.

	0-0.1 m/s	**0.1-0..2 m/s**	**0.2-0..3 m/s**	**> 0.3 m/s**
45-125 º	Frecuencia (%) 22.5	Frecuencia (%) 8.0	Frecuencia (%) 5.8	Frecuencia (%) 2.2
	r / RMS / σ Mod: 0.75 / 0.05 / 0.6 Dir: 0.86 / 134.00 / 0.2	r / RMS / σ Mod: 0.76 / 0.10 / 0.8 Dir: 0.83 / 105.19 / 0.1	r / RMS / σ Mod: 0.88 / 0.17 / 0.6 Dir: 0.82 / 76.59 / 0.1	r / RMS / σ Mod: 0.93 / 0.22 / 0.6 Dir: 0.87 / 46.70 / 0.1
126-215 º	Frecuencia (%) 2.0	Frecuencia (%) 0.1		
	r / RMS / σ Mod: 0.66 / 0.04 / 0.4 Dir: 0.90 / 91.89 / 0.3	r / RMS / σ Mod: 0.79 / 0.10 / 0.5 Dir: 0.84 / 107.57 / 0.3		
216-310 º	Frecuencia (%) 17.7	Frecuencia (%) 35.1	Frecuencia (%) 8.2	Frecuencia (%) 7.6
	r / RMS / σ Mod: 0.74 / 0.05 / 0.6 Dir: 0.91 / 114.61 / 0.2	r / RMS / σ Mod: 0.83 / 0.18 / 2.1 Dir: 0.93 / 96.12 / 0.1	r / RMS / σ Mod: 0.85 / 0.19 / 0.7 Dir: 0.95 / 81.74 / 0.1	r / RMS / σ Mod: 0.90 / 0.29 / 1.2 Dir: 0.98 / 56.09 / 0.1
311-44 º	Frecuencia (%) 2.3			
	r / RMS / σ Mod: 0.66 / 0.05 / 0.4 Dir: 0.92 / 164.97 / 0.2			

5.3.2.3 El Estacio

El modelo es capaz de reproducir las corrientes registradas en El Estacio con una alta fiabilidad, siendo la correlación (*r*) obtenida en torno a 0.93 y un RMS pequeño, tanto para la dirección como para la intensidad, siendo capaz de modelar los cambios periódicos de dirección que se dan en El Estacio debido a la marea. Estos resultados se repiten en todas las capas, habiéndose obtenido la menor correlación en las corrientes de menor intensidad.

Tabla 15 Validación en la capa correspondiente a superficie en El Estacio. Mod = módulo, Dir = dirección.

	0 - 0.25 m/s	**0.25 - 0.5 m/s**	**0.5 – 0.75 m/s**	**> 0.75 m/s**
45-125 º	Frecuencia (%) 10.6	Frecuencia (%) 14.7	Frecuencia (%) 12.8	Frecuencia (%) 5.0
	r / RMS / σ Mod: 0.78 / 0.30 / 0.3 Dir: 0.87 / 115.49 / 0.2	r / RMS / σ Mod: 0.87 / 0.25 / 0.3 Dir: 0.87 / 76.69 / 0.1	r / RMS / σ Mod: 0.93 / 0.24 / 0.3 Dir: 0.91 / 47.56 / 0.1	r / RMS / σ Mod: 0.96 / 0.23 / 0.4 Dir: 0.94 / 33.47 / 0.2
126-215 º	Frecuencia (%) 1.1	Frecuencia (%) 0.0		
	r / RMS / σ Mod: 0.81 / 0.39 / 0.3 Dir: 0.86 / 88.47 / 0.3	r / RMS / σ Mod: 0.98 / 0.47 / 0.2 Dir: 0.98 / 62.01 / 55.3		
216-310 º	Frecuencia (%) 12.6	Frecuencia (%) 18.6	Frecuencia (%) 14.5	Frecuencia (%) 6.6
	r / RMS / σ Mod: 0.77 / 0.27 / 0.3 Dir: 0.93 / 109.82 / 0.2	r / RMS / σ Mod: 0.88 / 0.19 / 0.4 Dir: 0.95 / 84.98 / 0.1	r / RMS / σ Mod: 0.91 / 0.27 / 0.4 Dir: 0.97 / 71.39 / 0.1	r / RMS / σ Mod: 0.92 / 0.47 / 0.6 Dir: 0.98 / 59.03 / 0.1
311-44 º	Frecuencia (%) 1.9	Frecuencia (%) 0.1	Frecuencia (%)	Frecuencia (%)
	r / RMS / σ Mod: 0.74 / 0.32 / 0.3 Dir: 0.91 / 162.52 / 0.2	r / RMS / σ Mod: 0.93 / 0.13 / 0.5 Dir: 0.94 / 128.83 / 0.2		

Tabla 16 Validación en la capa correspondiente a la capa situada en la mitad de la columna de agua en El Estacio. Mod = módulo, Dir = dirección.

	0 - 0.25 m/s	**0.25 - 0.5 m/s**	**0.5 – 0.75 m/s**	**> 0.75 m/s**
45-125 º	Frecuencia (%) 11.1	Frecuencia (%) 16.1	Frecuencia (%) 15.7	Frecuencia (%) 5.0
	r / RMS / σ Mod: 0.75 / 0.24 / 0.3 Dir: 0.88 / 117.10 / 0.1	r / RMS / σ Mod: 0.86 / 0.21 / 0.3 Dir: 0.87 / 84.15 / 0.1	r / RMS / σ Mod: 0.94 / 0.22 / 0.3 Dir: 0.93 / 41.63 / 0.1	r / RMS / σ Mod: 0.98 / 0.17 / 0.4 Dir: 1.00 / 4.86 / 1.9
126-215 º	Frecuencia (%) 0.6			
	r / RMS / σ Mod: 0.57 / 0.28 / 0.2 Dir: 0.88 / 92.39 / 0.3			
216-310 º	Frecuencia (%) 12.3	Frecuencia (%) 25.7	Frecuencia (%) 12.1	Frecuencia (%) 0.5
	r / RMS / σ Mod: 0.76 / 0.23 / 0.4 Dir: 0.92 / 112.51 / 0.1	r / RMS / σ Mod: 0.90 / 0.17 / 0.4 Dir: 0.97 / 69.56 / 0.1	r / RMS / σ Mod: 0.94 / 0.20 / 0.3 Dir: 0.99 / 43.87 / 0.1	r / RMS / σ Mod: 0.96 / 0.25 / 0.3 Dir: 0.99 / 35.38 / 0.2
311-44 º	Frecuencia (%) 0.4			
	r / RMS / σ Mod: 0.64 / 0.30 / 0.3 Dir: 0.91 / 162.15 / 0.2			

Tabla 17 Validación en la capa correspondiente al fondo en El Estacio. Mod = módulo, Dir = dirección.

	0 - 0.25 m/s	**0.25 - 0.5 m/s**	**0.5 – 0.75 m/s**	**> 0.75 m/s**
45-125 º	Frecuencia (%) 17.7	Frecuencia (%) 20.9	Frecuencia (%) 9.5	Frecuencia (%) 0.4
	r / RMS / σ Mod: 0.77 / 0.23 / 0.3 Dir: 0.87 / 112.42 / 0.1	r / RMS / σ Mod: 0.90 / 0.21 / 0.3 Dir: 0.88 / 63.70 / 0.1	r / RMS / σ Mod: 0.97 / 0.21 / 0.3 Dir: 0.98 / 16.69 / 0.3	r / RMS / σ Mod: 0.99 / 0.18 / 0.2 Dir: 1.00 / 6.03 / 6.0
126-215 º	Frecuencia (%) 1.2	Frecuencia (%) 0.0		
	r / RMS / σ Mod: 0.62 / 0.28 / 0.2 Dir: 0.90 / 95.06 / 0.3	r / RMS / σ Mod: 0.87 / 0.18 / 0.1 Dir: 0.80 / 119.36 / 0.4		
216-310 º	Frecuencia (%) 21.0	Frecuencia (%) 26.1	Frecuencia (%) 1.7	
	r / RMS / σ Mod: 0.79 / 0.22 / 0.4 Dir: 0.94 / 98.65 / 0.2	r / RMS / σ Mod: 0.93 / 0.18 / 0.3 Dir: 0.98 / 54.25 / 0.2	r / RMS / σ Mod: 0.94 / 0.21 / 0.2 Dir: 0.99 / 34.78 / 0.2	
311-44 º	Frecuencia (%) 0.7			
	r / RMS / σ Mod: 0.68 / 0.30 / 0.2 Dir: 0.91 / 166.24 / 0.2			

5.3.2.4 Las Encañizadas

Como ya se ha descrito, el modelado de Las Encañizadas presenta una serie de dificultades tales como:

- Presencia de escollos *(esculls)* en su vertiente Mediterráneo que modifican los flujos de entrada y salida por las mismas.
- Batimetría muy heterogénea con cambios bruscos en la batimetría.
- Presencia de zonas de inundación, quedando en función del nivel del mar algunas zonas fuera del agua, modificando de esta manera la hidrodinámica.
- Fondos poblados por algas (*Caulerpa prolifera*) y fanerógamas marinas (*Cymodocea nodosa*), lo que provoca que algunas zonas, aunque no queden secas si quedan casi cerradas por la presencia de ellas, aumentando además el rozamiento del agua y disminuyendo la corriente (Nepf 2012b; Nepf 2012a; Luhar & Nepf 2013).

- El uso de los datos de viento registrados en San Javier.
- No se ha contemplado el oleaje.

En superficie el modelo es capaz de reproducir los cambios de dirección de la corriente, con un r = 0.97 para la dirección (180º-270º) de la corriente más frecuente. Sin embargo las menores correlaciones (r = 0.56) se obtienen en el módulo de la corriente en esa dirección. Aunque con peores resultados que en el resto de los canales, se ve como el modelo es capaz de reproducir la corriente en las capas no superficiales con un r mínimo de 0.60 y una media de 0.72.

Tabla 18 Validación en la capa correspondiente a superficie en Las Encañizadas. Mod = módulo, Dir = dirección.

	0-0.04 m/s	**0.04-0.08**	**0.08-0.12**	**>0.12**
0-90º	*Frecuencia (%) 2.4*	*Frecuencia (%) 3.7*	*Frecuencia (%) 3.1*	*Frecuencia (%) 4.4*
	r / RMS / σ	r / RMS / σ	r / RMS / σ	r / RMS / σ
	Mod: 0.76 / 0.02 / 0.5	Mod: 0.70 / 0.04 / 0.4	Mod: 0.76 / 0.07 / 0.4	Mod: 0.80 / 0.14 / 1.4
	Dir: 0.66 / 140.99 / 0.2	Dir: 0.65 / 140.89 / 0.2	Dir: 0.65 / 147.17 / 0.2	Dir: 0.68 / 152.74 / 0.2
90-180	*Frecuencia (%) 3.1*	*Frecuencia (%) 5.3*	*Frecuencia (%) 5.6*	*Frecuencia (%) 15.4*
	r / RMS / σ	r / RMS / σ	r / RMS / σ	r / RMS / σ
	Mod: 0.78 / 0.02 / 0.5	Mod: 0.76 / 0.04 / 0.5	Mod: 0.77 / 0.07 / 0.4	Mod: 0.78 / 0.17 / 2.0
	Dir: 0.88 / 111.83 / 0.3	Dir: 0.88 / 109.53 / 0.3	Dir: 0.89 / 113.20 / 0.3	Dir: 0.89 / 108.91 / 0.2
180-270	*Frecuencia (%) 1.9*	*Frecuencia (%) 3.3*	*Frecuencia (%) 4.9*	*Frecuencia (%) 25.7*
	r / RMS / σ	r / RMS / σ	r / RMS / σ	r / RMS / σ
	Mod: 0.81 / 0.02 / 0.5	Mod: 0.78 / 0.04 / 0.5	Mod: 0.69 / 0.08 / 0.4	Mod: 0.56 / 0.18 / 0.9
	Dir: 0.97 / 67.81 / 0.5	Dir: 0.97 / 69.12 / 0.4	Dir: 0.97 / 68.98 / 0.4	Dir: 0.97 / 67.66 / 0.3
270-360	*Frecuencia (%) 1.5*	*Frecuencia (%) 2.1*	*Frecuencia (%) 3.0*	*Frecuencia (%) 14.0*
	r / RMS / σ	r / RMS / σ	r / RMS / σ	r / RMS / σ
	Mod: 0.78 / 0.02 / 0.5	Mod: 0.82 / 0.04 / 0.5	Mod: 0.83 / 0.07 / 0.5	Mod: 0.85 / 0.16 / 1.8
	Dir: 0.98 / 81.00 / 0.5	Dir: 0.97 / 84.26 / 0.5	Dir: 0.98 / 77.12 / 0.5	Dir: 0.98 / 80.20 / 0.5

Tabla 19 Validación en la capa correspondiente a la capa media en Las Encañizadas. Mod = módulo, Dir = dirección.

	0-0.04	**0.04-0.08**	**0.08-0.12**	**>0.12**
0-90	Frecuencia (%) 15.3	Frecuencia (%) 8.2	Frecuencia (%) 1.5	Frecuencia (%) 0.2
	r / RMS / σ Mod: 0.73 / 0.03 / 0.4 Dir: 0.67 / 138.15 / 0.2	r / RMS / σ Mod: 0.75 / 0.04 / 0.4 Dir: 0.66 / 117.99 / 0.2	r / RMS / σ Mod: 0.73 / 0.07 / 0.3 Dir: 0.65 / 119.48 / 0.1	r / RMS / σ Mod: 0.83 / 0.09 / 0.3 Dir: 0.58 / 124.25 / 0.1
90-180	Frecuencia (%) 19.7	Frecuencia (%) 17.0	Frecuencia (%) 7.3	Frecuencia (%) 1.2
	r / RMS / σ Mod: 0.74 / 0.03 / 0.4 Dir: 0.89 / 114.77 / 0.3	r / RMS / σ Mod: 0.64 / 0.05 / 0.3 Dir: 0.87 / 110.22 / 0.2	r / RMS / σ Mod: 0.57 / 0.09 / 0.1 Dir: 0.88 / 106.21 / 0.2	r / RMS / σ Mod: 0.70 / 0.10 / 0.2 Dir: 0.90 / 108.32 / 0.3
180-270	Frecuencia (%) 14.7	Frecuencia (%) 4.6	Frecuencia (%) 0.4	
	r / RMS / σ Mod: 0.78 / 0.03 / 0.4 Dir: 0.98 / 61.37 / 0.5	r / RMS / σ Mod: 0.79 / 0.04 / 0.3 Dir: 0.98 / 56.28 / 0.5	r / RMS / σ Mod: 0.71 / 0.07 / 0.2 Dir: 0.97 / 65.26 / 0.5	
270-360	Frecuencia (%) 8.1	Frecuencia (%) 0.7		
	r / RMS / σ Mod: 0.72 / 0.03 / 0.4 Dir: 0.98 / 79.58 / 0.5	r / RMS / σ Mod: 0.80 / 0.03 / 0.3 Dir: 0.97 / 79.36 / 0.6		

Tabla 20 Validación en la capa correspondiente al fondo en Las Encañizadas. Mod = módulo, Dir = dirección.

	0-0.04	**0.04-0.08**	**0.08-0.12**	**>0.12**
0-90	Frecuencia (%) 17.9	Frecuencia (%) 13.0	Frecuencia (%) 2.4	Frecuencia (%) 0.2
	r / RMS / σ Mod: 0.74 / 0.02 / 0.4 Dir: 0.65 / 139.24 / 0.2	r / RMS / σ Mod: 0.75 / 0.04 / 0.4 Dir: 0.66 / 122.11 / 0.2	r / RMS / σ Mod: 0.75 / 0.07 / 0.3 Dir: 0.70 / 117.37 / 0.1	r / RMS / σ Mod: 0.79 / 0.10 / 0.3 Dir: 0.52 / 111.42 / 0.1
90-180	Frecuencia (%) 19.9	Frecuencia (%) 15.2	Frecuencia (%) 3.5	Frecuencia (%) 0.3
	r / RMS / σ Mod: 0.72 / 0.03 / 0.4 Dir: 0.88 / 114.88 / 0.3	r / RMS / σ Mod: 0.61 / 0.05 / 0.2 Dir: 0.87 / 111.32 / 0.2	r / RMS / σ Mod: 0.60 / 0.09 / 0.1 Dir: 0.90 / 101.50 / 0.2	r / RMS / σ Mod: 0.76 / 0.09 / 0.1 Dir: 0.94 / 107.92 / 0.3
180-270	Frecuencia (%) 13.1	Frecuencia (%) 4.3	Frecuencia (%) 0.2	Frecuencia (%) 0.0
	r / RMS / σ Mod: 0.77 / 0.03 / 0.4 Dir: 0.98 / 64.40 / 0.5	r / RMS / σ Mod: 0.84 / 0.03 / 0.3 Dir: 0.98 / 57.61 / 0.5	r / RMS / σ Mod: 0.84 / 0.05 / 0.3 Dir: 0.98 / 51.86 / 0.5	r / RMS / σ Mod: 0.87 / 0.11 / 0.9 Dir: 1.00 / 22.76 / 0.3
270-360	Frecuencia (%) 8.1	Frecuencia (%) 0.9	Frecuencia (%) 0.0	Frecuencia (%) NaN
	r / RMS / σ Mod: 0.73 / 0.03 / 0.4 Dir: 0.98 / 83.17 / 0.5	r / RMS / σ Mod: 0.80 / 0.03 / 0.3 Dir: 0.97 / 83.19 / 0.5	r / RMS / σ Mod: 0.87 / 0.06 / 0.4 Dir: 0.95 / 152.37 / 0.6	

6 Variaciones espacio temporales del nivel del mar en la laguna

Como se ha explicado anteriormente se fondearon un total de 8 sensores dentro de la laguna: 3 ADCPs y 5 sensores de presión, ya que uno de los 6 previstos presentó problemas en su electrónica y no pudo ser usado finalmente. En la Figura 47 se muestra su ubicación, correspondiendo los círculos verdes a los ADCP y los cuadrados rojos a los sensores de presión RBR. El sensor correspondiente a la estación MM3 sufrió una avería al poco de iniciarse el periodo de fondeo, por lo que existen muy pocos datos disponibles para esta estación, no habiéndose considerado en los análisis que se muestran a continuación.

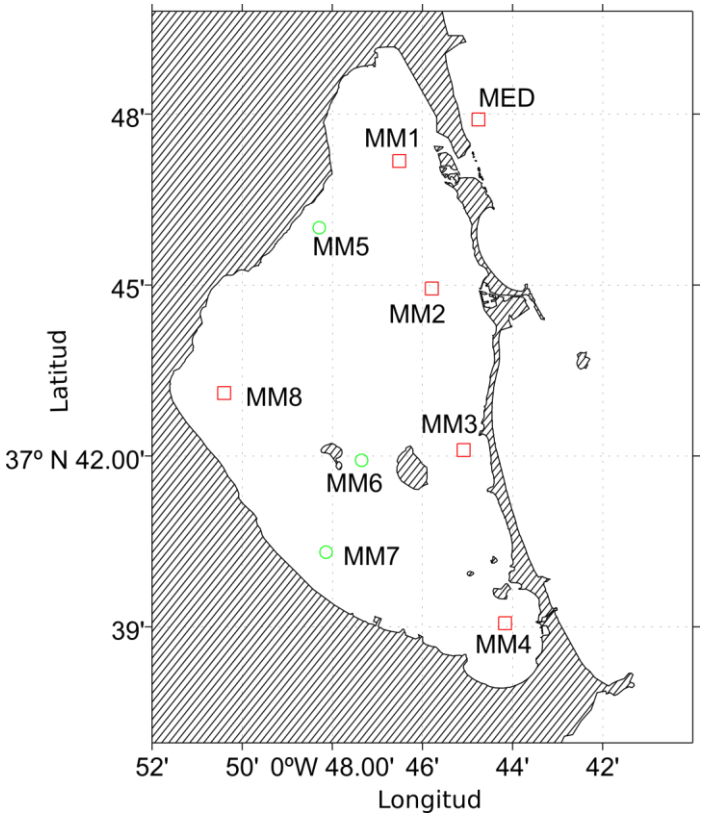


Figura 47 Ubicación de los sensores fondeados en el Mar Menor. Cuadrados rojos corresponden a sensores de presión, círculos verdes a los ADCPs.

Tal y como se ha explicado en el Capítulo 4, los flujos de salida y entrada del agua en una laguna costera están dominadas en gran medida por las variaciones que se producen en la altura del nivel del mar adyacente a ella. En nuestro caso, para poder

entender las variaciones en la altura de agua en el Mar Menor será necesario comprender los mecanismos que las regulan en el Mar Mediterráneo adyacente. Para ello se ha seleccionado el periodo de tiempo más largo registrado con ausencia de huecos en la serie temporal, siendo este el que abarca desde el 21/10/2011 hasta el 03/12/2011. La Figura 48 muestra las variaciones del nivel del mar de todos los sensores habiéndose previamente suavizado los datos horariamente. Todas las series presentan un comportamiento similar, siendo el rango de variaciones en el Mediterráneo de 0.4 m y dentro de la laguna de 0.2 m.

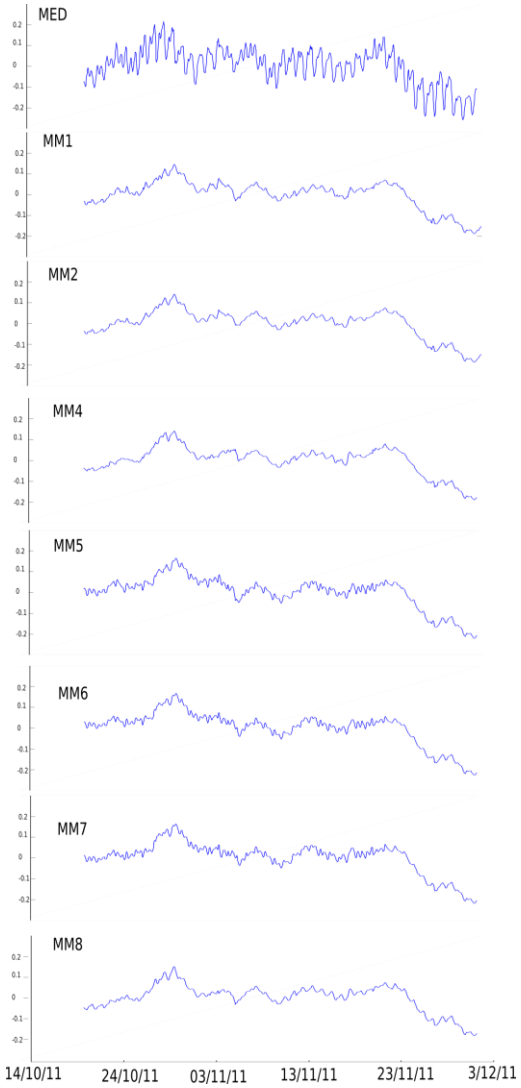


Figura 48 Variación del nivel del mar para las estaciones dentro de la laguna y la del Mediterráneo.

Para poder conocer en qué medida están relacionados los cambios en el Mediterráneo con los lagunares se ha analizado la correlación entre cada uno de los sensores dentro de la laguna con el ubicado fuera de ella (MED). En las Figura 49 y 50 se muestran las correlaciones (%) y desfases (horas) obtenidos. Las estaciones situadas

más próximas a los canales (MM1, MM2 y MM4) presentan correlaciones más altas (71%-73%) y un desfase de 5 horas. El resto presentan correlaciones del 66% y desfases entre 8 y 11 horas, a excepción de la estación MM8, la cual a pesar de ser la más alejada de los canales, presenta correlaciones y desfases similares a las estaciones más próximas a ellos. Esto puede ser debido a la batimetría y morfología de la zona (Figura 7), ya que la profundidad media de la zona recorrida por la onda entrante hasta la estación MM8 es la que presenta una mayor profundidades y por tanto una mayor velocidad de propagación de la onda entrante, siendo además la que presenta una menor afección por la ausencia de fenómenos morfológicos (islas o costa) en su recorrido. Por tanto, se puede concluir que las variaciones del nivel del mar dentro de la laguna están explicadas en torno a un 70% por las del mar Mediterráneo, mostrándose la necesidad de comprender los mecanismos que regulan este para poder entender la dinámica lagunar.

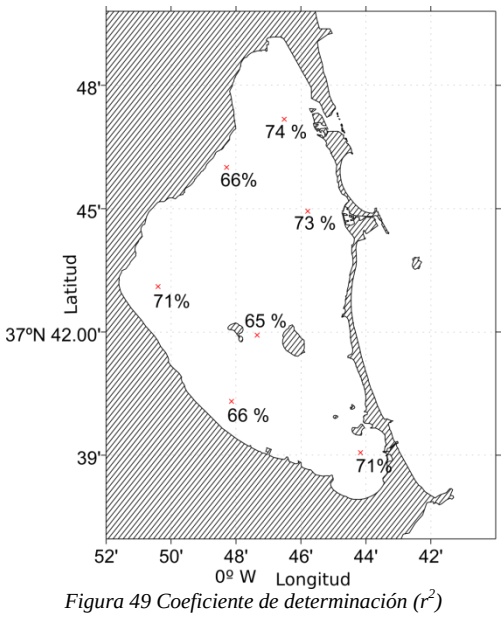


Figura 49 Coeficiente de determinación (r^2) expresadas en % entre las estaciones lagunares (MM) y la del Mediterráneo.

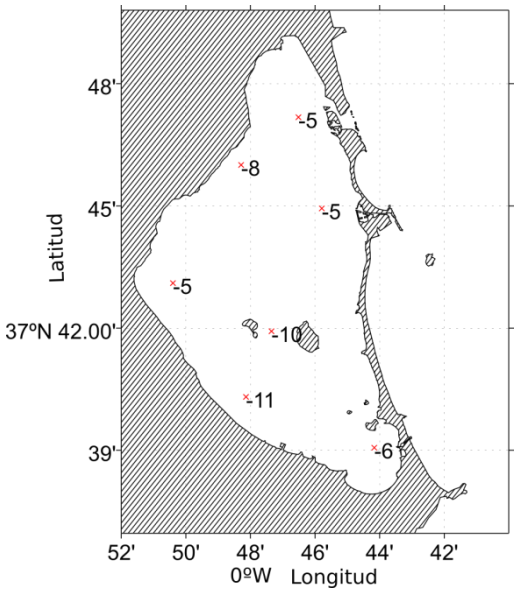


Figura 50 Desfase (horas) entre las estaciones lagunares (MM) y la del Mediterráneo.

6.1 Variaciones en el Mediterráneo

Tal y como se ha expuesto anteriormente, los forzantes causantes de las variaciones del nivel del mar, de los que a continuación pasaremos a estudiar su influencia sobre la zona de estudio, son:

- Marea.
- Presión atmosférica.
- Vientos locales.
- Vientos no-locales.

6.1.1 Marea

Las mareas en el Mar Mediterráneo presentan valores pequeños de amplitud debido al filtrado que ejerce el estrecho de Gibraltar sobre la energía mareal proveniente del Atlántico, con valores de amplitud que oscilan en torno a los 0.10 m (García-Lafuente et al. 2004; Arabelos et al. 2011). En la Figura 51 se puede observar en color azul la marea obtenida entre Octubre/2011 y Febrero/2012, el color rojo indica la señal obtenida una vez filtrada la señal de marea sobre los datos registrados. Se puede observar cómo los valores de amplitud obtenidos (0.127 m) están en el rango de los indicados en la bibliografía.

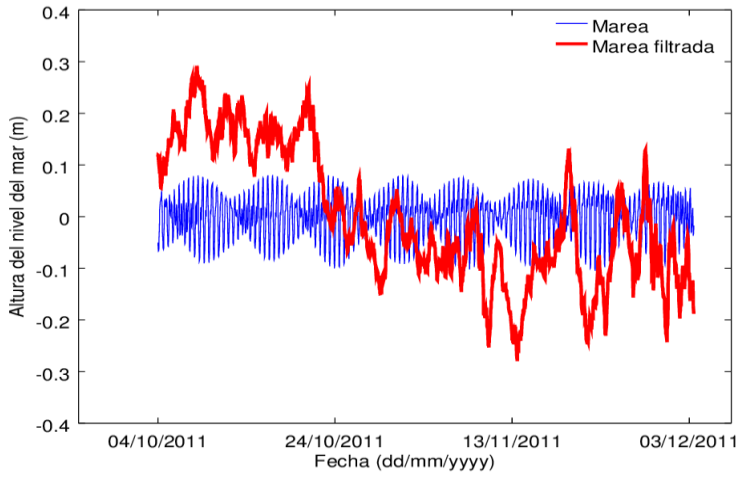


Figura 51 En color azul, marea correspondiente a la estación 1 en el periodo del 21/10/2011 al 12/02/12. En color rojo datos registrados de nivel del mar una vez filtrada la señal de marea.

La amplitud total de marea en la estación MED es de 0.12 m con una relación entre varianza predicha y varianza original del 9.3% (Tabla 21). La componente diurna K1 es la que presenta una mayor amplitud (0.0429 m) explicando junto con la O1 cerca del 50% de la varianza total debida a marea.

Tabla 21 Componentes de marea principales y de aguas pocas profundas resultantes del análisis harmónico aplicado a los datos de nivel del mar registrados en la estación MED entre Octubre de 2011 y Febrero de 2012.

	MED	
	Fase (º)	Amp (m)
O1	*126.71	0.0259
K1	*155.22	0.0429
N2	*27.89	0.0052
M2	*50.59	0.0279
S2	*72.2	0.0118
M3	*158.33	0.0027
SK3	*105.6	0.0018
MN4	*106.85	0.0019
M4	*153.64	0.0045
MS4	*219.71	0.0028
M6	274.46	0.0004
Total		0.1274
F		1.732
varianza predicha/varianza original	9.3%	

A partir de los valores de amplitud obtenidos se puede calcular el factor de forma– o número de Formzalh- (*F*) de la marea (Ecuación 10) (Defant 1960), según el cual se clasifican como semidiurna (*F*<0.25), mixta semidiurna (0.25> *F* <1.5), mixta diurna (1.5> *F* <3) y diurna (*F*>3).

Ecuación 10

$$F = \frac{K1 + 01}{M2 + S2}$$

El factor de forma de la estación MED (1.72) muestra una marea semidiurna con una leve influencia de marea mixta indicando que a lo largo de un día habrá dos picos de marea en la zona de estudio.

Los componentes de aguas poco profundas describen sólo el 11% de la varianza total de la marea (0.014 m). Aunque estadísticamente significantes, son pequeños comparados con los componentes principales, por lo que se han descartado a la hora de estudiar la influencia de la marea en el intercambio de agua a través de los canales.

Con el objetivo de estudiar la evolución de la marea a lo largo de la costa mediterránea paralela al Mar Menor se han comparado las fases de los componentes principales obtenidos de los de los mareógrafos de Puertos del Estado más cercanos (Tabla 22): el de Gandía (130 Km al Norte) y el de Almería (180 Km al Sur). En este estudio no se ha accedido a los datos del Instituto Geográfico Nacional del mareógrafo de Alicante al no estar directamente disponibles por medios electrónicos. Los componentes O1 y K1 muestran una fase acorde con la evolución de la onda de marea entrante por el estrecho de Gibraltar hacia el Norte. Sin embargo, al comparar las fases obtenidos para las componentes M2 y S2, se puede observar una diferencia entre las estaciones MED y Gandía. Esto es debido a la presencia de un punto anfidrómico situado al Sur de Gandía (Lozano & Candela 1995). El análisis de la estación MED muestra una concordancia de sus componentes de marea con las de Almería. Sin embargo, las obtenidas para Gandía, y a pesar de estar más cerca, presentan diferencias en las componentes M2 y S2 debido a la presencia del punto anfidrómico comentado, no pudiendo considerarse esta estación (Gandía) representativa de las mareas en la vertiente mediterránea del Mar Menor.

Tabla 22 Fase de las estaciones de Gandía, MED y Almería.

	Gandía	MED	Almería
O1	105.72	126.71	118.29
K1	163.32	155.22	154.94
M2	201.58	50.59	50.20
S2	203.49	72.2	75.50

Estudios preliminares realizados en el Mar Mediterráneo adyacente al Mar Menor señalan la presencia en los datos de presión atmosférica de un fenómeno con frecuencias cercanas a la componente de marea oceánica S2 (López-Castejón & Gilabert 2012). Con el objetivo de comprobar la existencia de esta frecuencia en los valores de presión atmosférica y la posible influencia sobre la componente S2 de la marea oceánica se ha obtenido la densidad espectral de potencia para los datos de presión junto con los del nivel del mar. En la Figura 52 se puede ver el espectro obtenido (rojo nivel del mar, azul presión atmosférica), corroborando la presencia de una superposición en la frecuencia del componente S2 para la presión atmosférica y el nivel del mar.

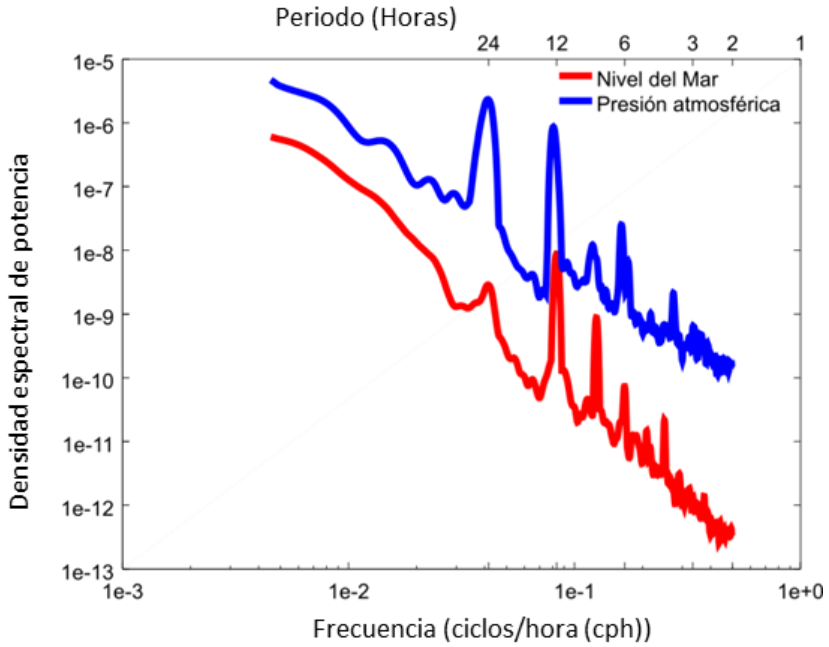


Figura 52 Densidad espectral de potencia obtenido para el nivel del mar (m^2/cph) y presión atmosférica (bar^2/cph). Las unidades cph corresponden a ciclos por hora.

A diferencia de la componente de marea M2, que tiene un origen gravitacional debido a la influencia de los astros sobre la masa de agua, la componente S2 contempla, no sólo la influencia gravitacional sobre la marea oceánica, sino también la influencia de la marea atmosférica existente debido a los cambios globales de temperatura, y por tanto presión atmosférica, noche y día (Kantha & Clayson 2000). Con el objetivo de comprobar si la señal detectada en la frecuencia S2 atmosférica tiene un origen global,

en cuyo caso ya estaría contemplada, o es debido a fenómenos locales, se ha seguido la metodología propuesta por (Kjerfve & Knoppers 1991), calculado la relación M2/S2 teórica y la obtenida (Ecuación 11) En el caso de la existencia de fenómenos locales que pudieran influir sobre las variaciones del nivel del mar en la frecuencia semidiurna S2 se obtendrá una relación mayor que uno. Los valores teóricos de M2 y S2 se han calculado a partir del programa de análisis de mareas de la Universidad de Oregón OTIS (Egbert & Erofeeva 2010), obteniendo una amplitud de marea de 1.21 cm para la componente S2 y 2.81 cm para la M2 en las coordenadas de la estación MED.

Ecuación 11

$$\frac{[\frac{S2}{M2}]Observed}{[\frac{S2}{M2}]theory}$$

Se ha obtenido un valor de 0.98 indicando que no existente influencia de ningún fenómeno local sobre la componente S2 de marea, pudiendo descartar la influencia de fenómenos locales atmosféricos sobre los datos de marea registrados.

6.1.2 Presión atmosférica

El análisis de la influencia de la presión atmosférica se ha abordado tanto desde el punto de vista de las altas frecuencias (variaciones horarias), como de las bajas frecuencias (variaciones mayores de 1 día).

Para las bajas frecuencias los datos se han suavizado horariamente. El coeficiente de correlación (*r*) obtenido entre las variaciones de nivel del mar y las de presión atmosférica es de 0.64 con un desfase negativo de 11 horas entre ambas señales (Figura 53), explicando un 40% de la varianza observada del nivel del mar. Esto pone de manifiesto la importancia que el efecto de barómetro invertido tiene sobre las variaciones del nivel del mar en el Mediterráneo, ya indicada por otros autores (Oddo et al. 2014; Gomis et al. 2006; Ponte 2006).

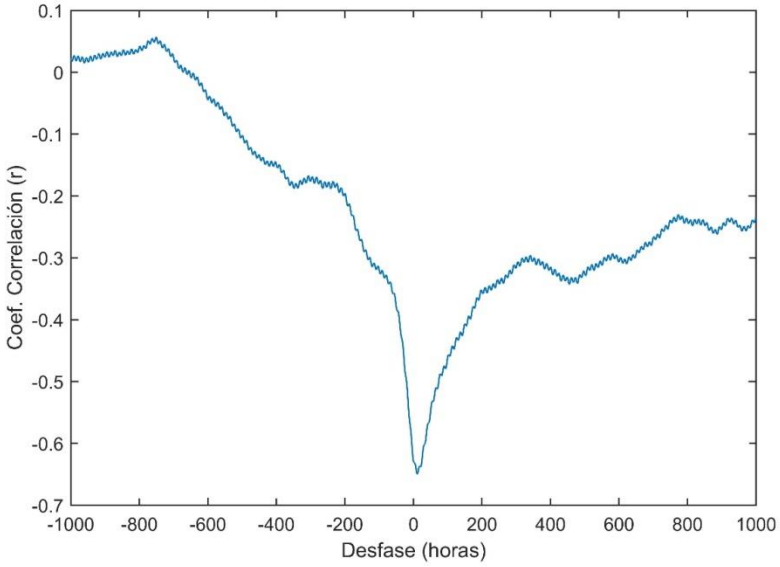


Figura 53 Correlaciones cruzadas entre las variaciones del nivel del mar y la presión atmosférica.

Con el objetivo de conocer la periodicidad de este fenómeno se ha realizado un análisis de coherencia y fase entre el nivel del mar y la presión atmosférica (Figura 54). Los resultados muestran una alta coherencia en los periodos en torno a las 12 horas, con una fase en torno a los 155º. Aunque lo esperado en el caso de un fenómeno de barómetro invertido es un desfase de 180º, es común en zonas costeras que los valores obtenidos se alejen de este valor debido a la influencia de fenómenos costeros, como cambios en la batimetría, morfología de la costa o viento (Aboitiz et al. 2008; Smith 1983). Los análisis de la densidad espectral de potencia realizados sobre la presión atmosférica (Figura 33) ya pusieron de manifiesto la presencia de un fenómeno con la periodicidad obtenida en el análisis de coherencia y fase, pudiendo identificarlo como un fenómeno de barómetro invertido.

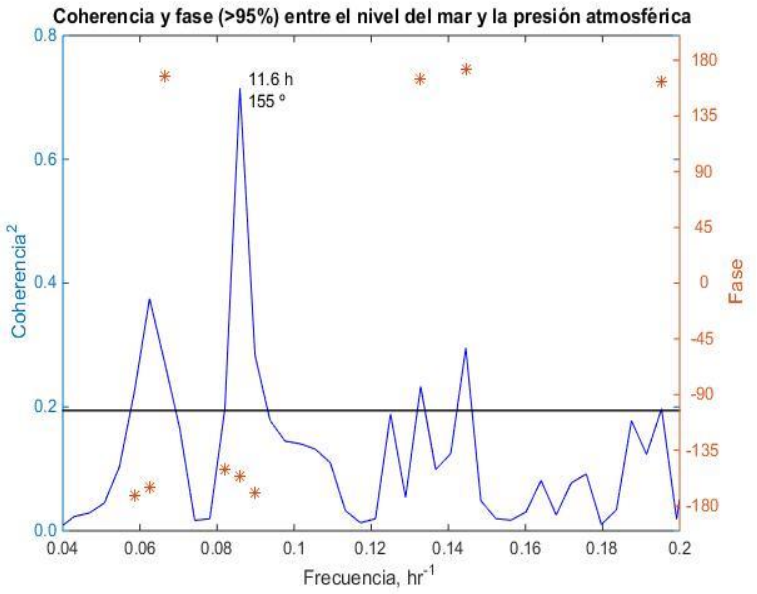


Figura 54 Análisis de coherencia (color azul) y fase (color naranja) entre los datos con suavizado diario de presión atmosférica y nivel del mar en la estación MED. Los valores en color negro indican los grados de fase para los valores que superan el umbral de confianza.

La importancia del barómetro invertido en los análisis de fenómenos de alta frecuencia ha sido señalado por diversos autores, en particular los ciclos estacionales (Ponte 2006). Para estudiar la posible influencia de la señal de alta frecuencia del barómetro invertido se han suavizado los datos de nivel del mar y atmosféricos semanalmente, y calculado las correlación entre ambas (Figura 55), obteniendo un valor de r = -0.75, lo que corresponde a casi el 60% de la varianza total con un desfase de 61 horas, estando estos valores en el orden de los referenciados por otros autores para fenómenos de barómetro invertido (Sammari et al. 2006; Koutitonsky 2007). El valor negativo de r indica que el forzante responsable de estas variaciones es el fenómeno de barómetro invertido. Estos resultados ponen de manifiesto la importancia de este fenómeno en las variaciones del nivel del mar, tanto para fenómenos de baja frecuencia como en aquellos cercanos a las frecuencias de marea.

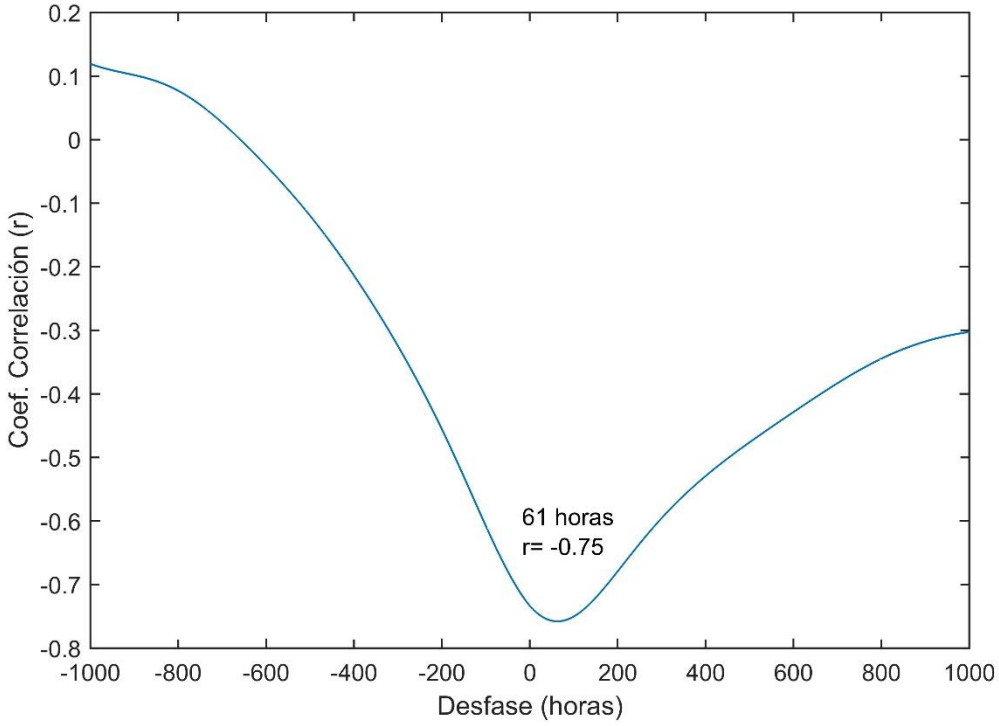


Figura 55 Coeficiente de correlación entre la presión atmosférica y el nivel del mar eliminado las frecuencias con un periodo menor a los 7 días.

6.1.3 Viento

El análisis de coherencia y fase realizado entre el nivel del mar y el viento (Figura 56 y 57) muestra una coherencia significativa mayor del 0.8, tanto para la componente longitudinal como la transversal, con una frecuencia entre 0.025 y 0.035, correspondiendo a un periodo entre 1 y 2 días aproximadamente. En ambos casos los fenómenos estudiados se encuentran en desfase (180º) lo que indica que se dan en sentido contrario. Tal y cómo se introdujo en el Capítulo 4.2, vientos soplando en dirección hacia la costa (en nuestro caso signo negativo) producen un incremento en el nivel del mar (signo positivo), y a la inversa en sentido contrario. De igual manera, viento paralelos dejando la costa a la derecha (signo negativo) producen un incremento en el nivel del mar (signo positivo), y a la inversa. Estando estos resultandos en concordancia con los obtenidos.

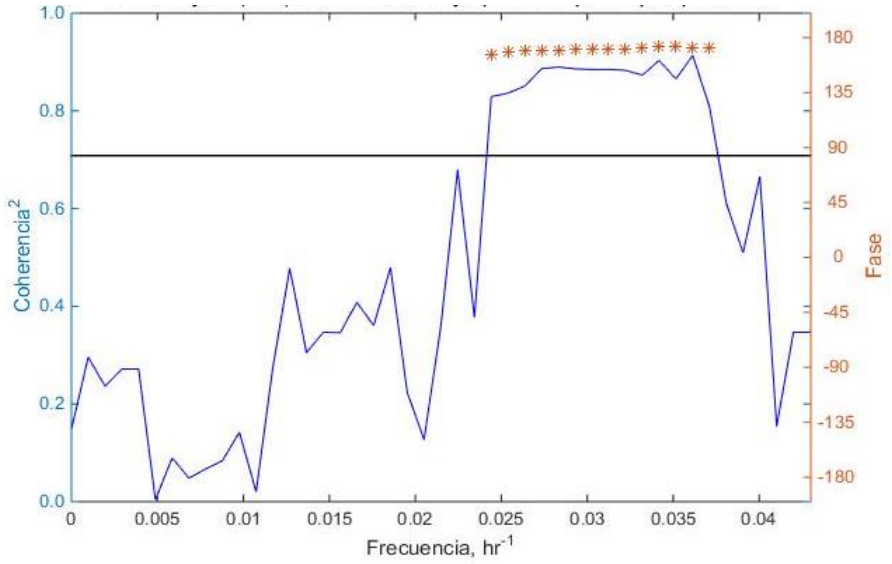


Figura 56 Coherencia (color azul) y fase (color naranja) entre el nivel del mar y la componente longitudinal del viento. Se muestran sólo aquellos valores de fase por encima del nivel de confianza del 0.95 (línea negra).

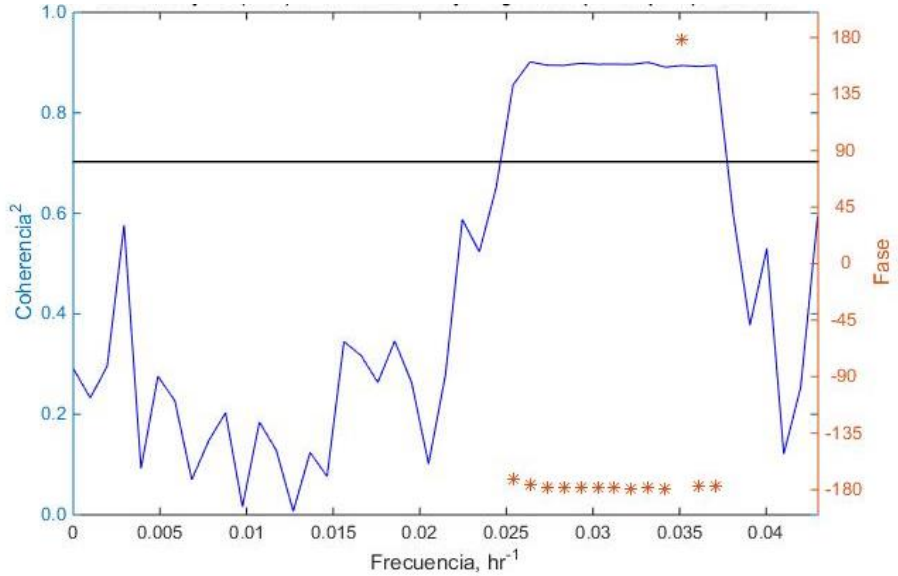


Figura 57 Coherencia (color azul) y fase (color naranja) entre el nivel del mar y componente transversal del viento. Se muestran sólo aquellos valores de fase por encima del nivel de confianza del 0.95 (línea negra).

6.2 Análisis de las variaciones del nivel del mar en el Mar Menor.

El análisis de las variaciones dentro del Mar Menor se ha realizado de manera conjunta para todas las estaciones, pudiendo de esta forma realizar una comparación entre ellas.

6.2.1 Mareas

Los resultados del análisis armónico realizado (Tabla 23) ponen de manifiesto el efecto tan importante que los canales tienen sobre la onda de marea, filtrándola en su mayoría, pasando de una amplitud de marea registrada en el Mediterráneo de 12 cm a 1.6 cm como máximo en la estación MM5. Los componentes diurnos O1 y K1 siguen siendo las dominantes, estando presentes en todas las estaciones, en contraste con los semidiurnos, en las cuales se encuentra mayor variabilidad, siendo diferentes los componentes significativos en cada una de ellas. Las variaciones del nivel del mar dentro de la laguna sólo pueden ser atribuidas en un 0.3 % a la marea, siendo por tanto muy pequeña su contribución a los cambios en la altura de la columna de agua.

Tabla 23 Análisis armónico de los componentes de marea para las estaciones situadas dentro del Mar Menor. La amplitud se muestra en centímetros.

	MM1		MM2		MM4		MM5		MM6		MM7		MM8	
	Ampl. (cm)	Fase (º)	Ampl. (cm)	Fase (º)	Ampl. (cm)	Fase (º)	Ampl. (cm)	Fase (º)	Ampl. (cm)	Fase (º)	Ampl. (cm)	Fase (º)	Ampl. (cm)	Fase (º)
O1	0.36	202	0.37	206	0.51	182	0.4	232	0.44	244	0.43	240	0.4	207
K1	0.64	235	0.59	232	0.59	244	0.7	256	0.62	255	0.57	253	0.73	239
N2	0.09	124			0.15	71			0.19	191				
M2	0.28	143	0.24	147	0.21	136	0.2	189			0.17	185	0.24	135
S2							0.3	85	0.32	79	0.3	72		
Total	1.37		1.2		1.46		1.6		1.57		1.47		1.37	
Var	0.2%		0.2%		0.3%		0.2%		0.1%		0.1%		0.3%	

Con el objetivo de estudiar el avance de la onda de marea desde el Mediterráneo hasta la laguna, se han calculado los desfases de los componentes principales K1, 01 y M2 entre las estaciones lagunares y de los canales, respecto a la estación MED, ubicada en el Mediterráneo. Las componentes N2 y S2 no se han tenido en cuenta al ser significativa sólo en 3 de las 7 estaciones analizadas. Los resultados obtenidos (Figura 58, 59 y 60) muestran, para los componentes diurnos (K1 y O1) un desfase con valores en torno a las 6 horas, mientras que el componente semidiurno (M2) presenta un desfase alrededor de 4 h. Sin embargo, si comparamos las diferencias entre cada uno de los componentes dentro de la laguna se obtiene un valor alrededor de 1.5 horas para todas las componentes. Gracias al modelo, se han podido obtener el mapa completo de componentes de marea para todo el Mar Menor (Figura 58 a 60) presentando el mismo rango de variación que los registrados. Gracias a éste, pueden observarse las diferencias en la propagación de cada una de las ondas y cómo en la zona de La Manga la marea presenta un comportamiento diferenciado del resto. Esto puede ser debido a ser la zona más influenciada por la entrada de agua desde el Mediterráneo, como más adelante se expondrá al hablar de la tasa de renovación de la laguna.

También es destacable que la estación más alejada de los canales (MM8) presenta una mayor similitud con las estaciones más cercanas a ellos (MM1 y MM2). Este fenómeno, que como también veremos más adelante, se repite en posteriores análisis, podría ser debido a que se trata de la estación que presenta una mayor homogeneidad del fondo y ausencia de morfologías costeras en el recorrido de la onda desde la entrada por los canales hasta ella, permitiendo una propagación más rápida de la onda.

La estación situada más al Sur (MM4) es la que mayor diferencias presenta en todos sus componentes respecto a las demás, debido al efecto de filtrado tan importante que ejerce el canal de Marchamalo sobre la onda de marea, pudiendo llegar a anularla (como se verá en el Capítulo 8.3).

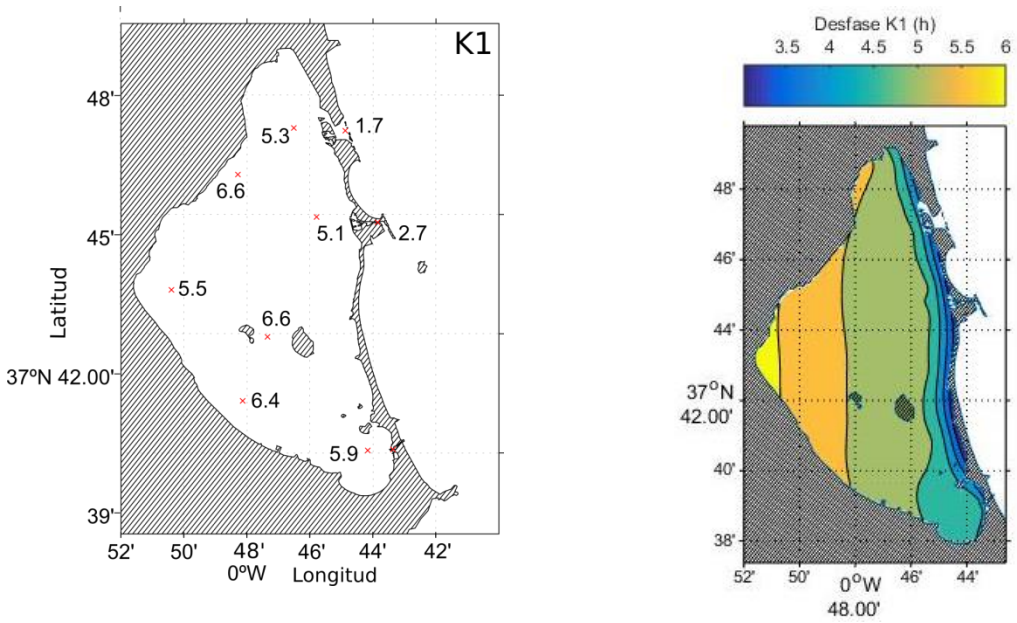


Figura 58 Desfase de la componente K1 respecto a la estación del Mediterráneo. A la derecha se muestran los resultados obtenidos a partir de los datos registrados y a la derecha los del modelo.

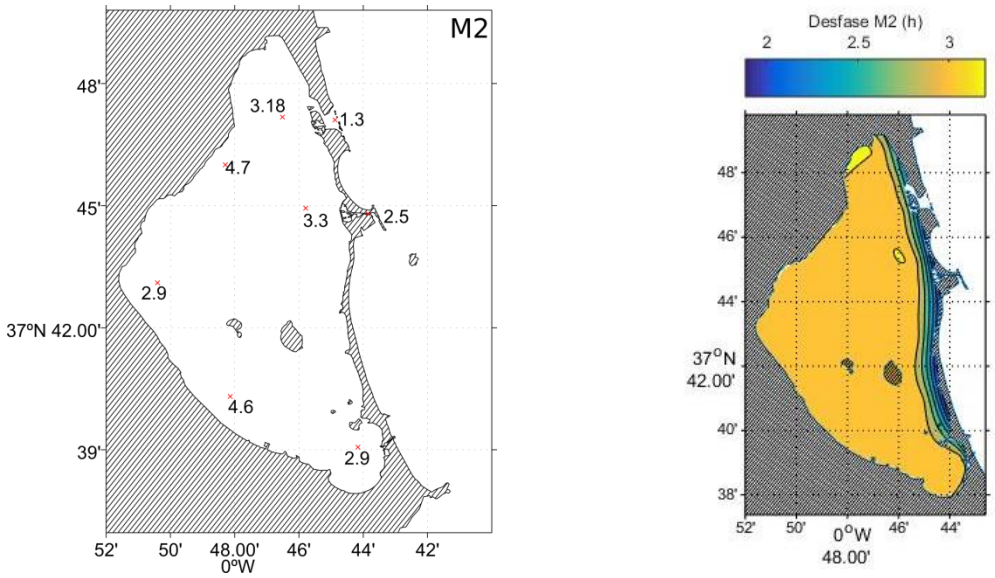


Figura 59 Desfase de la componente M2 respecto a la estación del Mediterráneo. A la derecha se muestran los resultados obtenidos a partir de los datos registrados y a la derecha los del modelo.

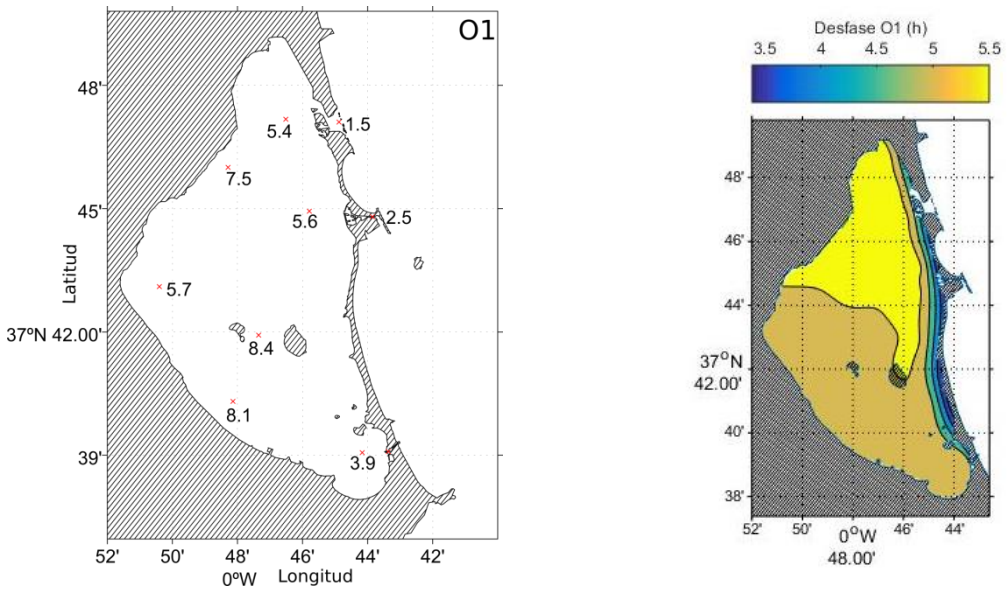


Figura 60 Desfase de la componente O1 respecto a la estación del Mediterráneo. A la derecha se muestran los resultados obtenidos a partir de los datos registrados y a la derecha los del modelo.

Las variaciones de la amplitud de la marea no presenta diferencias significativas entre las estaciones, siendo la variación entre ellas de 0.1 cm (Figura 61 y 62).

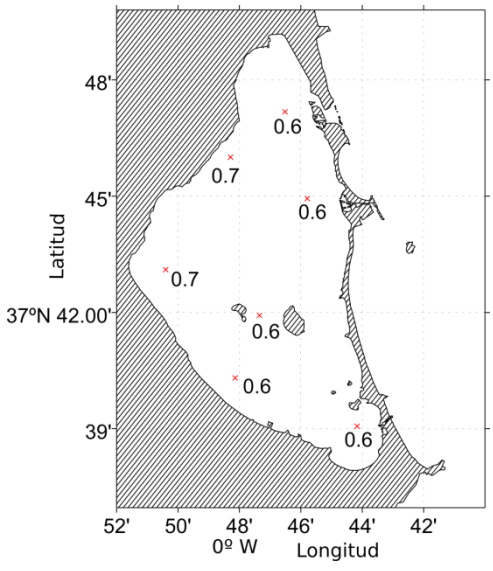


Figura 61 Amplitud obtenida para el componente K1 en las diferentes estaciones del Mar Menor.

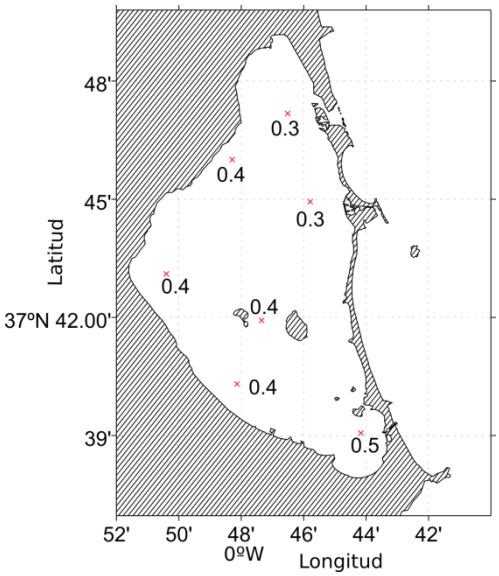


Figura 62 Amplitud obtenida para las componentes O1 en las diferentes estaciones del Mar Menor.

6.2.2 Presión atmosférica

El análisis de la correlación entre la presión atmosférica y las variaciones del nivel del mar en el Mar Menor (Tabla 24) muestra un r^2 entre 37 y 51% y un desfase con valores próximos a 46 horas (Figura 63 y 64).

Tabla 24 Correlaciones (r^2) expresadas en % y desfases (horas) obtenido entre las variaciones del nivel del mar en la laguna y los cambios en la presión atmosférica registradas en San Javier.

	MM1	MM2	MM4	MM5	MM6	MM7	MM8
r^2 (%)	37	37	43	43	37	43	51
Retardo (horas)	46	47	48	43	45	47	48

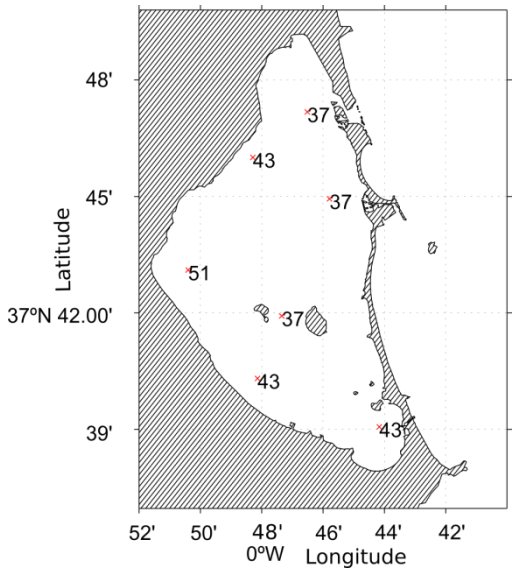


Figura 63 Coeficiente de determinación (r^2) expresado en % obtenido entre las variaciones de presión atmosférica y el nivel del Mar Menor.

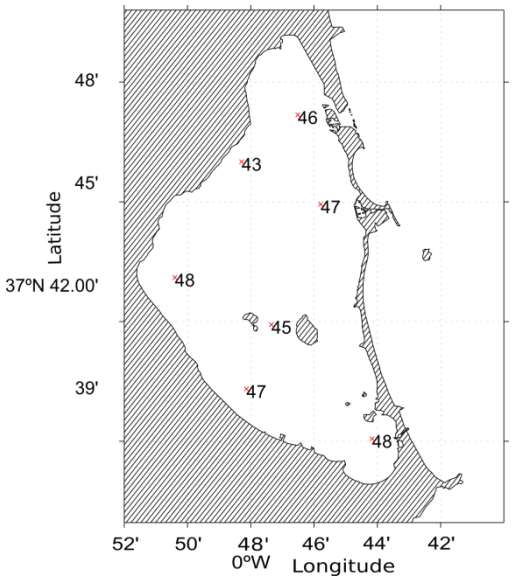


Figura 64 Desfase expresado en horas obtenido entre las variaciones de presión atmosférica y el nivel del Mar Menor.

6.2.3 Viento

El apilamiento de agua en las lagunas costeras debido al viento está bien referido en la literatura (p.e. Janzen 2002). La intensidad de este fenómeno depende del módulo del viento, del recorrido que tenga el viento en la dirección que sopla (carrera de viento –fetch-) y de la duración del mismo, pudiendo calcularse la pendiente entre dos puntos debido a este fenómeno a partir de la Ecuación 12, dónde: η corresponde al nivel del mar (en metros, m), x es la distancia entre los dos puntos (m), τ_x el estrés de viento (N/m^2), ρ densidad del agua de mar (Kg/m^3), g la aceleración por la gravedad (m/s^2) y h la profundidad (m).

Ecuación 12

$$\frac{\partial \eta}{\partial x} = \frac{\tau_x}{\rho g h}$$

Para comprobar la concordancia de los valores teóricos con los registrados se han seleccionado dos periodos de viento en el que éste sopló en dirección N o S durante al menos un día. Se detectaron dos periodos en los que el viento dominante fue hacia el Sur: del 19/01/11 al 30/01/11 y del 15/03/12 al 25/03/12. Las Figura 65 y 66 muestran las diferencias del nivel del mar (en cm) entre las estaciones MM1 y MM4 (color azul) y estrés de viento calculado (color verde) para los periodos referidos. El estrés de viento ha sido calculado usando la formulación de Large & Pond (1981). Se puede observar claramente la relación existente entre el viento y el nivel del mar, produciéndose un incremento en las diferencias de nivel del mar entre el Norte y Sur de la laguna al poco tiempo de iniciarse el periodo de viento. Los desfases obtenidos entre el máximo en el estrés del viento y la diferencia máxima entre las estaciones han sido de 9 horas para el primer periodo estudiado y 11 horas para el segundo.

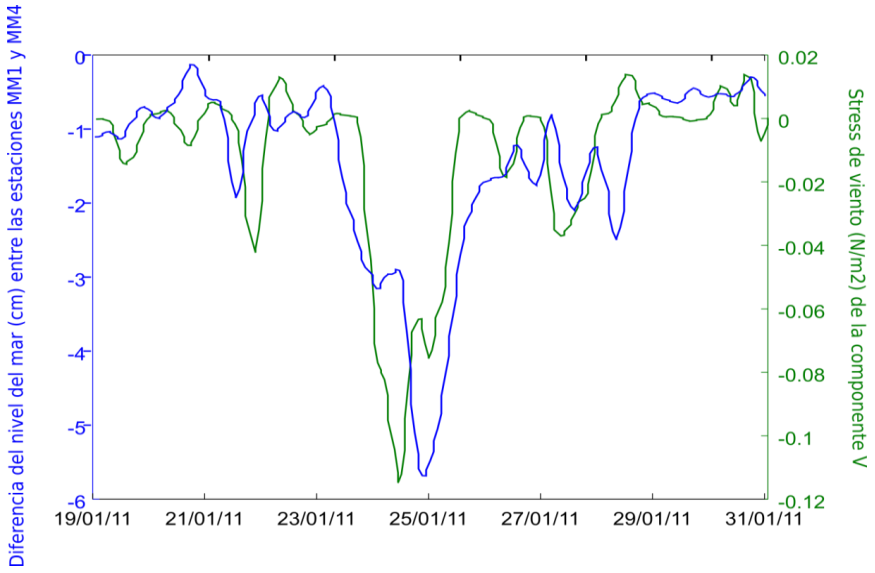


Figura 65 Diferencias del nivel del mar (cm) entre las estaciones MM1 y MM4 (color azul) y estrés de viento calculado (color verde) para el periodo de tiempo que abarca desde el 19/01/11 al 31/01/11.

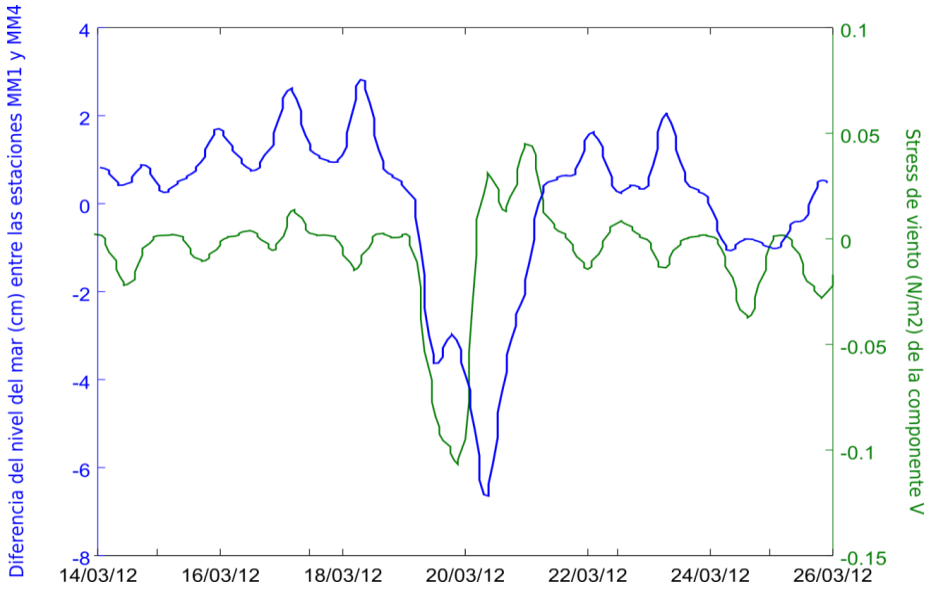


Figura 66 Diferencias del nivel del mar (cm) entre las estaciones MM1 y MM4 (color azul) y estrés de viento calculado (color verde) para el periodo de tiempo que abarca desde el 14/03/12 al 26/03/12.

La pendiente teórica para el Mar Menor en los casos estudiados - tomando unos valores de densidad del agua de 1037 g/l, estrés viento de 0.12 N/m^2, g = 9.8 (m/s), y h=3.5 (m), ha sido de 3.3737e-006 º. Multiplicando este valor por la distancia entre las estaciones podremos calcular la diferencia de nivel entre ellos, obteniendo en nuestro

caso un valor teórico de 5.3 cm, estando este muy próximo al valor de 6 cm registrado en los casos estudiados.

Con el objetivo de comprobar la capacidad del modelo hidrodinámico para reproducir este comportamiento, se ha buscado en la serie temporal utilizada para la simulación un evento de viento con características similares a los utilizados anteriormente, habiendo sido seleccionado un régimen con módulo mayor de 10 m/s, de duración dos días y dirección SO. En la Figura 67 se pueden observar los resultados obtenidos, comprobándose cómo el modelo es capaz de simular esta situación, llegando a obtener un incremento del nivel del mar de hasta 10 cm. El evento seleccionado para el modelo presentaba un mayor estrés de viento (alcanzado 0.45 N/m^2) en comparación con los analizados en los registros (0.12 N/m^2), explicándose así la obtención de una mayor elevación para el modelo.

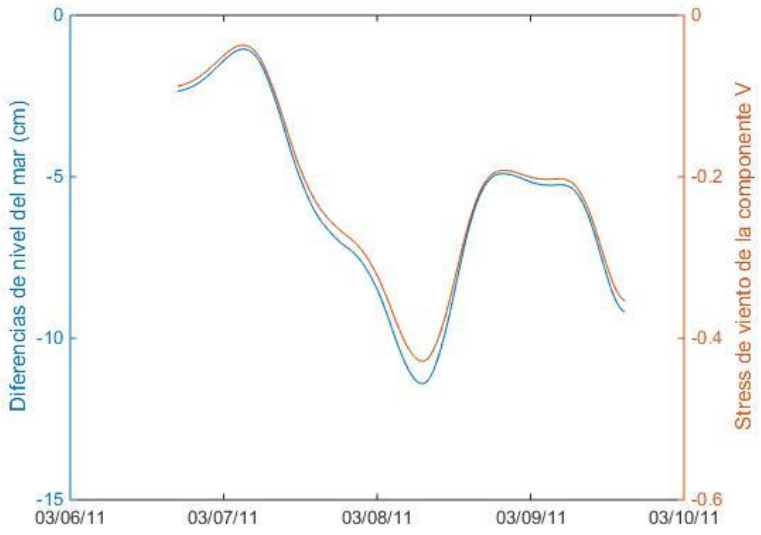


Figura 67 Diferencias de nivel del mar entre los puntos del modelo con coordenadas más próximas a las estaciones MM1 y MM4 (color azul) y estrés de viento (color naranja).

Estas diferencias de nivel del mar por viento, a pesar de tener unos valores pequeños son muy importantes debido a la generación de contracorrientes en el fondo, tal y cómo se verá en el capítulo siguiente.

6.2.4 Seiches

Un seiche se define como una onda estacionaria encerrada en un cuerpo de agua confinada por el que se propaga, como por ejemplo una laguna costera. Cualquier perturbación repentina en el nivel de mar como cambios bruscos en la presión atmosférica o vientos de alta intensidad se propagará en la laguna en forma de un seiche (Niedda & Greppi 2007), provocando un movimiento periódico de ascenso y descenso del nivel del mar. Esta oscilación tiene uno o varios puntos de inflexión en los que no se produce variación del nivel del mar y que se denominan "nodos" (Figura 68). El denomindo modo del seiche viene establecido a partir del número de nodos que se consideren, siendo el modo uno el que presenta un mayor periodo, denominándose modo fundamental.

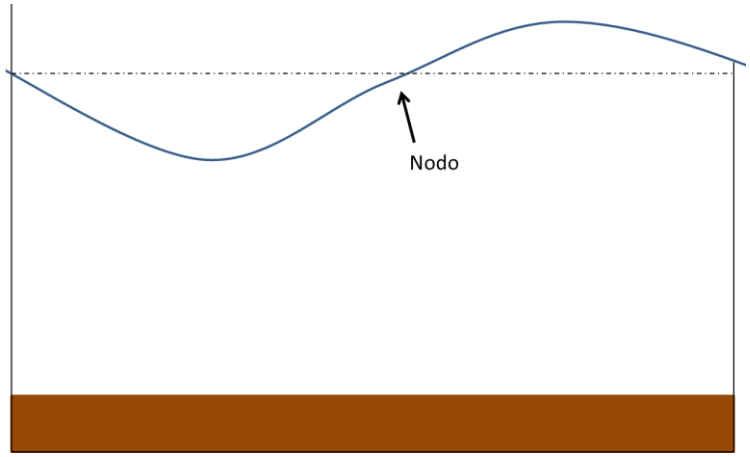


Figura 68 Representación de un Seiche con un solo nodo.

Aproximando el Mar menor a un rectángulo de profundidad constante se puede calcular mediante la Ecuación 13, el periodo que tendría un seiche, y por tanto su velocidad de propagación, estando influida por la longitud del recorrido (L), la profundidad (h) y el modo considerado (m). En nuestro caso se ha analizado el modo fundamental (m = 1).

Ecuación 13

$$T = \frac{2\,L}{(m\sqrt{gh})}$$

En el caso del Mar Menor tendremos dos ejes máximos de propagación, uno Norte-Sur con una distancia de 21 Km (L=21000 m) y otro Este–Oeste de 14 Km (L=14000 m), tomando una profundidad media de 4 m, obtendríamos unos periodos teóricos para el Seiche de 1.68 horas en el eje Norte-Sur y 0.79 horas en el Este-Oeste

Para comprobar la presencia o ausencia de este fenómeno en los datos registrados, se ha realizado un análisis espectral sobre toda la serie temporal disponible para cada una de las estaciones (Figura 69). La línea roja representa los valores teóricos obtenidos para el Mar Menor a partir de la Ecuación 13. Los resultados de este análisis muestran claramente dos picos de energía cercanos a los periodos teóricos obtenidos, presentando todas las estaciones valores de densidad de energía similares. También se pueden observar picos en otros periodos debidos a otros modos del seiche o direcciones de propagación.

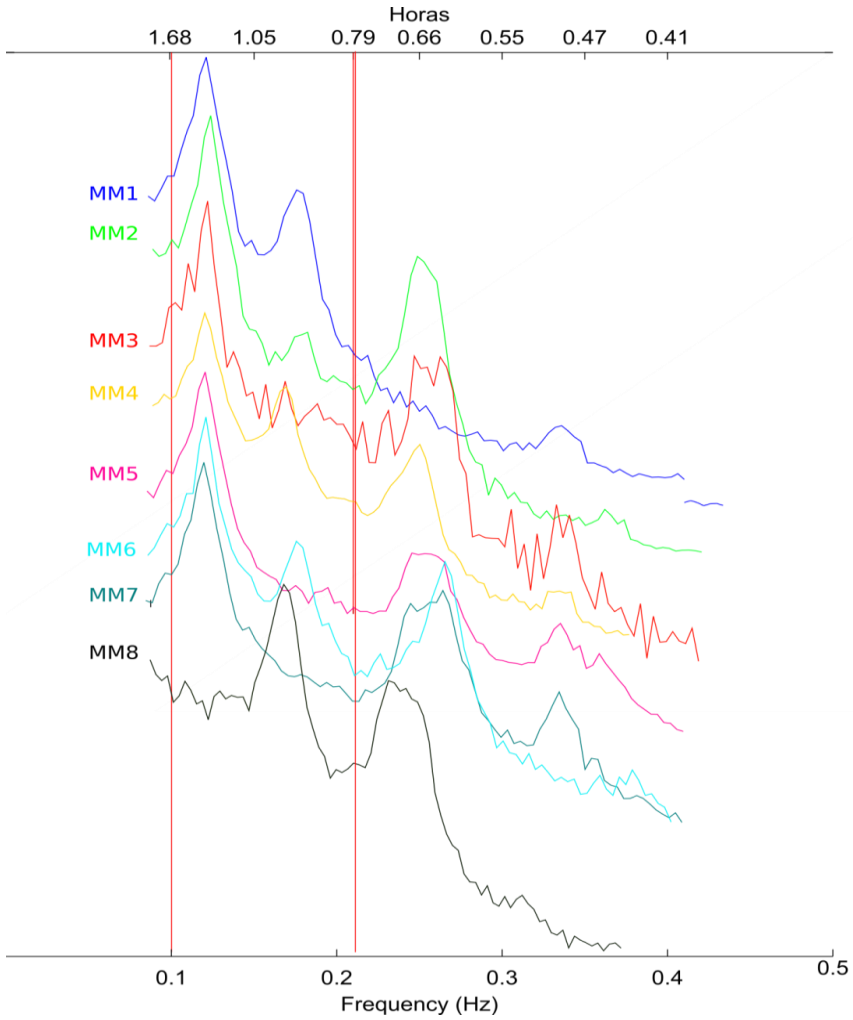


Figura 69 Densidad espectral de potencia para las altas frecuencias de todas las estaciones del Mar Menor. Las líneas rojas verticales indican los periodos teóricos.

Sin embargo, un estudio más detallado de todas ellas muestra pequeñas diferencias en las frecuencias según la estación. Cabe destacar la presencia en casi todas las estaciones de un pico muy marcado entre las 1.68 horas y 1.05 horas correspondiente a la onda que se propaga de Norte a Sur y cuyo valor teórico se estableció en 1.68; la única estación que presenta un desplazamiento en la frecuencia respecto al resto es la MM8, con frecuencias mayores. Esta diferencia se debe muy probablemente a la ubicación de esta estación, situada en la parte Oeste del Mar Menor, estando muy limitada al Norte y al Sur por la costa, lo que provoca que el tiempo que tarda la onda en recorrer esa distancia sea menor proporcionando una variación en su frecuencia. Igualmente, las estaciones presentan un pico a las 0.66 horas correspondiente a una onda que se propaga de Este a Oeste, para el que se obtuvo un valor teórico de 0.79 horas; la única estación que no presenta un aumento de energía en ese periodo es la MM1 debido a la cercanía a la costa al Este y al Oeste y la batimetría tan somera en esa área. También se puede observar la presencia de otros picos, quizás debidos a seiches que se propagan en direcciones diagonales a los ejes principales del Mar Menor u otros modos de seiche.

Con el objetivo de conocer la capacidad del modelo de reproducir este fenómeno, se ha realizado el mismo análisis espectral hecho para los puntos en los que se registraron sobre el punto del modelo más cercano a cada uno de ellos. En la Figura 70 se puede observar el espectro obtenido a partir de los datos (color rojo) y a partir del modelo (color azul), pudiendo comprobar que el modelo es capaz de reproducir correctamente este fenómeno. Debido al uso como forzantes de datos de viento suavizados horariamente, el modelo no es capaz de reproducir los seiche con periodo menor a 1 hora.

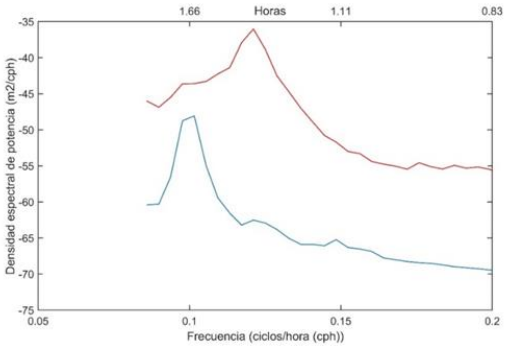


Figura 70 Densidad espectral de potencia obtenida a partir de los datos registrados (color rojo) para el punto MM4 y el obtenido por el modelo en las mismas coordenadas.

7 Análisis de corrientes en la laguna

Antes de proceder al estudio de las corrientes, es oportuno recordar el análisis de vientos realizado en el capítulo 5.1.5 donde se ponía de manifiesto que la mayoría de vientos se daban en el eje NE-SO (Figura 31). También es oportuno recordar que las corrientes en el interior de la laguna se midieron mediante 3 ADCPs (Figura 17) fondeados entre el 11 de Enero de 2011 y el 15 de Mayo de 2012.

Para obtener datos coherentes, se ha procedido a analizar la serie de datos de vientos y de corrientes registradas durante el periodo de fondeo más largo con ausencia de huecos en la serie (Figura 25) correspondiente al periodo entre el 14/05/2011 y el 15/04/2012, cubriendo casi un año de registro.

El análisis de componentes principales del viento durante este periodo muestra que cerca del 70% se situaron en el eje NE-SO, en concordancia con los análisis anteriores (Cap 5.1.5), tal y como muestra la rosa de viento para este periodo (Figura 71). Recordar que para los análisis realizados, los ejes de los vientos se han rotado, de forma que se hablará de viento longitudinales como aquellos con dirección paralelo a la costa (NE-SO) y transversales lo perpendiculares a ella. En la Figura 71 se puede observar la rosa de direcciones junto con su nomenclatura.

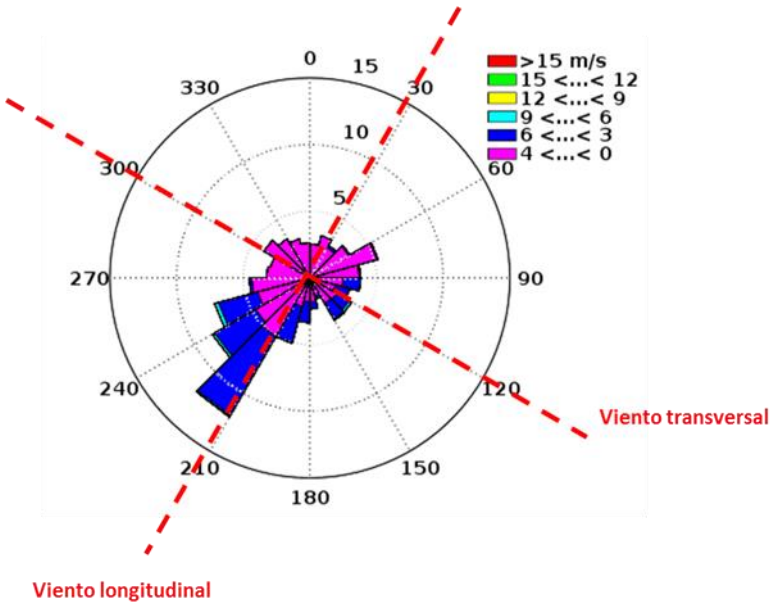


Figura 71 Rosa de viento durante el periodo de estudio del 14/05/2011 al 15/04/201 junto con su nomenclatura.

Seguidamente se analizan los datos de corrientes obtenidos por los correntímetros fondeados en las estaciones MM5, MM6 y MM7 durante este periodo de tiempo en las capas superficial, intermedia y de fondo. Para los tres correntímetros se ha realizado un análisis de componentes principales (sobre *u* y *v*) con el fin de determinar la dirección principal de la corriente, seguidamente se realiza un análisis de corriente de mareas, para determinar el grado de influencia de la marea sobre las corrientes y finalmente se procede al análisis de correlaciones cruzadas entre vientos y corrientes, para determinar el grado de incidencia de los primeros sobre las segundas. Con el fin de corroborar estos resultados se han comparado también los espectros de densidad espectral de potencia.

Los resultados obtenidos del análisis de los datos registrados por los ADCPs en MM5 y MM7 muestran una gran influencia de la costa orientándose las corrientes en función de ésta. Por ello se ha realizado una rotación de los ejes, denominándose componente longitudinal a la que se sitúa paralela a la costa y transversal a la perpendicular. Los datos de la estación MM6 no ha sido necesario rotarlos, al estar alejados de la costa, asimilando la componente u de la corriente a la corriente transversal (E – O) y la componente v a la longitudinal (N- S). La Figura 72 muestra los nuevos ejes para cada uno de los correntímetros, junto con los ejes obtenidos para los vientos, siendo los ejes de color rojo los transversales y los verdes los longitudinales.

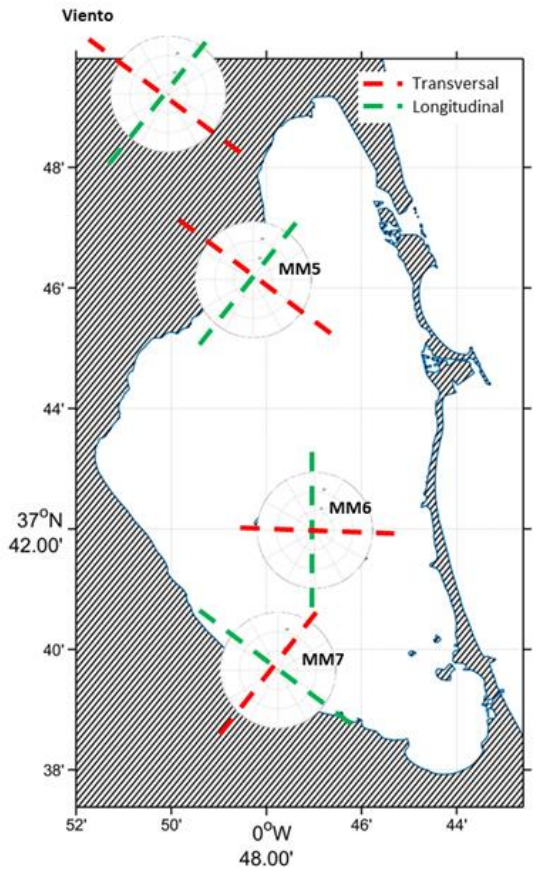


Figura 72 Orientación de los ejes longitudinales y transversales para el viento y las estaciones MM5, MM6 y MM7.

7.1 Estación MM5

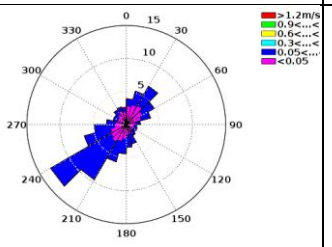
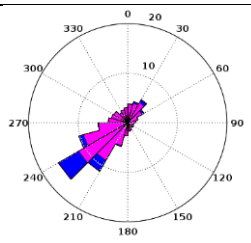
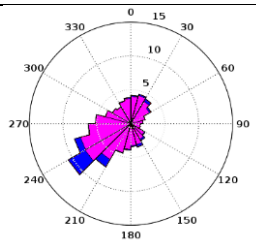
El sensor MM5 se fondeó en la costa NO del Mar Menor registrando un total de 7 capas con una separación entre ellas de 0.5 m, siendo la profundidad del punto de fondeo de 4.1 m. Los valores de velocidad máxima y medios de velocidad para cada capa - superficie, intermedia y fondo –, junto con la rosa de corrientes de cada una de ellas se muestran en la Tabla 25.

Las rosas de corrientes muestran una distribución clara en el eje NE-SO, en las tres capas consideradas, coincidiendo con la dirección de la costa de San Javier donde se ubicó el correntímetro, causante de la dirección predominante (véase Tabla 25). El análisis de componentes principales en la capa de superficie muestra que esta dirección explica el 78% de la varianza. En las capas intermedias la varianza se incrementa hasta

un 86% al estar menos influenciadas por las capas límites, para disminuir de nuevo en la capa de fondo (70%).

Como es de esperar, los valores de velocidad máxima y media de las capas de fondo e intermedia son relativamente similares mientras que los de superficie son algo mayores.

Tabla 25 Velocidades máximas, medias, varianza explicada por el eje principal I y rosas de corriente, registradas en la estación MM5 en superficie, capa intermedia y fondo.

	Superficie	Intermedia	Fondo
Vel. Max. (m/s)	0.29	0.15	0.14
Vel. Med. (m/s)	0.06	0.02	0.02
Varianza Explicada por el Eje I	78%	86%	70%
			

7.1.1 Marea

A continuación (Tabla 26) se muestran los resultados obtenidos del análisis de las corrientes mareales realizados. Los datos obtenidos ponen de relevancia la poca importancia que la marea tiene sobre la corrientes, alcanzando un máximo de un 1.6% para la componente transversal en la capa superficial, siendo únicamente las componentes semidiurnas *K2 y S2* las presentes. En las capas intermedias y de fondo la varianza explicada por la marea es en torno al 0.4% por lo que se puede concluir que la marea tiene una influencia tan pequeña sobre las corrientes que puede ser descartada a la hora de estudiar los forzantes hidrodinámicos.

Tabla 26 Análisis armónicos de las corrientes de marea para la estación MM5

	MM5											
	Superficie				Capa Media				Fondo			
	Mayor (m/s)	Menor (m/s)	Incl. (º).	Fase	Mayor (m/s)	Menor (m/s)	Incl. (º).	Fase	Mayor (m/s)	Menor (m/s)	Incl. (º).	Fase
K2	0.003	-0.001	13	214	0.001	0	84	263	0.003	0	124	279
S2	0.006	-0.004	175	90								
Var. predicho/original Comp. Longitudinal	0.8%				0 %				1.1%			
Var. predicho/original Comp. Transversal	1.6%				0.4 %				0.9%			

7.1.2 Viento

La correlación cruzada entre los componentes longitudinal y transversal tanto de los vientos como de las corrientes se muestra en la Tabla 27. Esta correlación cruzada pone de manifiesto el efecto de los vientos sobre las corrientes, tal y como sugiere la comparación de las rosas de vientos y corrientes (Figura 71 y Tabla 25). Las correlaciones más altas se han dado en superficie, con un 88% y un desfase de 3 horas entre las componentes longitudinales y un 36 % para la transversales siendo la respuesta de las corrientes transversales al viento casi inmediata (desfase =0). En las capas inferiores se observa un descenso del coeficiente de determinación entre las componentes longitudinales, pasando a un 73% (intermedia) y 65% (fondo), manteniéndose el desfase en torno a 4 horas. Las componentes transversales presentan el mismo desfase con un r^2 en torno al 30%.

Tabla 27 Correlaciones cruzadas entre el viento y las corrientes para la estación MM5. Las correlaciones se presentan mediante el coeficiente de determinación r^2 expresado en % y el desfase en horas. El guion (-) indica que los datos no presentan correlación.

		Corriente					
		Superficie		Media		Fondo	
		Longitudinal	Transversal	Longitudinal	Transversal	Longitudinal	Transversal
Viento	Longitudinal	88% / 3h	-	73% / 4h	-	65% / 4h	-
	Transversal	-	36% / 0h	-	14.9% / 4h	-	27% / 4h

El análisis de densidad espectral de potencia realizado en la componente transversal - tanto en las capas de superficie como de fondo - muestra un incremento de densidad espectral para las frecuencias de 0.04167 cph y 0.0833 cph, correspondientes a 23.9 y 12 horas (Figura 73).

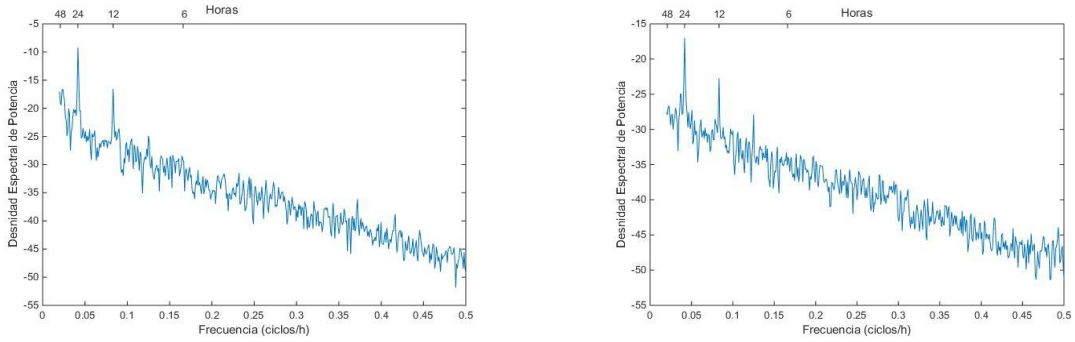


Figura 73 Densidad espectral de potencia ((m/s)^2/cph)) para la componente transversal en la capa de superficie (izquierda) y fondo (derecha).

Con el objetivo de estudiar las relaciones entre estas frecuencias en superficie y en el fondo se ha realizado un análisis de coherencia y fase entre ambas (Figura 74 y 75). Para los mismos periodos localizados en los periodos de 24, 12 y 8 horas, se ha obtenido un correlación significativa al comparar la corriente transversal superficial con la del fondo, con un desfase de 180 grados, lo que indica que ambos procesos se dan en sentido contrario, mostrando la presencia de una contracorriente de fondo con periodicidad de 24, 12 y 8 horas. Sin embargo la comparación de las corrientes longitudinales no ha mostrado ninguna coherencia significativa (Figura 75). Por todo esto se puede concluir que estas corrientes son producidas por el viento, ya que los picos de máxima densidad espectral coinciden en las mismas frecuencias (Figura 32).

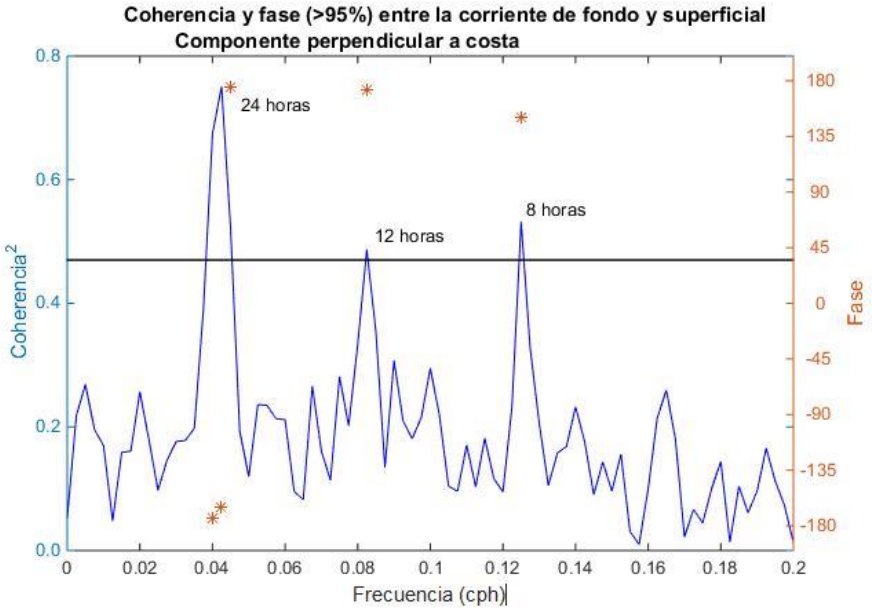


Figura 74 Coherencia y fase (>95%) entre la corriente de fondo y superficial para la corriente transversal.

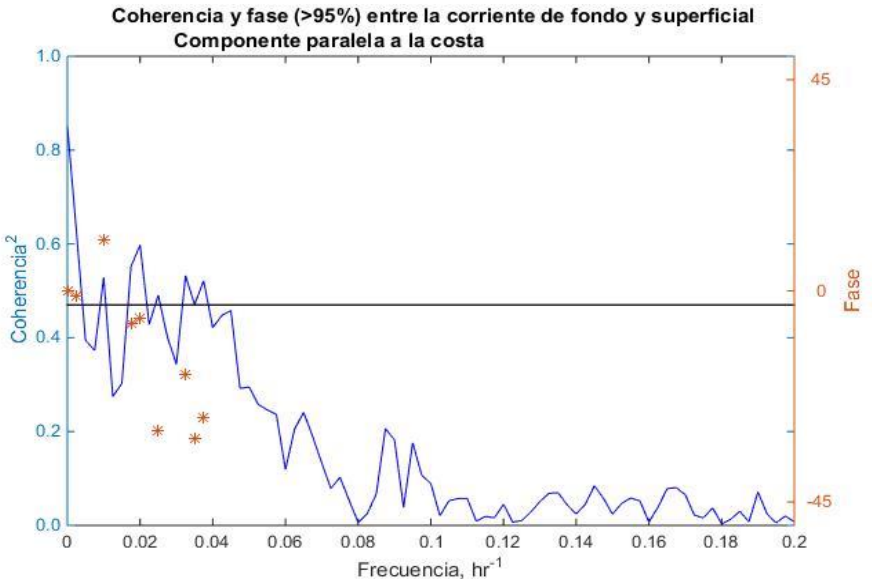


Figura 75 Coherencia y fase (>95%) entre la corriente de fondo y superficial para la corriente longitudinal.

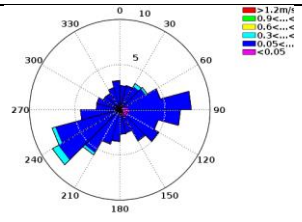
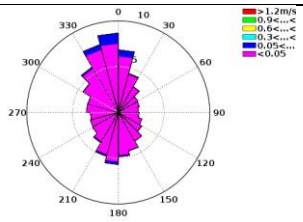
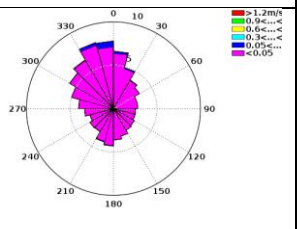
No obstante, aunque son periodos muy cercanos a los de marea, parecen no estar influidos por ésta, ya que el análisis de marea sólo ha mostrado como significativo los componentes semidiurnos (K2 y S2) con una varianza explicada muy pequeña (Tabla 26).

7.2 Estación MM6

El sensor MM6 se fondeo entre la Isla Perdiguera y la Mayor en la cubeta Sur del Mar Menor registrando un total de 12 capas con una separación entre ellas de 0.5 m, siendo la profundidad del punto de fondeo de 6.5 m. Los valores de velocidad máxima y medios para las capas de superficie, intermedia y fondo, junto con sus rosas de corrientes se muestran en la Tabla 28.

Las rosas de corriente muestran dos comportamientos totalmente diferenciados entre superficie y el resto de las capas. La capa superficial, más influida por el viento, presenta una dirección dominante hacia el SO coincidente con los vientos registrados (véase Tabla 25) y una velocidad máxima de 0.41 m/s. El resto de las capas presentan una homogeneidad en su comportamiento, con un dominio de la dirección N en la corriente con alternancia, aunque en menor medida, hacia el S. La velocidad máxima obtenida ha sido de 0.11 m/s (capa intermedia) y 0.09 m/s (fondo), con una media de 0.01 m/s. El cambio de dirección registrado entre superficie (SO) y el resto de las capas (N) es debido al efecto de la batimetría de las islas, permitiendo el flujo sólo en esta dirección

Tabla 28 Velocidades máximas, medias, varianza explicada por el principal I y rosas de corriente, registradas en la estación MM5 en superficie, capa intermedia y fondo.

	Superficie	Intermedia	Fondo
Vel. Max. (m/s)	0.41	0.11	0.09
Vel. Med(m/s)	0.14	0.01	0.01
Varianza Explicada por el Eje I	64%	75%	75%
			

7.2.1 Mareas

A continuación (Tabla 29) se muestran los resultados obtenidos del análisis de las corrientes mareales realizados. Los datos obtenidos ponen de relevancia la poca importancia que la marea tiene sobre las corrientes alcanzando un máximo de un 3.6% para la componente transversal en la capa superficial, siendo la componente S*2* la única presente. En las capas intermedias y de fondo la varianza explicada por la marea es como máximo de un 2.4% (fondo) llegando a alcanzar un 0.2% en la capa media. Por ello se puede concluir de nuevo que la marea es insignificante a la hora de estudiar los forzantes de la corriente.

Tabla 29 Análisis armónicos de las corrientes de marea para las MM6.

	MM6											
	Superficie				Capa Media				Fondo			
	Mayor (m/s)	Menor (m/s)	Incl. (º)	Fase	Mayor (m/s)	Menor (m/s)	Incl. (º)	Fase	Mayor (m/s)	Menor (m/s)	Incl. (º)	Fase
S2	0.007	-0.003	120.98	178.64					0.001		109.27	18.20
Var. predicho/original Comp. Longitudinal	2.2 %				0.2 %				1.6%			
Var. predicho/original Comp. Transversal	3.6 %				1.1 %				2.4%			

7.2.2 Viento

La correlación cruzada entre los componentes longitudinal y transversal tanto de los vientos como de las corrientes se muestra en la Tabla 30 poniendo de manifiesto la importancia del viento sobre las corrientes. La correlación más alta (84%) se ha dado entre la componente longitudinal del viento y la corriente superficial transversal (el viento longitudinal sopla transversalmente a las islas debido a su orientación), con un valor del 46 % entre el viento transversal y la corriente longitudinal. Por tanto la corriente superficial está claramente dominada por el viento e influida por la presencia

de las islas. En la capa media no se ha obtenido ninguna correlación significativa, volviendo a obtener en la capa más cercana al fondo un 50 % entre las componentes longitudinales. Se puede observar que los desfases obtenidos están dentro del mismo rango que los obtenidos para la estación MM5 (Tabla 27).

Tabla 30 Correlaciones cruzadas entre el viento y las corrientes para la estación MM6. Las correlaciones se presentan mediante el coeficiente de determinación r^2 expresado en % y el desfase en horas. El guion (-) indica que los datos no presentan correlación.

		Corriente					
		Superficie		Media		Fondo	
		Longitudinal	Transversal	Longitudinal	Transversal	Longitudinal	Transversal
Viento	Longitudinal	46 % / 0h	84% / 3h	-	-	50% / 4h	-
	Transversal	48% / 1h	-	-	-	-	36% / 3h

El análisis de densidad espectral de potencia realizado en las componentes longitudinales y transversales - tanto en las capas de superficie como de fondo - muestra un incremento de densidad para los periodos de 23.9 y 12 horas, pudiéndose apreciar más claramente en la componente transversal (Figura 76 izquierda). Las simulaciones realizadas muestran para el punto del modelo más cercano al MM5 los mismos picos de energía en las mismas frecuencias (Figura 76 derecha), poniendo de manifiesto la capacidad del modelo para reproducir esta situación.

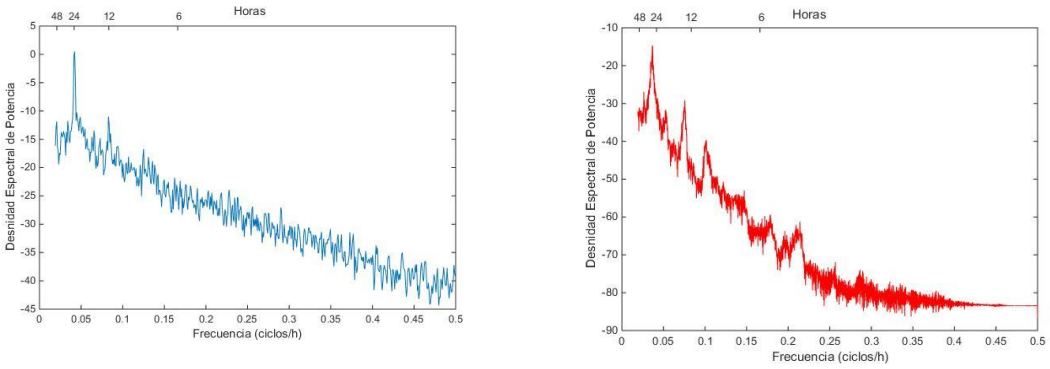


Figura 76 Densidad espectral de potencia ((m/s)^2/cph)).Izquierda: A partir de los datos registrados. Derecha: Para el punto del modelo más cercano al MM5

Con el objetivo de estudiar las relaciones entre estas frecuencias en superficie y en el fondo se ha realizado un análisis de coherencia y fase entre las componente longitudinales de ambas (Figura 77). Para los mismos periodos (de 24 y 12 horas), se ha obtenido una correlación significativa, con un desfase de 180 grados, lo que indica que ambos procesos se dan en sentido contrario, mostrando la presencia de una contracorriente de fondo con periodicidad de 24, 12 horas.

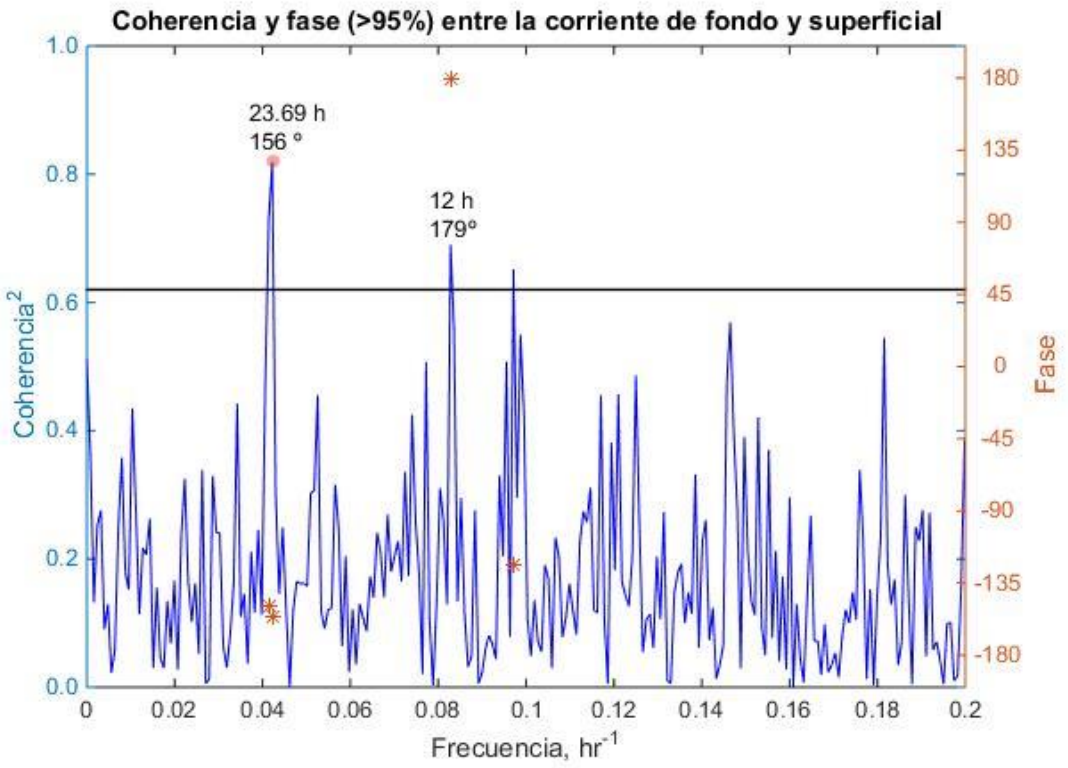


Figura 77 Coherencia y fase (>95%) entre la corriente de fondo y superficial para la corriente longitudinal

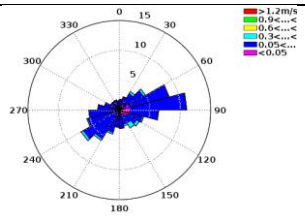
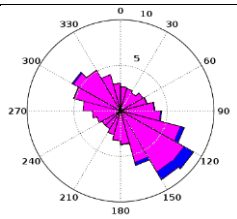
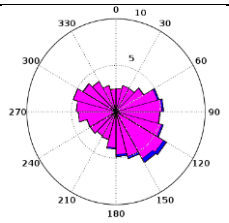
7.3 Estación MM7

El sensor MM7 se fondeó en la costa SO del Mar Menor registrando un total de 9 capas con una separación entre ellas de 0.5 m, siendo la profundidad del punto de fondeo de 4.9 m.

Las rosas de corrientes obtenidas para la capa superficial, intermedia y fondo (Tabla 31) muestran dos comportamientos totalmente diferenciados entre superficie y el resto de las capas. La capa superficial presenta una dirección dominante hacia el NE

alternando con episodios hacia el SO coincidente con los vientos registrados. En la capa más cercana al fondo se observa una mayor presencia de episodios con dirección Oeste situándose paralela a la costa cercana al punto de fondeo. El análisis de componentes principales en la capa de superficie muestra que la dirección NE explica el 70% de la varianza. En las capas intermedias la varianza disminuye a un 60% en dirección Oeste, acomodándose al perfil de la costa.

Tabla 31 Velocidades máximas, medias, varianza explicada por el principal I y rosas de corriente, registradas en la estación MM7 en superficie, capa intermedia y fondo.

	Superficie	Media	Fondo
Vel. Max. (m/s)	0.48	0.12	0.11
Vel. Med (m/s)	0.14	0.01	0.02
Varianza Explicada por el Eje I	70%	60%	60%
			

7.3.1 Marea

A continuación (Tabla 32) se muestran los resultados obtenidos del análisis de las corrientes mareales realizados. Los datos obtenidos ponen de relieve la poca importancia que la marea tiene sobre las corrientes, alcanzando un máximo de un 4.6% para la componente longitudinal en superficie, siendo únicamente las componentes semidiurnas *K2 y S2* las presentes. En el resto de las capas presenta una disminución de la varianza, con un 0.1% de máximo para las capas intermedias y un 2.8% en el fondo, volviendo a ponerse de manifiesto la poca importancia de la marea.

Tabla 32 Análisis armónicos de las corrientes de marea para las MM7.

	MM7											
	Superficie				Capa Media				Fondo			
	Mayor (m/s)	Menor (m/s)	Incl. (º)	Fase	Mayor (m/s)	Menor (m/s)	Incl. (º)	Fase	Mayor (m/s)	Menor (m/s)	Incl. (º)	Fase
K2	0.024	0	142	163					0.002	-0.001	71	68
S2	0.010	-0.008	15	264					0.002	-0.002	9	110
Var. predicho/original Comp. Longitudinal	4.6 %				0.1 %				2.8%			
Var. predicho/original Comp. Transversal	4 %				0.1 %				2.7%			

7.3.2 Viento

La correlación cruzada entre los componentes longitudinal y transversal tanto de los vientos como de las corrientes se ha mostrado en la Tabla 33. Esta correlación cruzada pone de manifiesto el efecto de los vientos sobre las corrientes, tal y como sugiere la comparación de las rosas de vientos y corrientes (Figura 71 y Tabla 33). Las correlaciones más altas se han dado en superficie, con un 88% y un desfase de 3 horas entre las componentes longitudinales y un 36% para la transversales siendo la respuesta de las corrientes transversales al viento casi inmediata (desfase =0)

Debido al cambio de orientación de la costa, las mayores correlaciones cruzadas (Tabla 33) se han obtenido en superficie entre el viento longitudinal y la corriente transversal (90%) y el viento transversal y la corriente longitudinal (82%) con un desfase entre 2 y 3 horas. Sin embargo en el resto de las capas sólo se ha dado una correlación cruzada significativa entre la corriente longitudinal (40%) del fondo y el viento transversal. Estos resultados ponen de manifiesto la importancia del viento como generador de corrientes superficiales.

Tabla 33 Correlaciones cruzadas entre el viento y las corrientes para la estación MM7. Las correlaciones se presentan mediante el coeficiente de determinación r^2 expresado en % y el desfase en horas. El guion (-) indica que los datos no presentan correlación.

		Corriente					
		Superficie		Media		Fondo	
		Longitudinal	Transversal	Longitudinal	Transversal	Longitudinal	Transversal
Viento	Longitudinal	-	90% / 3h	-	-	-	-
	Transversal	82% / 2h	-	-	-	40% / 5h	-

Al igual que en el resto de estaciones, el análisis de densidad espectral de potencia muestra picos de energía en los periodos de 12 y 24 horas (Figura 78).

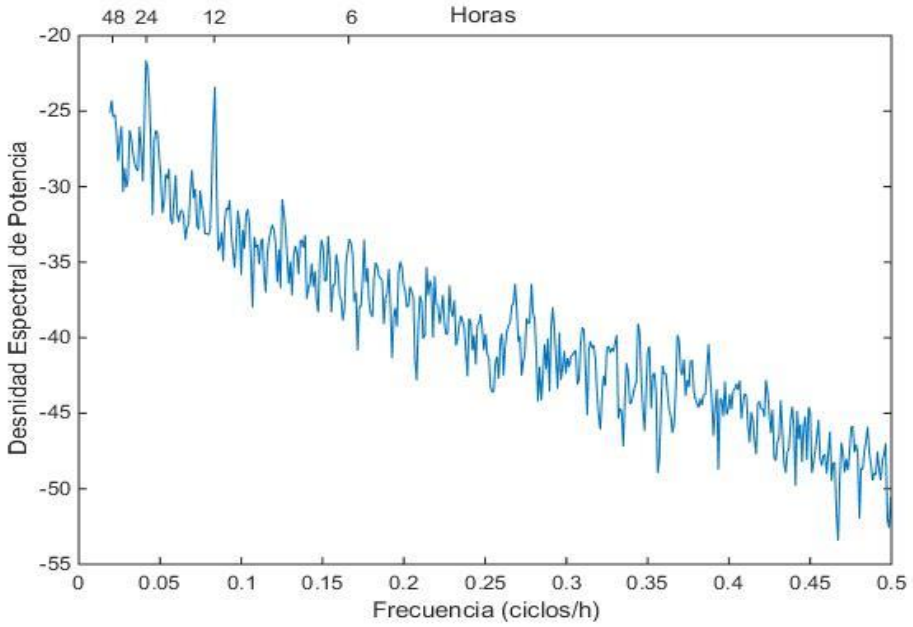


Figura 78 Densidad espectral de potencia ($(m/s)^2/cph$)) para la corriente transversal de fondo.

El análisis de coherencia y fase (Figura 79) realizado entre la corriente de fondo y de superficie muestra para ambas componentes una corriente en superficie en dirección opuesta a la del fondo con un periodo cercano a las 24 y 12 horas. La presencia de esta contracorriente en periodos iguales a los del viento indican, al igual que en las estaciones MM5 y MM6 la presencia de un fenómeno de contracorriente en el fondo debido a apilamiento de agua por viento.

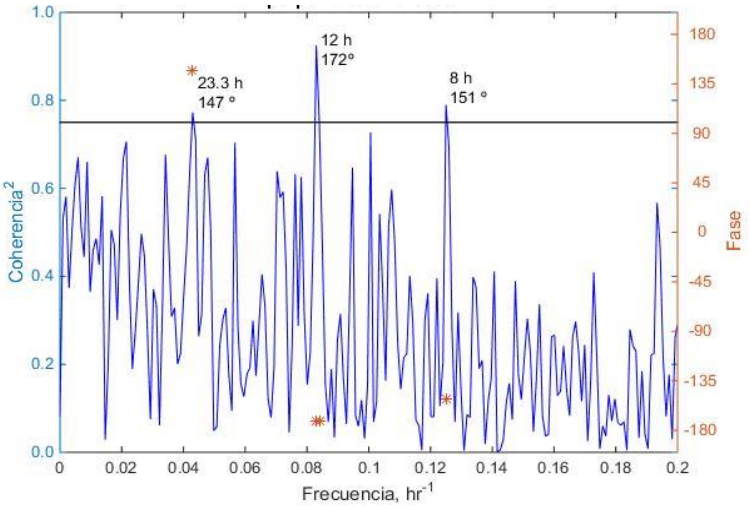


Figura 79 Coherencia y fase (>95%) entre la corriente transversal de fondo y superficial.

También se puede observar (Figura 80) un evento en el que la corriente de superficie y la de fondo tienen la misma dirección entre el 31/01/2012 y el 1/04/12. Este evento coincide con el único episodio de viento intenso (5-6 m/s) soplando en dirección paralela a la costa. La dirección de este viento empuja las masas de agua siguiendo el perfil de la costa, por lo que en la estación MM7 no se registraron variaciones del nivel del mar que deban compensarse con una corriente de fondo.

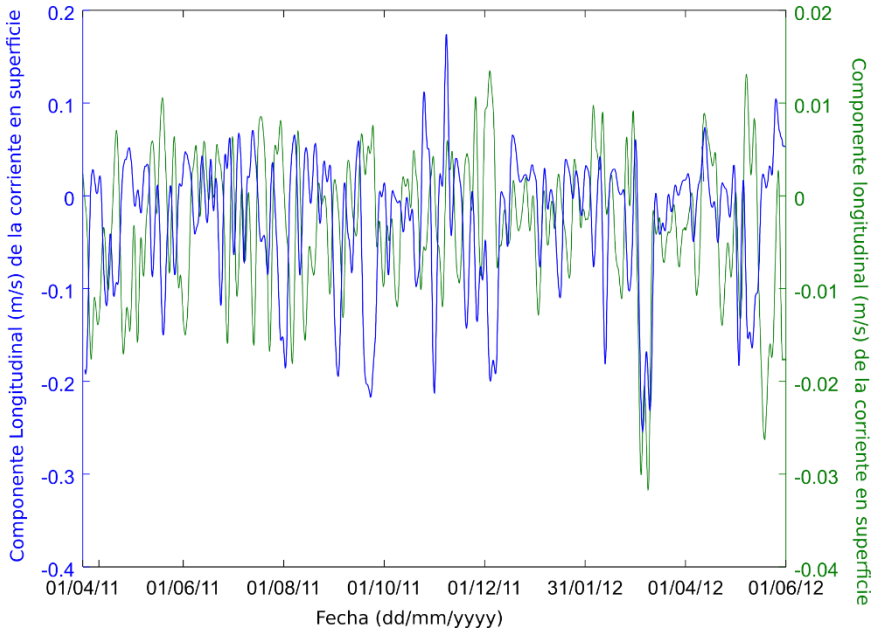


Figura 80 Componente longitudinal de las corrientes registradas en superficie (color azul) y en el fondo (color verde) en la estación MM7 entre el 14/05/2011 y el 15/04/2012. Las corrientes han sido suavizadas diariamente.

7.4 Descripción general de las corrientes a partir de modelado numérico

Tal y como se puso de manifiesto en el Capítulo 4.2, corroborado por los datos analizados de los correntímetros, las corrientes en el Mar Menor están mayormente producidas por acción del viento, por ello se han seleccionado 4 de las situaciones más comunes a partir de los datos de viento registrados durante este estudio:

- Corrientes producidas por vientos soplando hacia el SSE con una intensidad de 5 m/s
- Corrientes producidas por vientos soplando hacia el SO con una intensidad de 5 m/s
- Corrientes producidas por vientos soplando hacia el SE con una intensidad de 5 m/s
- Corrientes producidas por vientos soplando hacia el NE con una intensidad de 5 m/s

7.4.1 Viento soplando hacia el SSE con intensidad 5 m/s

En la simulación realizada para un viento de 5 m/s con dirección hacia el SSE la corriente de San Javier presenta valores de corriente muy bajos (0.03 m/s) siendo las corrientes de La Manga y de Los Urrutias las que presentan un valor mayor, en torno a los 0.07 m/s (Figura 81). Estas corrientes quedan limitadas por la línea batimétrica de 4 metros, manteniéndose este esquema en la vertical, presentando las corrientes de superficie velocidades ligeramente mayores (Figura 81 A).

La unión de la corriente de Los Urrutias con la de la Manga en la zona Sur de la cuenca provoca una acumulación de aguas creando un desnivel Norte-Sur en torno a 4 cm (Figura 81 C). Este apilamiento es el causante de la contracorriente central que discurre a partir de la línea batimétrica de 4 metros con dirección contraria al viento, presentando valores menores (0.03 m/s) que las corriente de La Manga y de los Urrutias.

Comparando la batimetría con el mapa de corrientes de fondo (Figura 81 B) se puede observar claramente cómo la corriente central en dirección hacia Norte, al pasar entre la isla del Ciervo y la del Barón, se divide en dos ramas, una que sigue la batimetría de 6 metros dirigiéndose hacia el Oeste y otra que sigue en dirección Norte. La rama que discurre hacia el Oeste se encuentra con la corriente de San Javier, provocando un cambio en su dirección siendo el resultado la aparición de un giro en sentido ciclónico (sentido contrario al del reloj) a lo largo de La Manga (uno frente a Las Encañizadas, otro a la altura de El Estacio y otro frente a Marchamalo) se pueden encontrar varios giros anticiclónicos (en el sentido de las agujas del reloj) de diferente tamaño debido al estrés de rozamiento entre la corriente de La Manga y la corriente que discurre por el centro en dirección contraria. Este mismo proceso se da con la corriente de Los Urrutias, provocando un giro al Sur del estrecho entre las Isla del Barón y del Ciervo, teniendo como resultado la aparición de dos giros bien definidos en la zona Norte, uno al Norte de la Isla perdiguera y otro frente a Las Encañizadas, siendo apreciables tanto en superficie como en el fondo, donde se sitúan más próximos a la costa Oeste del Mar Menor y a La Manga respectivamente.

La corriente que discurre por el centro sufre una aceleración en la zona comprendida entre la Isla del Ciervo y la Isla del Barón debido a la disminución de la

sección vertical, llegando a duplicar su valor al atravesarla. Este efecto, también se puede observar entre la Isla del Barón y La Manga por la presencia de un tómbolo sumergido (véase Figura 16) que provoca un incremento en el módulo de la corriente y el giro de ésta.

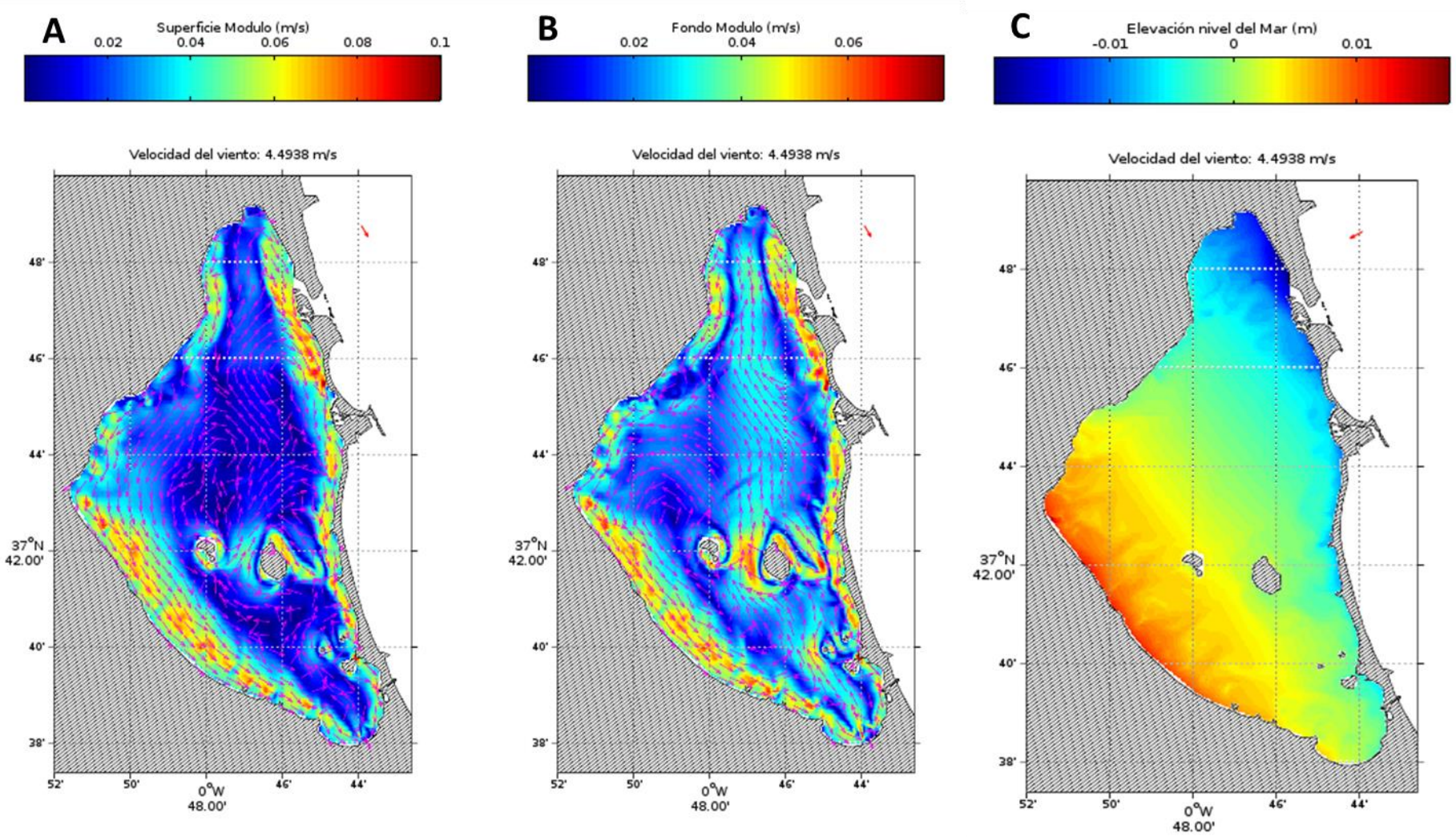


Figura 81 Velocidad de la corriente en superficie (A, izquierda), fondo (B, centro) y elevación del nivel del mar (C, derecha) obtenida para un viento soplando hacia el SSE con intensidad 5 m/s.

7.4.2 Viento soplando hacia el SO con intensidad 5 m/s

En la simulación realizada para un viento de 5 m/s soplando hacia el SO (Figura 82) se puede observar cómo la corriente de San Javier presenta unos valores elevados (0.08 m/s) quedando limitada por la cota batimétrica de 4 metros, siendo la corriente de los Urrutias y la de La Manga casi inexistentes.

La acción del viento tiende a acumular agua a lo largo de la zona SO del litoral del Mar Menor, provocando un desnivel a lo largo del eje SO-NE en torno a los 4 cm. Este apilamiento provoca una corriente de retorno por el fondo en dirección opuesta a la del viento cuyo comportamiento no es homogéneo en toda la laguna debido a las diferencias geomorfológicas entre la cubeta Norte (con ausencia de islas) y Sur (con presencia de más accidentes geomorfológicos). Esto se traduce en una corriente de retorno con una dirección E-NE bien definida en la zona Norte y la presencia de numerosos giros en la zona Sur debido al estrés de rozamiento con las islas y el fondo. El efecto de la isla Perdiguera y del Barón también puede apreciarse, con un incremento en la intensidad de la corriente de retorno al atravesarlas.

Al Norte de la Isla Perdiguera y la del Barón se puede observar claramente en superficie un giro ciclónico. La presencia de este giro también es apreciable en el fondo, sin embargo su tamaño es menor y ha sido desplazado hacia el Norte, debido a la acción de la corriente de retorno en dirección NE, ubicándose frente al aeropuerto de San Javier.

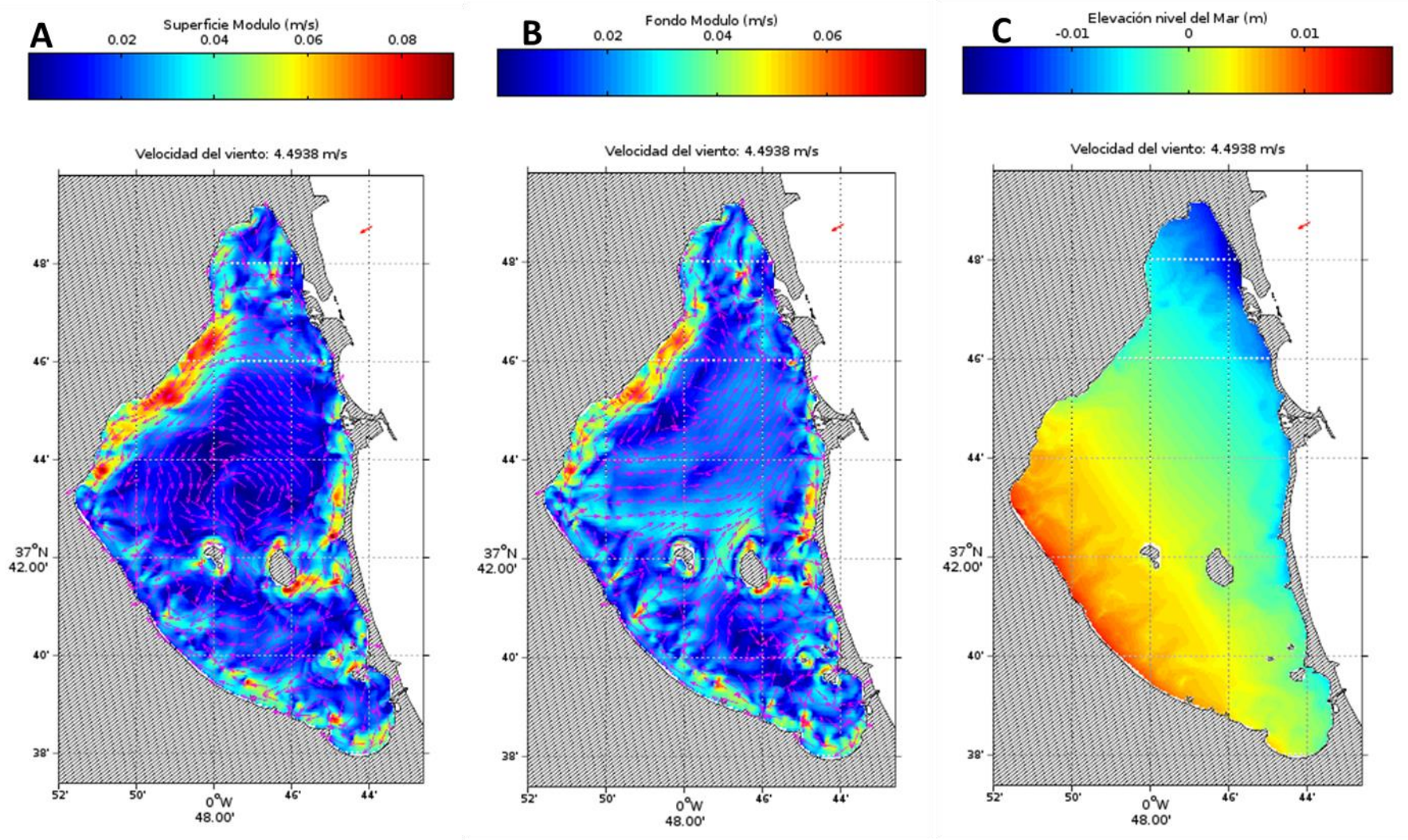


Figura 82 Velocidad de la corriente en superficie (A, izquierda), fondo (B, centro) y elevación del nivel del mar (C, derecha) obtenida para un viento soplando hacia el SO con intensidad 5 m/s.

7.4.3 Viento soplando hacia el SE con intensidad 5 m/s

En la simulación realizada para un viento de 5 m/s soplando hacia el SE se puede observar cómo la corriente de Los Urrutias y la de La Manga presenta unos valores elevados (0.08 m/s) quedando limitada por la cota batimétrica de 4 metros (Figura 83), siendo la corriente de San Javier casi inexistente. Se puede observar en la vertiente NO del Mar Menor varios puntos con valores de intensidad de corriente mayores que en el resto y dirección perpendicular a la costa. Esto es debido a dos motivos: de un lado a cambios en la dirección de la costa, como el que se da en la zona de Los Alcázares y frente al Aeropuerto de San Javier, y por otro la interacción de la corriente de retorno con la estrés de viento superficial, ambos de dirección contraria y perpendiculares a la costa. El choque de la corriente cercana a costa producida por el viento con la corriente de retorno, provoca que el agua quede atrapada, buscando puntos de salida y generando puntos de mayor intensidad de corriente (Castelle et al. 2016). Estos puntos tienen importancia a la hora de estudiar el transporte sedimentario cerca de la costa, ya que podrían crear zonas de pérdida de arena o acumulación de la misma.

En la zona Sur se puede observar claramente el efecto de la Isla del Ciervo sobre la parte de la corriente de Los Urrutias más alejada de la costa. Debido al rozamiento con la isla, la corriente sufre un cambio en la dirección hacia el E, encontrándose con la corriente de retorno superficial que fluye en dirección N. La unión de ambas corrientes tiene como resultado su orientación hacia el canal entre la isla Perdiguera y la del Barón provocando un incremento de su módulo en torno a 0.02 m/s. En la zona Norte, la corriente de retorno superficial de dirección Norte se ve frenada por el efecto de arrastre del viento en dirección Sur, provocando un cambio en la dirección de la corriente hacia el Este, frente a Las Encañizadas, generando una corriente paralela a La Manga en dirección Sur.

La acumulación de agua en la zona SE debido al empuje de las masas de agua por el viento provoca un desnivel NO-SE en torno a los 3 cm, lo que provoca la aparición de la corriente de retorno de dirección NO siendo apreciable claramente en el fondo.

Bajo estas condiciones de viento sólo es apreciable un giro anticiclónico en la zona Norte, situado en superficie frente a El Estacio y en el fondo frente a Las Encañizadas.

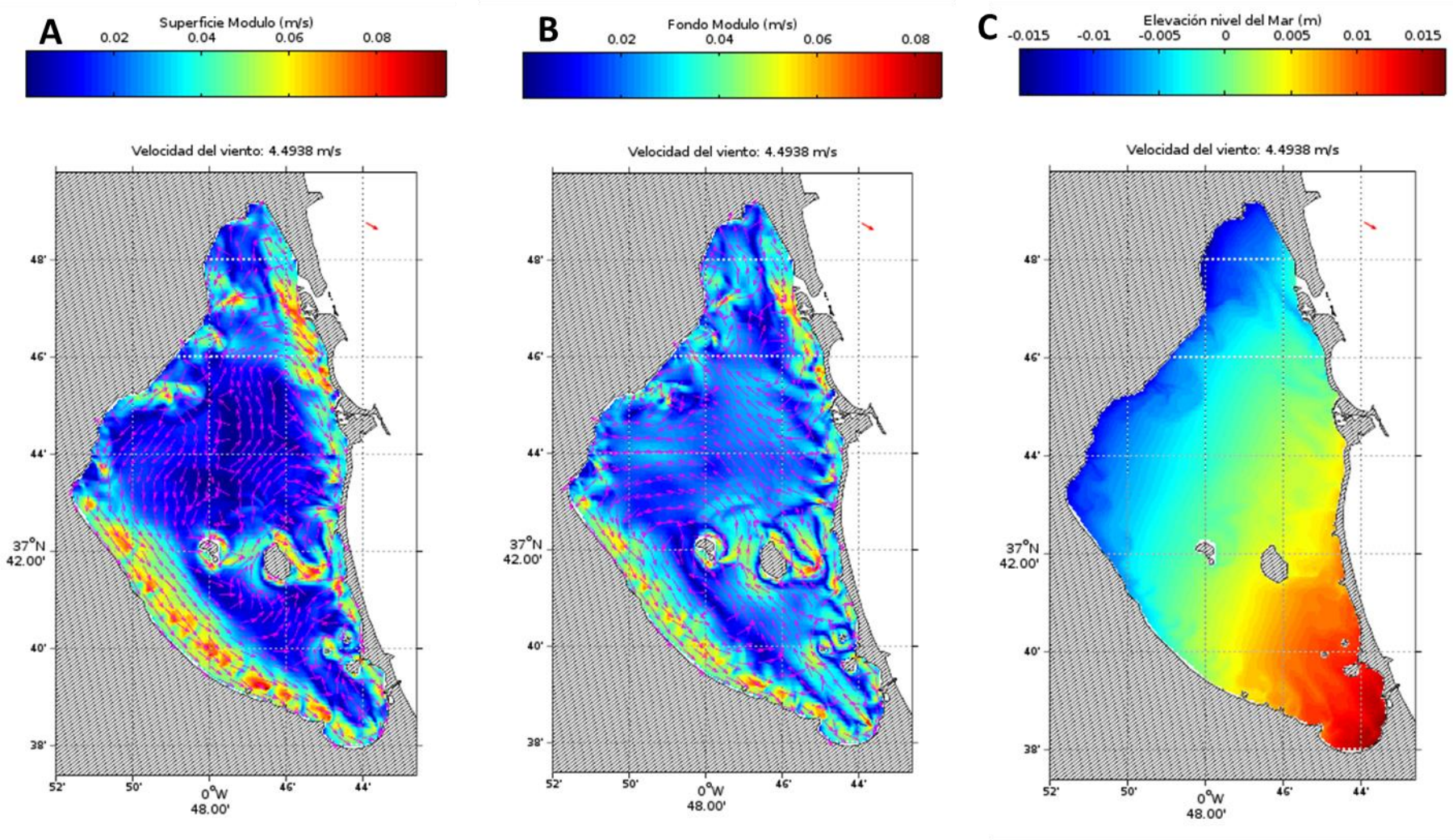


Figura 83 Velocidad de la corriente en superficie (A, izquierda), fondo (B, centro) y elevación del nivel del mar (C, derecha) obtenida para un viento soplando hacia el SO con intensidad 5 m/s.

7.4.4 Viento soplando hacia el SE con intensidad 5 m/S

En la simulación realizada para un viento de 5 m/s soplando hacia el NE se puede observar cómo la corriente de San Javier presenta unos valores elevados (0.08 m/s) quedando limitada por la cota batimétrica de 4 metros, siendo la corriente de Los Urrutias y la de La Manga casi inexistentes (Figura 84).

En la vertiente SO del Mar Menor y en La Manga se pueden observar puntos en los que la corriente tiene una mayor intensidad y dirección perpendicular a la costa. Tal y cómo se explicó en la anterior simulación, esto se debe a la interacción entre la corriente de retorno y la superficial de viento de direcciones contrarias.

La acumulación de agua en la zona NE debido al empuje de las masas de agua por el viento provoca un desnivel NE-SO en torno a los 0.03 m, lo que provoca la aparición de la corriente de retorno de dirección SO siendo apreciable claramente en el fondo.

La corriente de San Javier, al seguir el contorno de la costa y encontrarse con la parte Norte del Mar Menor, tiende a girar, uniéndose a la corriente de retorno y formando un giro anticiclónico en la cubeta Norte. La parte Sur del giro, debido al efecto de las Islas tiende a discurrir entre ellas, provocando que el giro quede dividido en dos: uno al Norte de las islas y otro frente a El Estacio. La corriente de retorno que discurre por el fondo es la responsable del desplazamiento del giro hacia el NO quedando situado frente a San Javier.

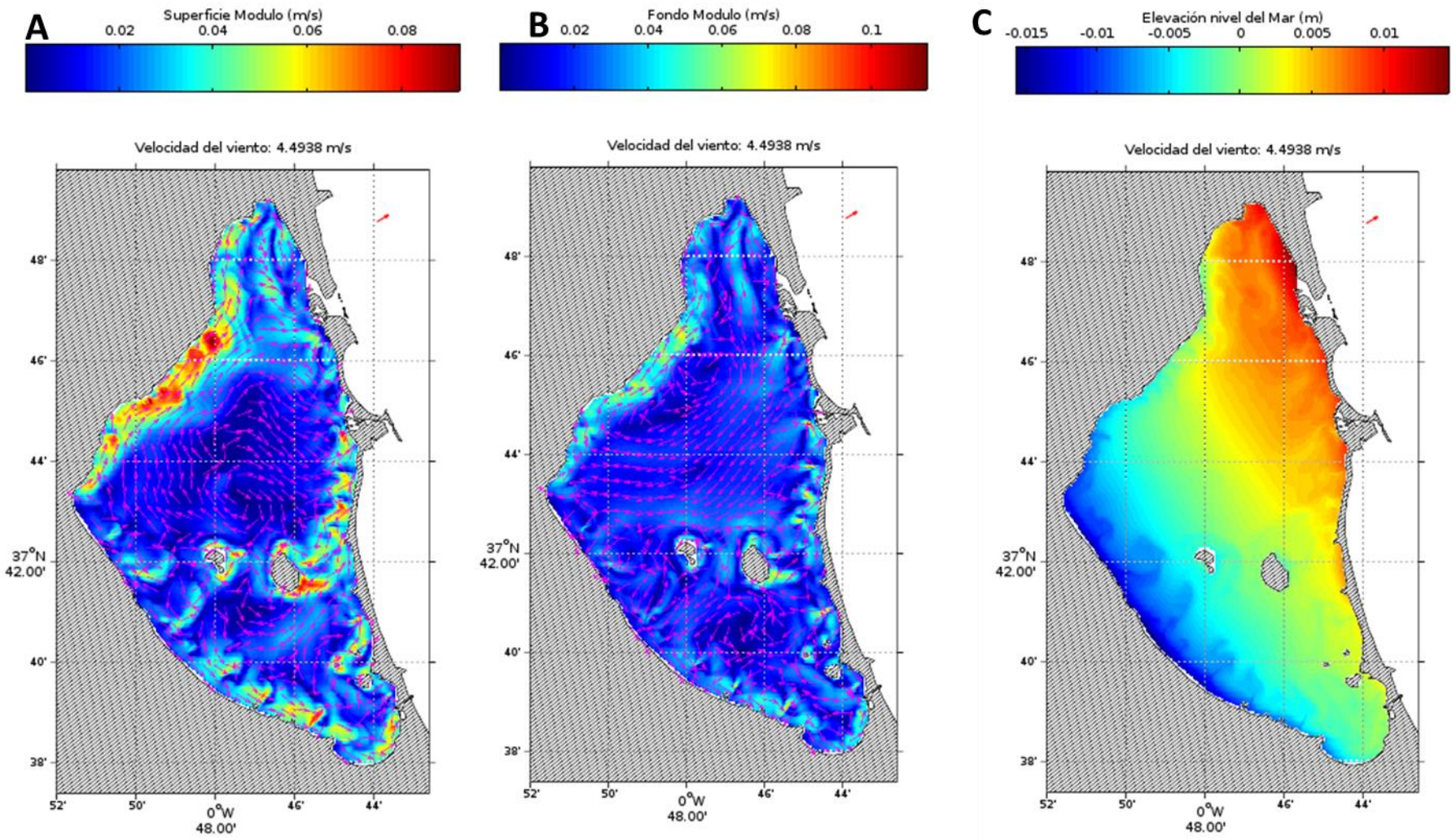


Figura 84 Velocidad de la corriente en superficie (A, izquierda), fondo (B, centro) y elevación del nivel del mar (C, derecha) obtenida para un viento soplando hacia el SE con intensidad 5 m/s.

7.5 Descripción de algunos eventos hidrodinámicos de interés

A partir de la simulación de un año realizada se han podido extraer aquellos fenómenos hidrodinámicos que se dan con mayor frecuencia en el Mar Menor, relacionándolos con los vientos causantes. Estos fenómenos se pueden resumir en los siguientes:

- Corriente de dirección homogénea en toda la columna de agua.
- Corriente de fondo.
- Frente central.
- Giro Norte.
- Giro Sur.
- Giro San Pedro/Playa Honda.

Estas situaciones se van presentando según el régimen de viento reinante en cada momento, pudiendo darse varias de ellas simultáneamente y siendo la hidrodinámica del Mar Menor una combinación de todas ellas. La Tabla 34 muestra una distribución de frecuencias de vientos en función de su intensidad y dirección. Seguidamente, en la descripción de cada tipo de evento se hace referencia a la frecuencia de vientos que lo originan. En este apartado se resaltan únicamente los eventos más destacados sin ánimo de ser exhaustivo y sabiendo que esta descripción por sí misma sería materia de un estudio posterior.

Tabla 34 Frecuencia de vientos según dirección e intensidad registrados entre los años 2010-2012 en la estación de San Javier.

	Intensidad (m/s)					
	0-3	3-6	6-9	9-12	12-15	>15
Dirección (grados)						
0 - 60	5,96	5,30	1,37	0,14		
60 - 120	16,74	4,95	0,73	0,06		
120 - 180	13,05	5,77	1,21	0,13		
180 - 240	5,76	8,56	4,81	1,35	0,18	0,02
240 - 300	7,25	8,13	0,77	0,04		
300 - 360	4,03	4,65	0,37	0,00		

7.5.1 Corrientes homogéneas verticales

El análisis de las simulaciones 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 un frecuencia del 54%.

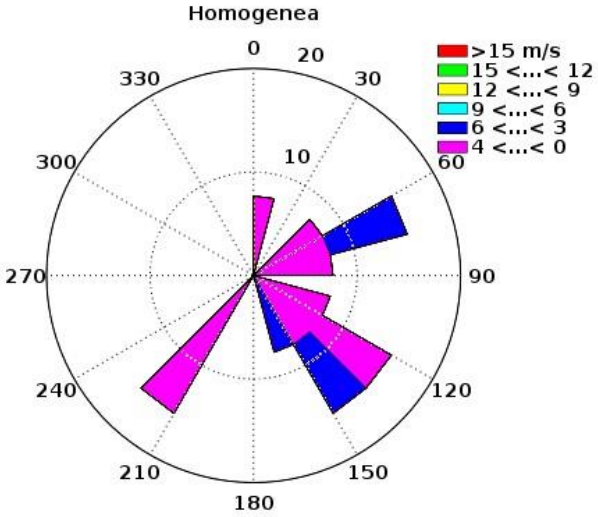


Figura 85 Rosa de vientos correspondiente a los episodios de corrientes homogénea verticales.

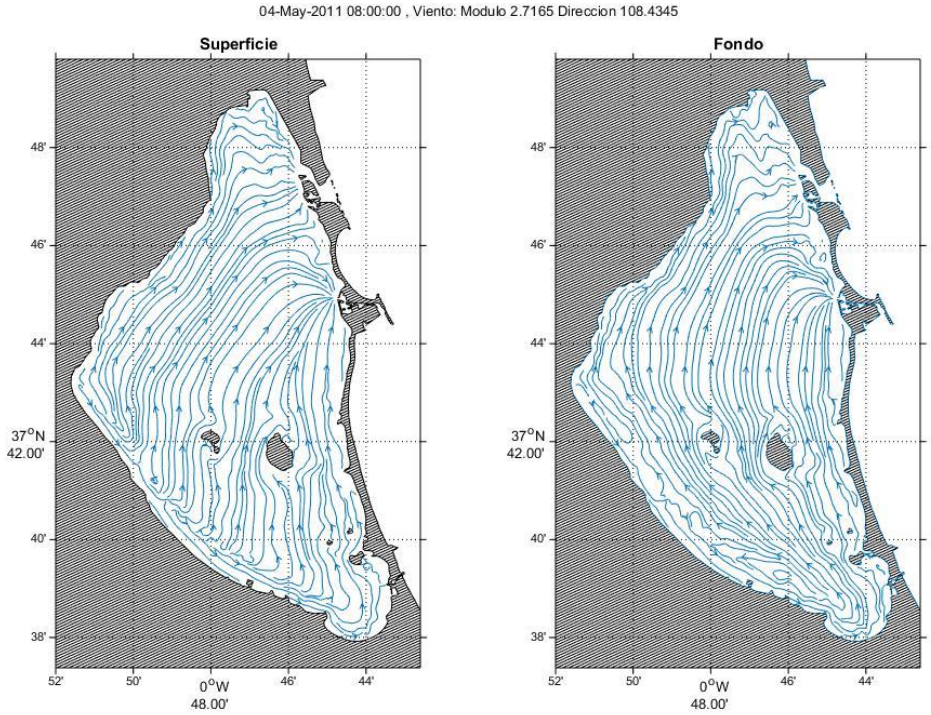


Figura 86 Evento de corrientes homogéneas obtenido a partir del modelo para un viento de 2.7 m/s y dirección 108º. La figura de la izquierda corresponde a las líneas de flujo en superficie y la de la derecha en el fondo.

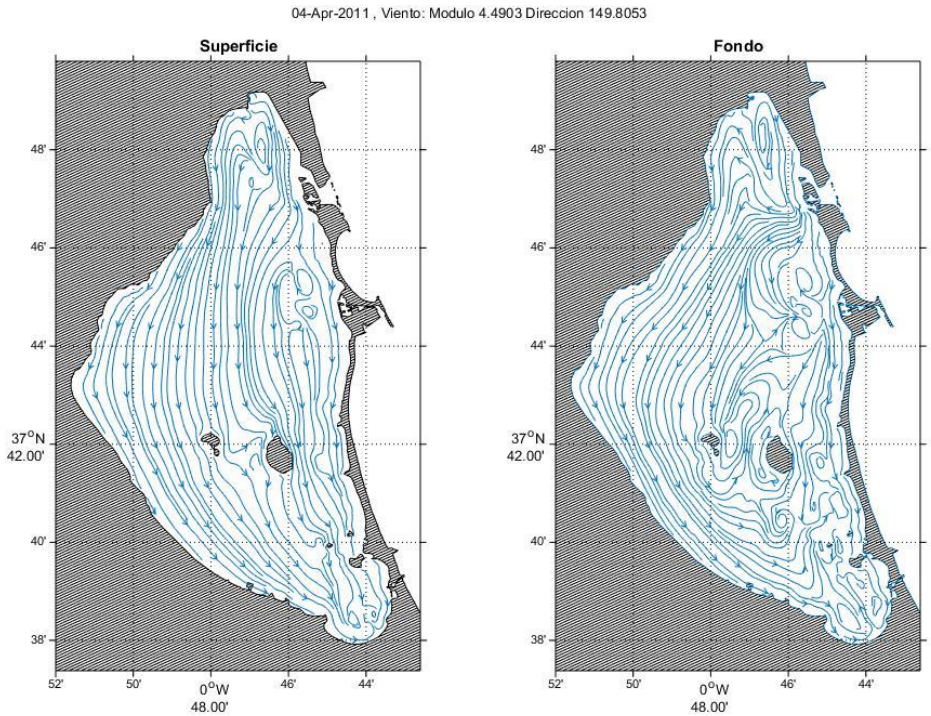


Figura 87 Evento de corrientes homogéneas obtenido a partir del modelo para un viento de 4.5 m/s y dirección 149º. La figura de la izquierda corresponde a las líneas de flujo en superficie y la de la derecha en el fondo.

7.5.2 Corriente de fondo

Esta situación sólo se da 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 (Figura 88). 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 89 y 90). 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.

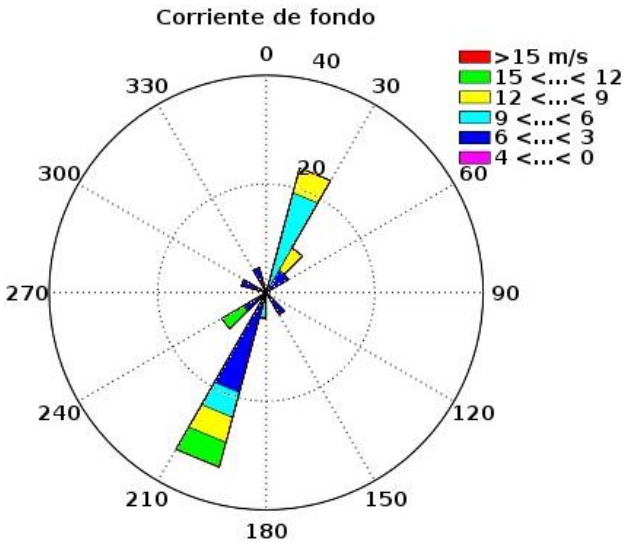


Figura 88 Rosa de viento correspondiente a episodios de corrientes de fondo.

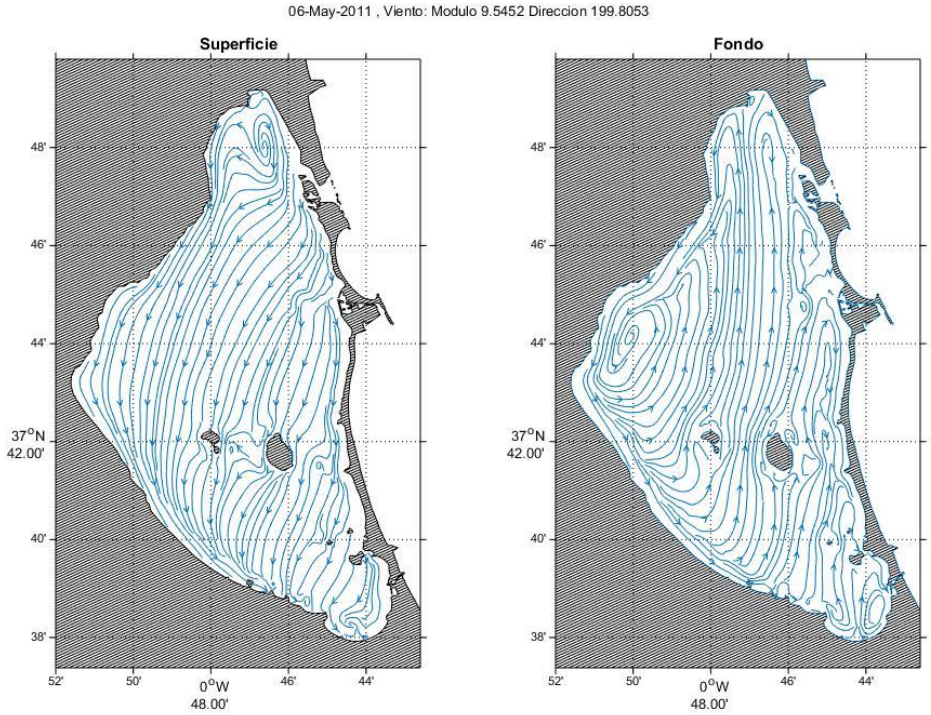


Figura 89 Evento de corrientes de fondo obtenido a partir del modelo para un viento de 9.5 m/s y dirección 199º. La figura de la izquierda corresponde a las líneas de flujo en superficie y la de la derecha en el fondo.

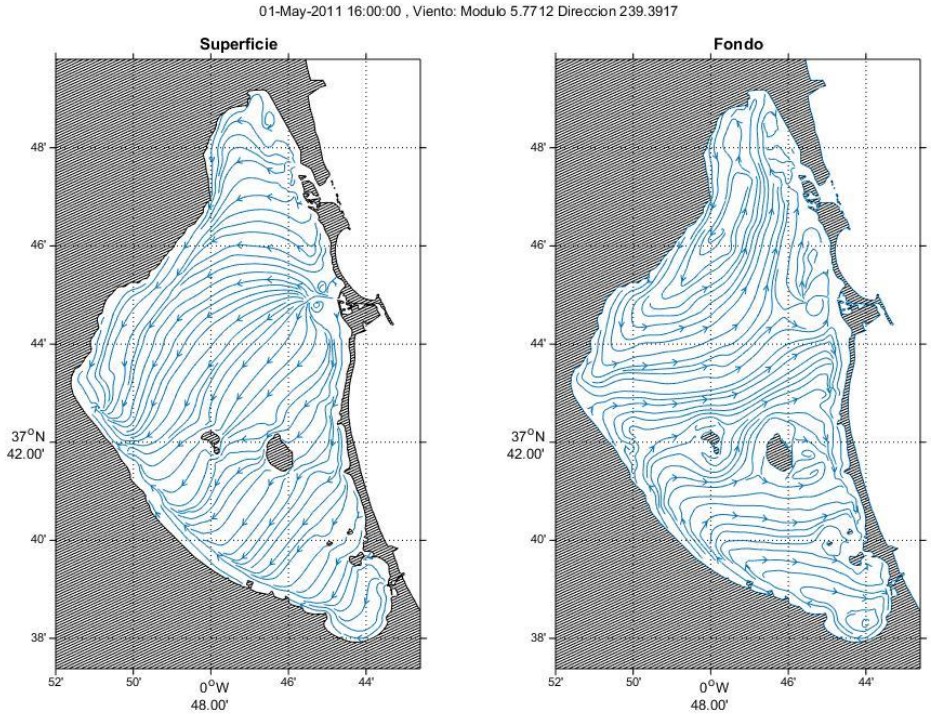
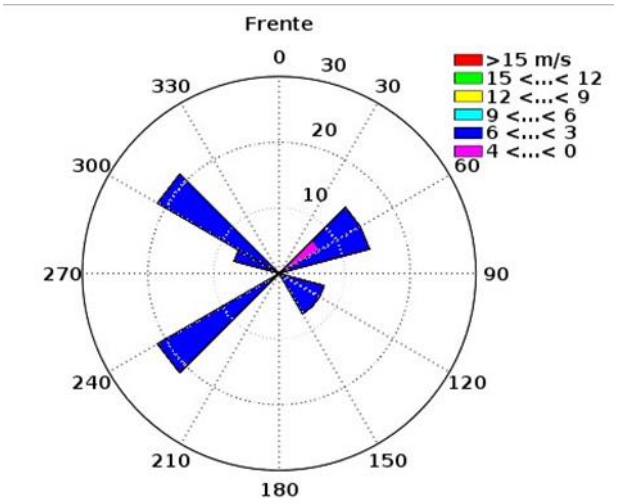


Figura 90 Evento de corrientes de fondo obtenido a partir del modelo para un viento de 5.7 m/s y dirección 239º. La figura de la izquierda corresponde a las líneas de flujo en superficie y la de la derecha en el fondo.

7.5.3 Frente central



Aquellos vientos (

Figura 91) cuya intensidad se encuentra en torno a los 6 m/s tienden a formar un frente en la parte central del Mar Menor, siendo este causado por el encuentro del giro Norte y el Sur. En el caso de que la intensidad sea menor, la corriente tendrá toda la misma dirección, por el contrario viento de mayor intensidad harán que un giro domine sobre el otro o producirán una elevación en el nivel del mar tal y como se ha explicado con anterioridad, provocando la desaparición del frente. La capa superficial muestra la misma dirección que la del viento, siendo en las capas inferiores en las que se puede apreciar este fenómeno. En la Figura 92 se puede apreciar el frente, en la capa del fondo, dándose este patrón en todas las capas menos la superficial. Debido a la conjunción de dos corrientes, los frentes se caracterizan por ser zonas de acumulación de materia orgánica, por lo que son fácilmente visibles. Durante la campaña realizada el 16/08/2016 se pudo registrar este evento, línea blanca de la Figura 93 izquierda, mostrando su ubicación como un punto rojo en la Figura 93 derecha, discurriendo de Este a Oeste. La posición del evento detectado coincide con la que el modelo sitúa la aparición de este fenómeno. Esta situación se da con una frecuencia cercana al 37%.

Debido al proceso de eutrofización – mayor concentración de materia orgánica en el agua – puesto de manifiesto recientemente, se ha podido observar en los últimos años un aumento de la detección de estos frentes donde se concentran espumas a modo de trazadores. En algunas ocasiones se ha observado un aumento de fitoplancton en estas zonas (Alcaraz com. pers.).

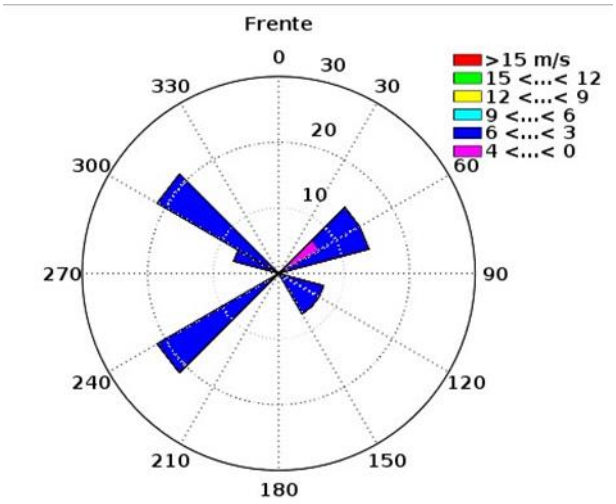


Figura 91 Rosa de vientos correspondiente a los episodios de frente central.

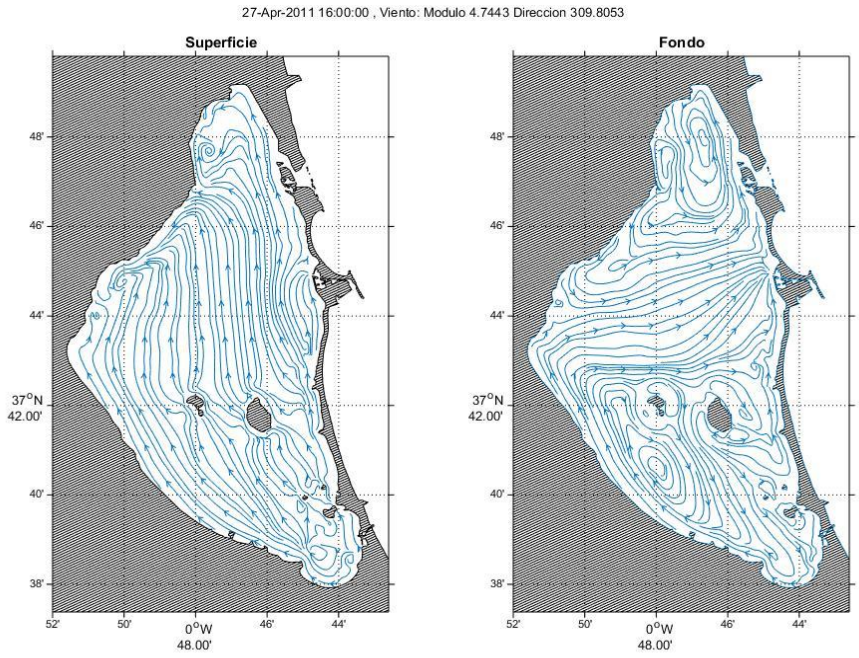


Figura 92 Evento de frente obtenido a partir del modelo para un viento de 4.7 m/s y dirección 309.
La figura de la izquierda corresponde a las líneas de flujo en superficie y la de la derecha en el fondo.



Figura 93 Fotografía realizada el 16/08/2016 en las coordenadas marcadas con un punto rojo en el mapa de la derecha, pudiéndose observar la acumulación de materia orgánica a lo largo de la línea del frente con orientación Este-Oeste.

7.5.4 Giro Norte

Es el giro que se da con mayor frecuencia debido a que se produce por uno de los vientos dominantes en el Mar Menor (Figura 94). Lo más habitual es que sea ciclónico (Figura 95, 96 y 97), debido a vientos en dirección SO y de intensidades mayores de 9 m/s. Durante los periodos en los que el viento sopla en dirección opuesta (NE) el giro cambia su sentido de rotación, pasando a ser anticiclónico, tal y como se muestra en la Figura 98. En profundidad se genera pegado a la costa, desplazándose hacia el centro de la laguna en superficie. Esto es debido a que la corriente que discurre por el fondo en el centro de la laguna delimita su zona de actuación. En las Figura 95, 96 y 97 se puede ver cómo evoluciona el giro a lo largo de varios días, desplazando su ubicación en el fondo hacia el centro del Mar Menor conforme el viento disminuye. Esta situación se da con una frecuencia cercana al 7%. Los giros son bien conocidos en oceanografía por ser zonas de acumulación de nutrientes, de mayor producción primaria, y de acumulación de organismos planctónicos. A la escala del Mar Menor se han podido observar en algunas ocasiones acumulaciones tanto de nutrientes como de organismos, por ejemplo medusas, en zonas donde el modelo ha detectado la formación frecuente de algunos de estos giros (ref. p.e. Pérez-Ruzafa et al. 2002).

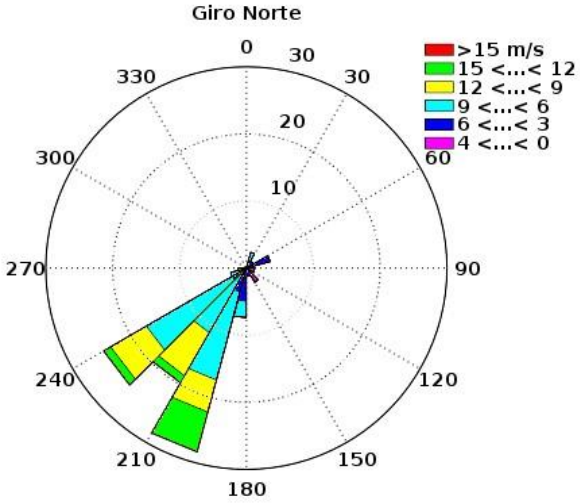


Figura 94 Rosa de vientos correspondiente a los episodios de giro norte.

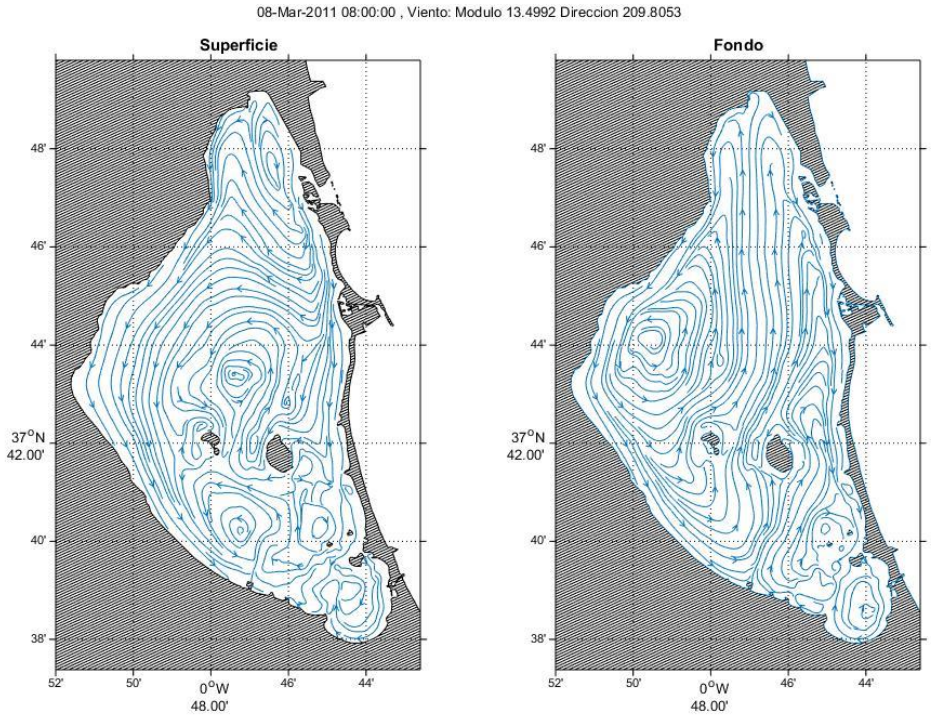


Figura 95 Evento de giro Norte obtenido a partir del modelo para un viento de 13.4 m/s y dirección 209º. La figura de la izquierda corresponde a las líneas de flujo en superficie y la de la derecha en el fondo.

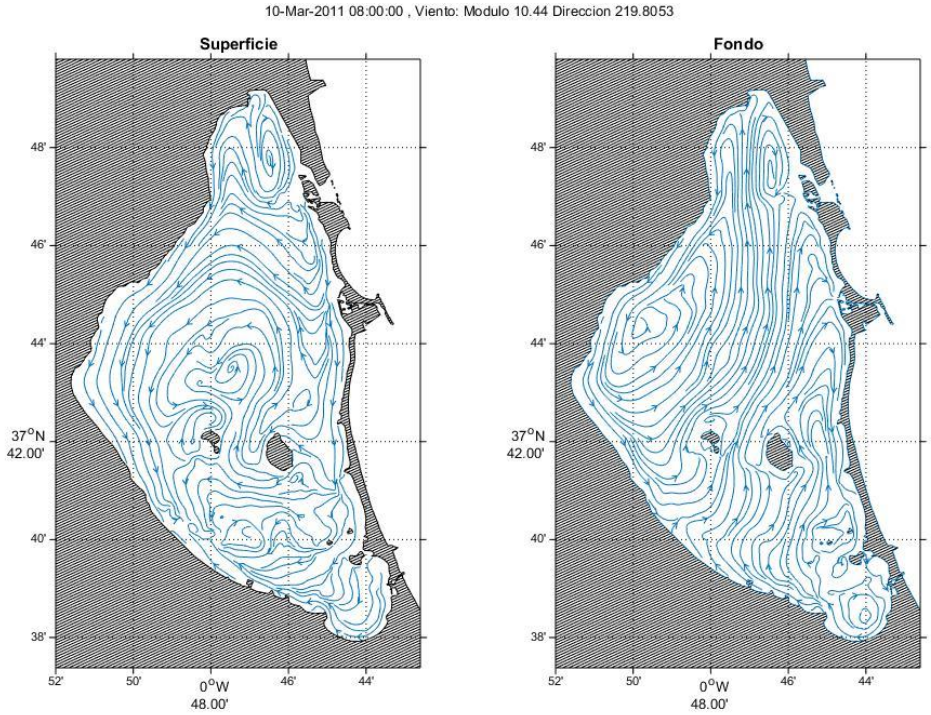


Figura 96 Evento de giro Norte obtenido a partir del modelo para un viento de 10.4 m/s y dirección 219º. La figura de la izquierda corresponde a las líneas de flujo en superficie y la de la derecha en el fondo.

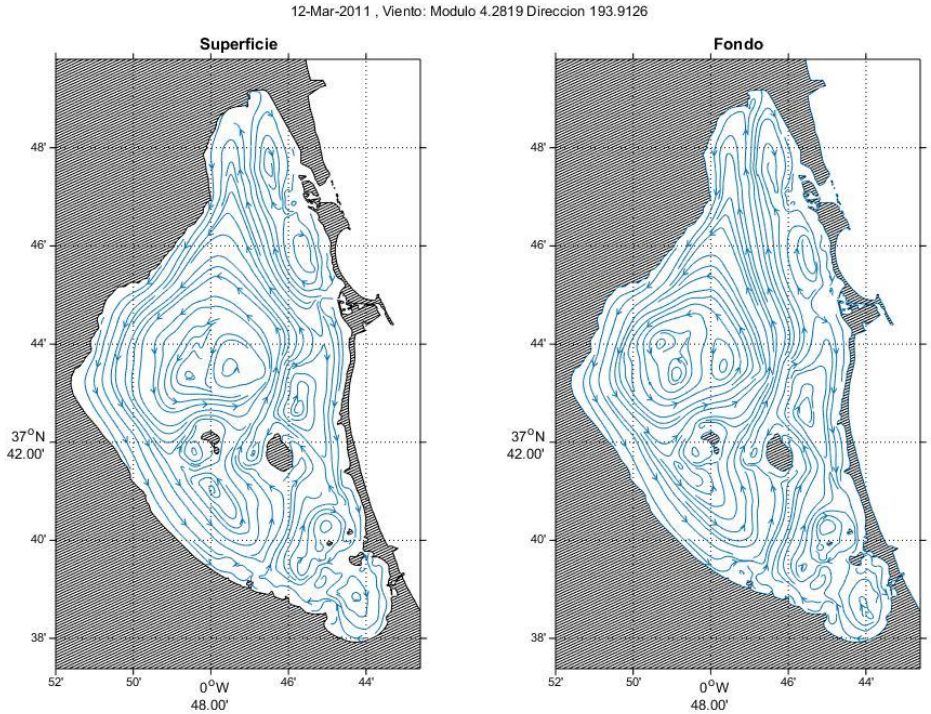


Figura 97 Evento de giro Norte obtenido a partir del modelo para un viento de 4.2 m/s y dirección 139º. La figura de la izquierda corresponde a las líneas de flujo en superficie y la de la derecha en el fondo.

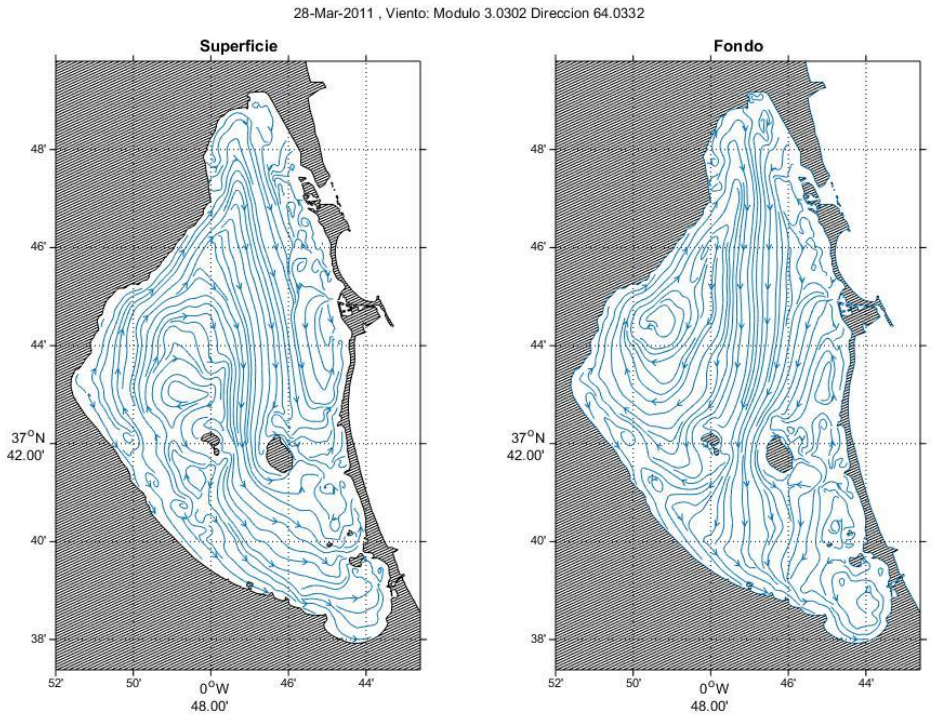


Figura 98 Evento de giro Norte obtenido a partir del modelo para un viento de 3 m/s y dirección 64º.
La figura de la izquierda corresponde a las líneas de flujo en superficie y la de la derecha en el fondo.

7.5.5 Giro Sur

Es uno de los fenómenos que se dan con menos frecuencia debido a que los vientos (Figura 99) causantes del mismo no son habituales en el Mar Menor. Su dirección de rotación más habitual es en sentido anticiclónico (Figura 100). El giro se observa claramente en profundidad y pegado a costa, pudiendo englobar a la Isla del Ciervo. En el caso de un giro ciclónico (Figura 101) éste presenta un menor tamaño y una ubicación desplazada hacia el Sur. Los datos registrados durante las campañas de toma de datos llevadas a cabo en verano del 2016 muestran ocasionalmente una clara separación entre la zona Norte y Sur, En la Figura 102 se puede ver, a partir de los datos de salinidad (12/9/2016), la diferenciación existente entre la zona norte y la sur, indicada con una estrella verde, coincidiendo esta con la zona de confluencia del giro norte y el sur. Esta situación se da con una frecuencia cercana al 2%, si bien el contraste entre cubetas se produce también en otras situaciones quedando marcada la diferencia.

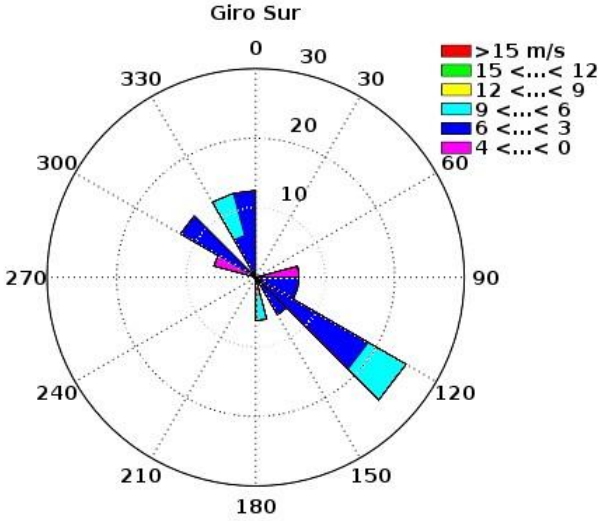


Figura 99 Rosa de vientos correspondiente a los episodios de giro sur.

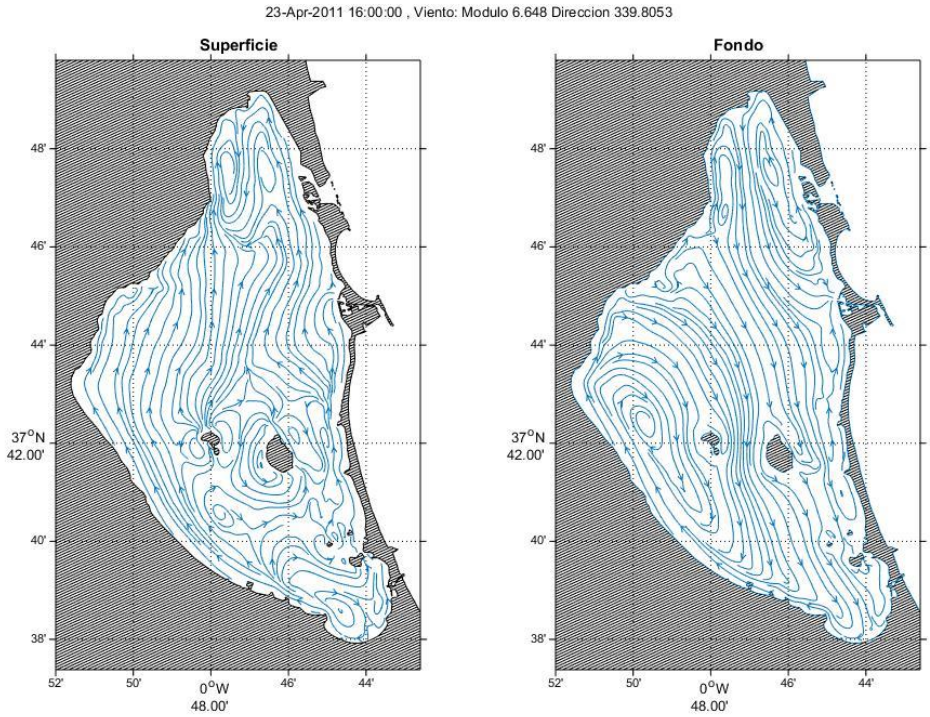


Figura 100 Evento de giro Sur obtenido a partir del modelo para un viento de 6.6 m/s y dirección 339º. La figura de la izquierda corresponde a las líneas de flujo en superficie y la de la derecha en el fondo.

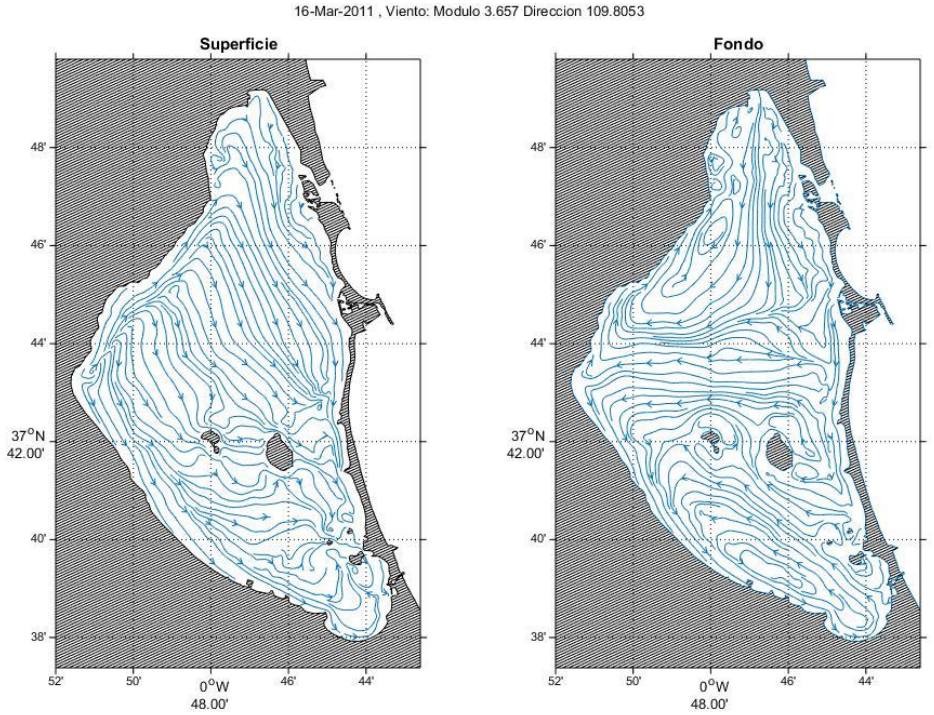


Figura 101 Evento de giro Sur obtenido a partir del modelo para un viento de 3.6 m/s y dirección 109º. La figura de la izquierda corresponde a las líneas de flujo en superficie y la de la derecha en el fondo.

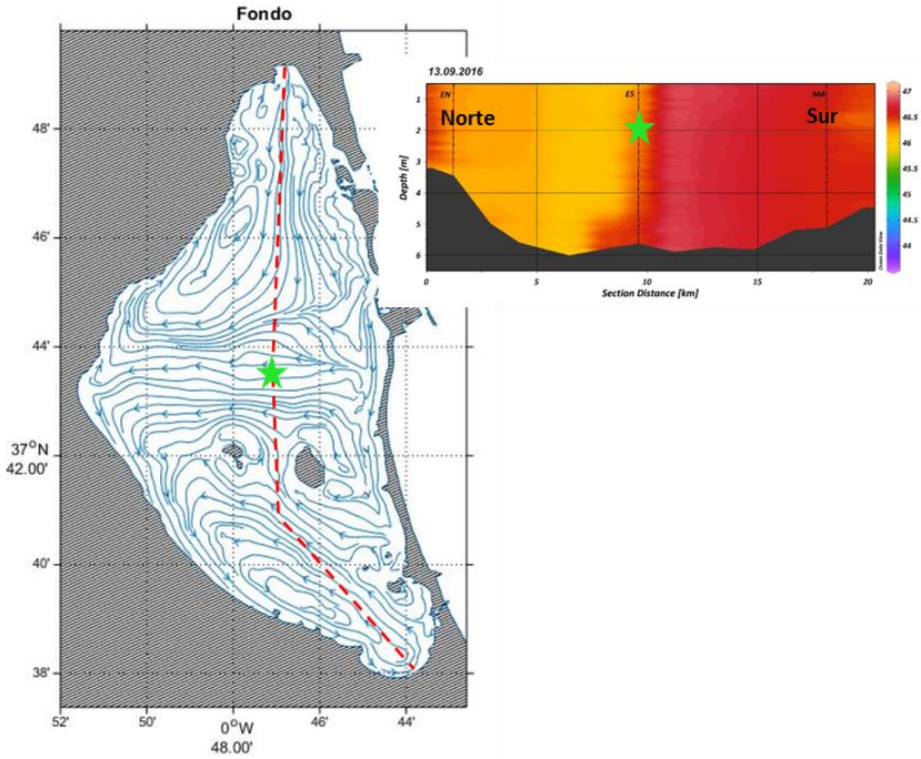


Figura 102 Izquierda: Mapa de Corrientes en la capa del fondo. Derecha: Perfil de salinidad extraído a lo largo del transecto marcado como una línea roja. La estrella verde indica la ubicación en el mapa.

7.5.6 Giro San Pedro/Playa Honda

En aquellos casos en los que el viento (Figura 103) se sitúa en el eje Norte-Sur, coincidiendo con el eje de mayor longitud del Mar Menor, se produce una variación del nivel del mar en la parte Sur y Norte, la cual se ve compensado por la aparición de una corriente de retorno en profundidad en dirección contraria al viento. Debido a la morfología de la costa que le impide distribuirse lateralmente, tiende a concentrarse en su parte central provocando la aparición de dos giros con direcciones de rotación contrarias (Figura 104) , tanto en la zona Norte del Mar Menor (San Pedro del Pinatar) como en el Sur (Playa Honda). En la zona Norte el doble giro puede observarse con mayor intensidad, debido a encontrarse más alineada con el eje de dirección del viento y a presentar una mayor anchura que la Sur en ausencia de islas. Esta situación se da con una frecuencia en torno al 15%.

Estos giros, particularmente el de San Pedro, pueden tener implicaciones reteniendo los sedimentos que entran por Las Encañizadas en el extremo Noroeste de la Laguna tal y como se muestra en algunas imágenes de satélite (Figura 104).

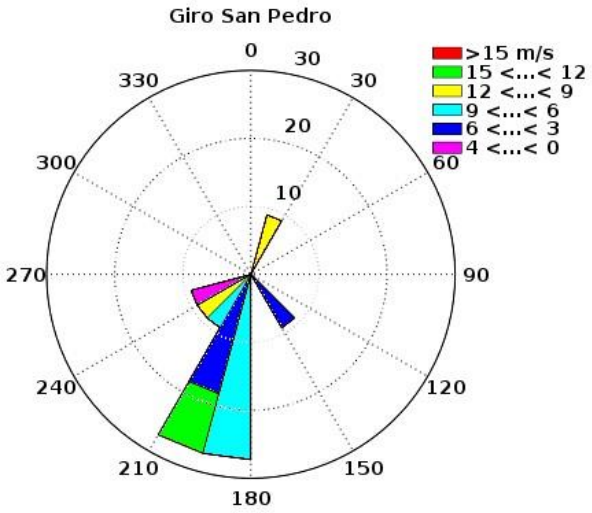


Figura 103 Rosa de vientos correspondiente a los episodios de giro San Pedro/Playa Honda.

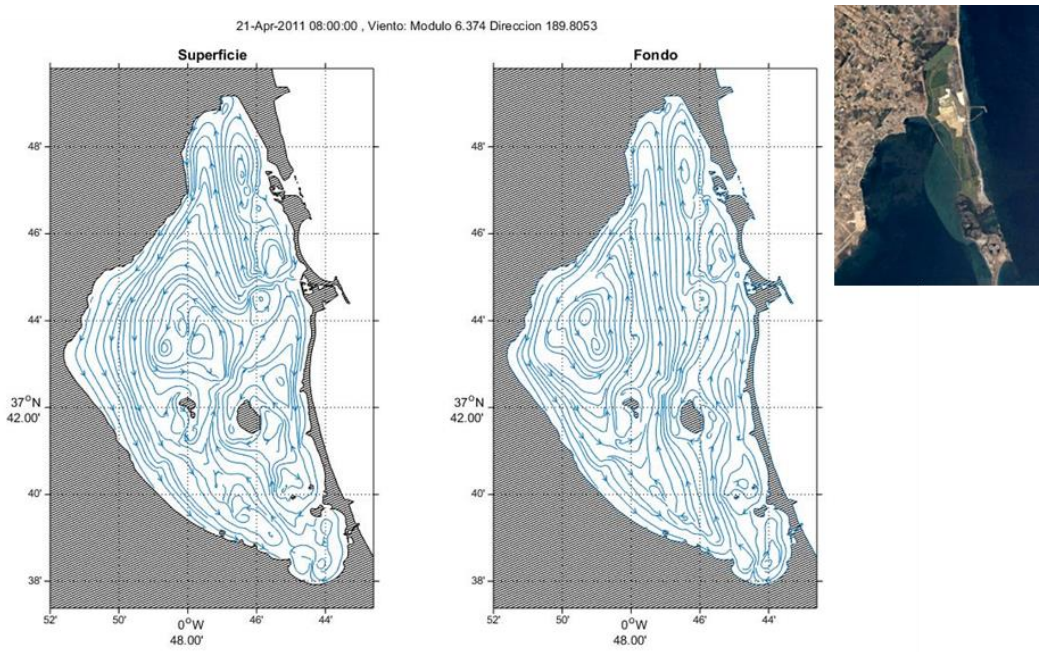


Figura 104 Evento de giro Sur obtenido a partir del modelo para un viento de 6.3 m/s y dirección 189º. La figura de la izquierda corresponde a las líneas de flujo en superficie y la del medio en el fondo. A la derecha se puede ver una imagen de satélite de la zona norte del Mar Menor, observándose claramente la acumulación de sedimento en la zona coincidente con el giro.

8 Canales de comunicación

En este capítulo se aborda el estudio de los canales de comunicación entre el Mar Menor y el Mediterráneo. Recuérdese que se fondearon 3 correntímetros, uno en cada canal, con el objeto de conocer los flujos de intercambio en cada uno de ellos y en su conjunto. La Figura 105 muestran la posición y nomenclatura de cada una de las estaciones de muestreo en los canales: MED (Mediterráneo); ENC (Encañizadas); EST (Estacio) y MAR (Marchamalo), así como la serie temporal registrada para cada uno de ellos, pudiendo observarse claramente su similitud.

A partir de las correlaciones obtenidas para las variaciones del nivel del mar entre el Mar Mediterráneo y cada uno de los canales, una vez suavizados y decimados horariamente los datos, se puede establecer una varianza total explicada del 92% (Encañizadas), 82% (Estacio) y 86 % (Marchamalo), habiéndose obtenido un desfase de 1 hora para Las Encañizadas y El Estacio, más cercanos al punto del fondeo en el Mediterráneo y 2 horas para el más alejado, Marchamalo. A partir de la ecuación de aguas someras para la propagación de una onda (Ecuación 14), dónde *h* corresponde a la profundidad media de la zona (entre 4 y 6 m) y *g* es la aceleración gravitacional, se puede obtener el valor teórico que tardaría una onda en llegar desde el punto MED a los canales, estando este en torno a 1 hora y en concordancia con los valores empíricos hallados

Ecuación 14

$$c = \sqrt{gh}$$

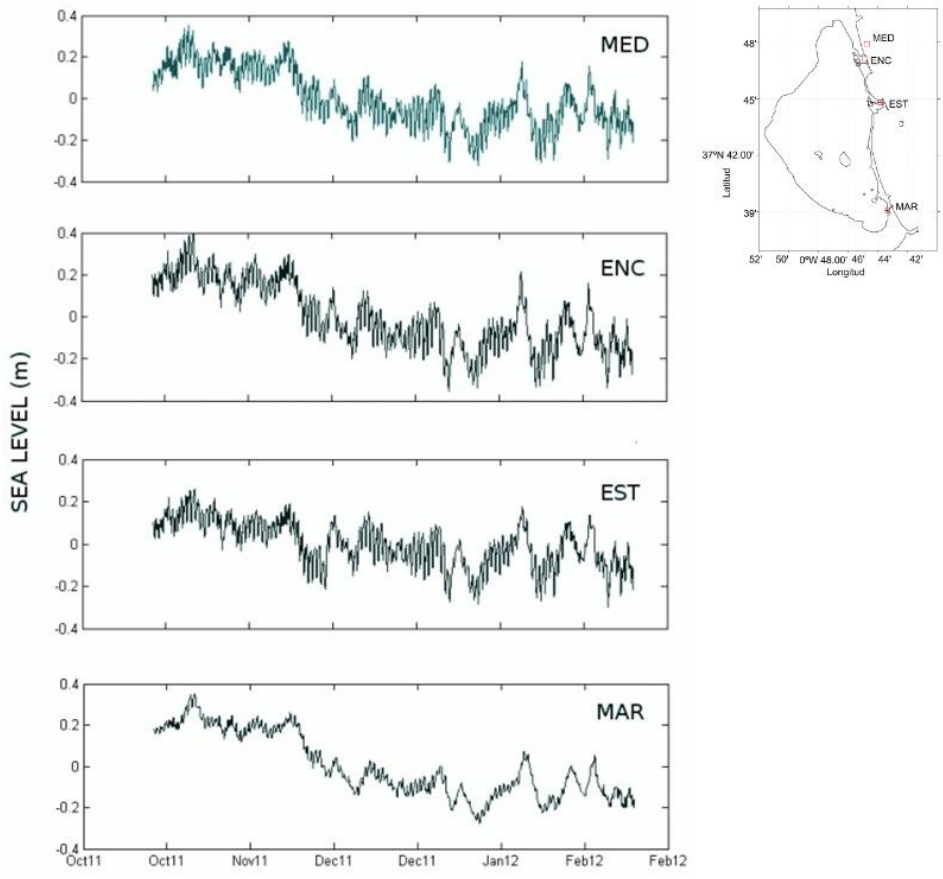


Figura 105 Variaciones del nivel de mar suavizadas horariamente para las estaciones MED, ENC, EST y MAR entre el 0ct/11 y Feb/12. En el margen superior derecho se puede observar las posiciones de cada estación.

Con el objetivo de caracterizar cada uno de los canales, se ha calculado el coeficiente de llenado (*repletion coefficient*) o parámetro de Keulegan, *K* (Keulegan 1967; Kreeke 1976; Kjerfve & Knoppers 1991) (Ecuación 15), que relaciona la marea con algunas características de los canales. Mediante este coeficiente se puede determinar la diferencia de amplitud y el desfase que sufre la marea al atravesar el canal.

Ecuación 15

$$K = \frac{T}{2\pi a_o}\frac{A_c}{A_b}\sqrt{\frac{2gRa_o}{(\alpha+\beta+\gamma)R+2FL_c}}$$

Dónde T es el periodo de marea, a_o es la amplitud de marea, A_c la sección atravesada del canal (m^2), A_b el área de la laguna (Km^2), R es el radio hidráulico, Lc la

longitud del canal, F el factor de fricción, α recoge la distribución de la velocidad de corriente en la sección del canal, β es la fracción de la energía cinética disipada en la transición entre la entrada y el canal, y γ representa la fracción de energía cinética perdida en la parte del canal que comunica con la laguna.

La Figura 106 muestra la relación entre la tasa de mareas a ambos lados del canal con el coeficiente K . Un valor del coeficiente de 0 indicaría una anulación por completo de la onda de marea entrante.

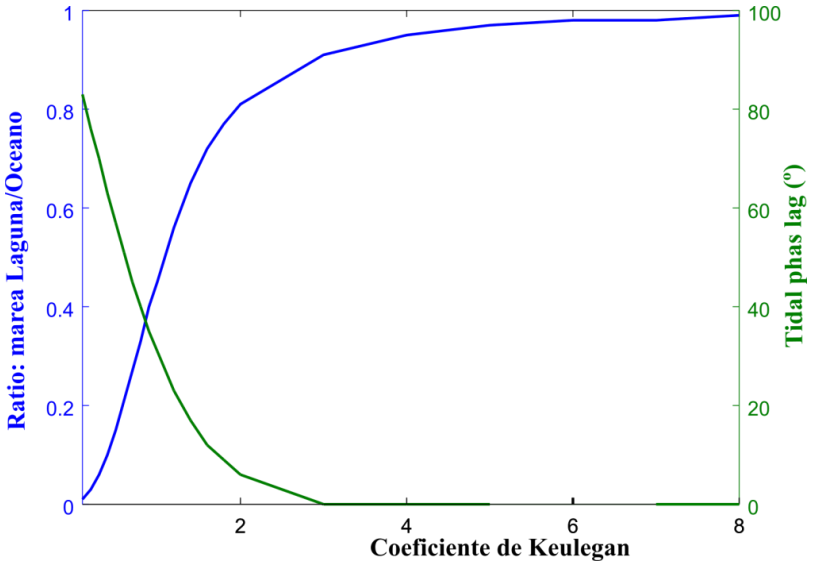


Figura 106 Correspondencia del valor de Keulegan con el desfase de marea y el ratio Laguna/Oceano de la marea (redibujada de Keulegan 1967) correspondiendo el color verde al desfase de marea y el azul al ratio comentado.

Basándose en este parámetro, Jarret (1975), realizó una clasificación formal de las lagunas en función de la morfología de sus canales, dividiéndola en 3 tipos:

- Clase I: $K < 0.3$ (*choked*). Esta clase corresponde a lagunas de agua someras y canales de comunicación pequeños configurando sistemas muy restringidos. El Mar Menor se situaría en esta categoría.
- Clase II: $K > 0.8$ (*leaky*). Lagunas con canales grandes y profundos que permiten una buena comunicación con el mar abierto.
- Clase III: $0.3 < K < 0.8$ (*restricted*). Es un caso intermedio entre las dos anteriores.

A la hora del cálculo de *K* se han realizado una serie de aproximaciones al objeto de establecer cuál sería la influencia mínima de los canales sobre la onda de marea entrante, que son:

- El factor de fricción oscila entre 0.002 y 0.006 (adimensional). En nuestro caso un valor intermedio de 0.004 ha sido usado en todos los canales (Koutitonsky, 2008).
- Los parámetros encargados de recoger las pérdidas de energía a la entrada del canal y en su salida hacia la laguna son α, β y γ. Se ha asumido que no existen pérdidas de energía en las entradas y salidas de los canales, (α, β, $\gamma = 0$).

En el caso de los canales del Mar Menor, tal y como se muestra más adelante (Capítulos 8.1.1, 8.2.1 y 8.3.1), presentaron valores de *K* muy pequeños, correspondiendo un ratio entre el océano y la laguna muy pequeño (en torno a 0) quedando la marea casi anulada en los canales y con un desfase cercano a los 90º.

El análisis de la hidrodinámica en los canales de comunicación ha seguido la misma metodología expuesta en el Capítulo 5.2, analizándose conjuntamente para cada canal los datos de corrientes y nivel del mar. Se ha realizado un análisis de cada uno de los forzantes: mareas, presión atmosférica y vientos. Como anteriormente, se han realizado análisis de componentes principales, de mareas, de corriente mareal, correlaciones cruzadas - entre presión atmosférica y elevación del nivel del mar y entre vientos y corrientes -, análisis de coherencia y fase y análisis de la densidad espectral de potencia. Conviene recordar que los vientos se han rotado conforme a su eje principal, de forma que el componente longitudinal es el de la dirección NE-SO y el transversal el de la dirección NO-SE. En cambio las corrientes en los canales no se han rotado ya que éstos están orientados en dirección E-O, es decir, el componente longitudinal será la componente *v* (N-S) y la componente transversal la componente *u* (E-O).

8.1 Las Encañizadas

En la Figura 107 se puede ver la ubicación del correntímetro fondeado en Las Encañizadas en las coordenadas -0.748 E, 37.78511 N, habiendo registrado un total de 6 capas con una separación entre ellas de 0.3 m, siendo la profundidad del punto de fondeo de 2.5 m.

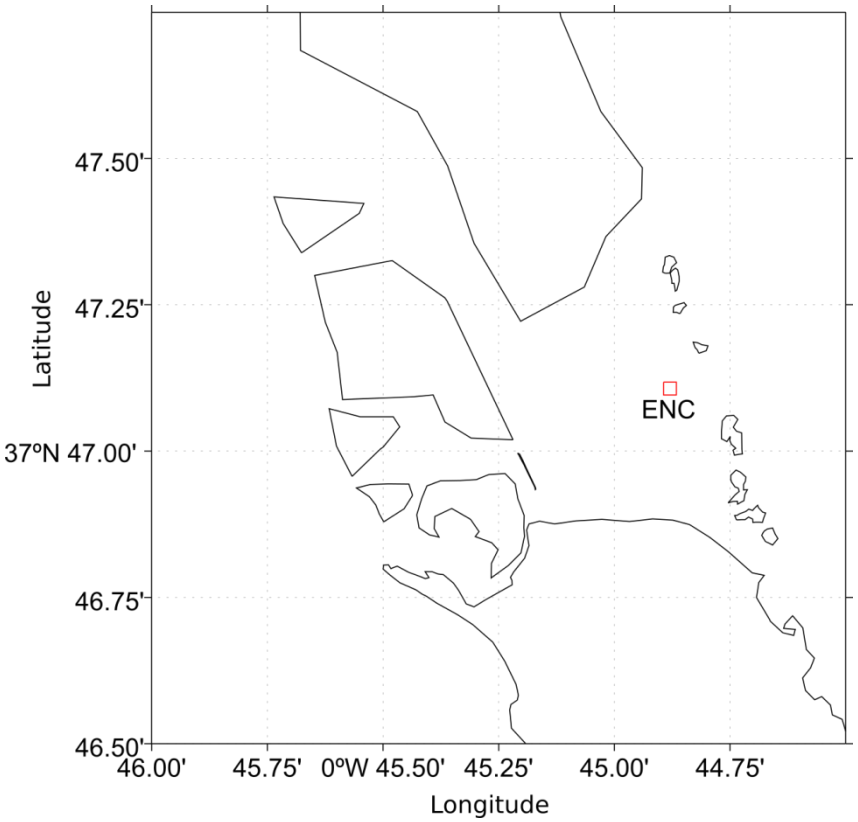


Figura 107 Ubicación del correntímetro (cuadrado rojo) fondeado en la zona de Las Encañizadas en las coordenadas -0.748 E, 37.78511 N.

Las variaciones del nivel del mar registradas se muestran en la Figura 108 dónde se observa un rango de amplitud de 0.86 metros, pudiendo observarse un descenso importante del nivel del mar a partir de Noviembre del 2011, empezando a remontar a finales de Junio del año siguiente.

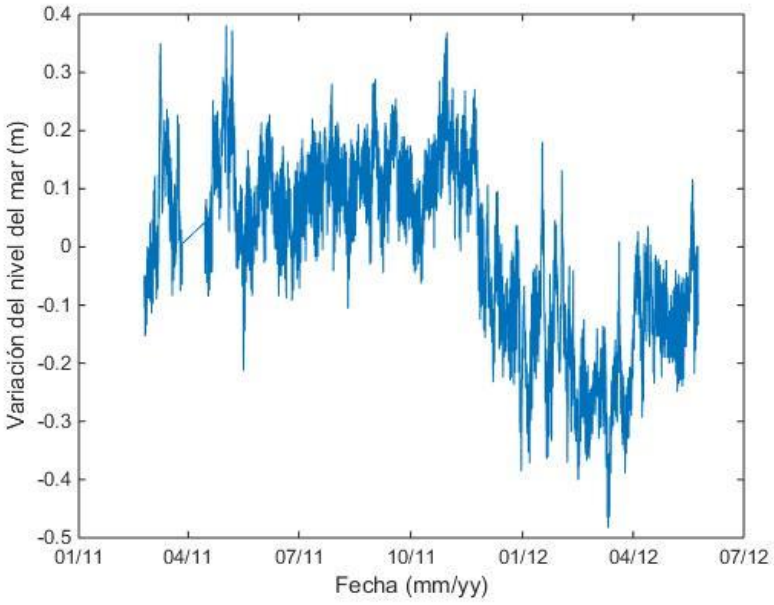
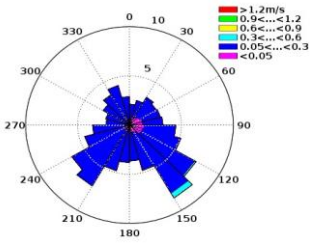
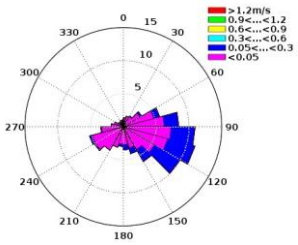
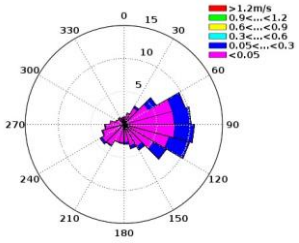


Figura 108 Variación del nivel del mar registrado en Las Encañizadas. Los datos han sido suavizados a una hora.

En superficie se pueden apreciar dos direcciones predominantes, SE y SO, girando hacia el O en profundidad, alcanzando completamente esta dirección en el fondo, tal y como se puede observar en las figuras mostradas en la Tabla 35. Los periodos con direcciones O son escasos y con velocidades de corriente en torno a los 0.05 m/s. La velocidad máxima se ha registrado en superficie (0.38 m/s) siendo la corriente media en esta capa de 0.11 m/s. El resto de las capas muestran un comportamiento homogéneo con velocidades de corriente más bajas que las de superficie, estando la máxima alcanzada en torno a los 0.23 m/s y la media en 0.03 m/s (Tabla 35).

Tabla 35 Rosas de corriente, velocidades máximas y medias registradas en Las Encañizadas en superficie, capa intermedia y fondo.

	Superficie	Media	Fondo
Vel. Max. (m/s)	0.38	0.15	0.13
Vel. Med (m/s)	0.11	0.03	0.03
			

En superficie se puede observar claramente dos ejes principales, uno en dirección SE, que recoge el 56 % de la varianza y otro en dirección SO. En profundidad se puede observar una dirección más definida hacia el E, con pocos episodios en dirección contraria, llegando a explicar el 70%.

8.1.1 Mareas.

La Tabla 36 muestra las componentes de marea obtenidas a partir del nivel del mar registrado dentro del canal.

Tabla 36 Componente de marea principales y de aguas pocas profundas resultantes del análisis armónico aplicado a los datos de nivel del mar registrados en Las Enzañizadas entre Octubre/2011 y Febrero/2012.

	ENC	
	Fase (º)	Amp. (m)
O1	*148.86	0.0221
K1	*181.78	0.0416
N2	121.06	0.0041
M2	*89.85	0.0169
S2	*104.48	0.0138
M3	168.64	0.0013
SK3	193.73	0.0016
MN4	56.17	0.0002
M4	*116.17	0.0022
MS4	230.73	0.0007
M6	*277.31	0.0004
Total		0.1045
F		2.074
varianza predicha/ varianza original	5.4 %	

Presenta una amplitud de 0.10 m y al igual que en el Mediterráneo (MED), la componente diurna K1 es la que presenta un mayor valor explicando, junto con la componente O1, casi el 50% de la varianza total del nivel del mar debido a la marea. El valor de la forma de marea obtenido (F=2.07) para Las Encañizadas corresponde a la de una marea mixta semidiurna.

Al objeto de conocer el retardo de la marea entre el Mediterráneo y Las Encañizadas, se ha calculado - a partir de los componentes principales - el desfase existente entre ella y la estación ubicada en el mar Mediterráneo (MED). En la Tabla 37 se muestran los resultados obtenidos, estando estos en el rango de los anteriormente obtenidos contemplando toda la serie de datos, no sólo la marea.

Tabla 37 Desfase en grados y horas obtenidos entre la estación del Mediterráneo y Las Encañizadas.

	ENC (horas)
O1	1.5
K1	1.7
M2	1.3
S2	1

El parámetro de Keulegan máximo obtenido a partir de los valores mostrados en la Tabla 38, ha sido de 0.063 para la componente de marea N2. Aun considerando el caso de ausencia de pérdida de energía en los canales, se ha obtenido un coeficiente muy pequeño, por lo que a partir de los valores obtenidos para Las Encañizadas el Mar Menor si situaría como una laguna de clase I con un importante efecto de filtrado de la señal de marea.

Tabla 38 Valores utilizados en las variables de la ecuación del parámetro de Keulegan para Las Encañizadas.

	ENC
Ac (m2)	241
Ab (Km2)	169
R (m)	0.498
Lc (m)	800
F	0.004

Al igual que con el nivel del mar, el análisis de la elipse de marea (Tabla 39) pone de relevancia la poca importancia que la marea tiene sobre los datos de corrientes registrados, siendo la componente *K1,* la única presente en todas las capas y la que presentaba una mayor amplitud de marea en los análisis del nivel del mar. Esta componente representa en el mejor de los casos un 10% de los datos registrados en superficie para la componente transversal de la corriente, disminuyendo este valor a un 2% en el resto de las capas analizadas.

Tabla 39 Análisis armónicos de las corrientes de marea para las ENC.

	ENC											
	Superficie				Capa Media				Fondo			
	Mayor	Menor	Incl. (º)	Fase	Mayor	Menor	Incl. (º)	Fase	Mayor	Menor	Incl. (º)	Fase
K1	0.043	-0.001	140	269	0.009	0.002	26	295	0.006	0.003	40	6.7
S2	0.013	-0.002	132	136								
Var. Predicha/ var. original Comp. Longitudinal	10%				2.6%				1.5%			
Var. Predicha/ var. original Comp.Transversal	5.2%				2.0%				2.8%			

8.1.2 Presión atmosférica

Para el análisis de la presión atmosférica se ha distinguido entre bajas y altas frecuencias. Para las primeras los datos se filtraron a 24 horas, mientras que para las segundas a 6 días.

Los datos de presión atmosférica de la estación meteorológica se filtraron a 24 horas. A partir de esta serie de datos se obtuvo la correlación cruzada entre las series de presión atmosférica y nivel del mar mostrando desfases similares a los obtenidos en el Mediterráneo, en torno a las 11 horas, sin embargo la varianza pasa de un 40% obtenida en el Mediterráneo a un 28% en el caso de Las Encañizadas. El análisis de coherencia y fase realizado, tal y como era de esperar, muestra también resultados similares a los de la estación MED, con un desfase entre las variaciones de nivel del mar y la presión atmosférica cercano a los 180º, lo que indica la causalidad por efecto de barómetro invertido y una periodicidad en torno a las 12 horas (Figura 109).

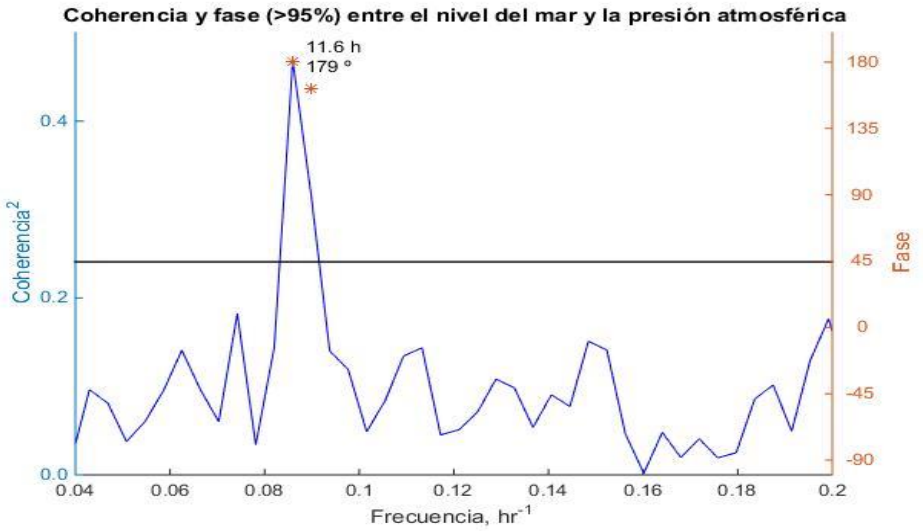


Figura 109 Análisis de coherencia (color azul) y fase (color naranja) entre los datos con suavizado diario de presión atmosférica y nivel del mar en la estación ENC. Los valores en color negro indican los grados de fase para los valores que superan el umbral de confianza.

Las correlaciones realizadas entre los datos de nivel del mar y presión atmosférica filtrados a 6 días (bajas frecuencias) muestran resultados similares a los obtenidos en la estación MED, con un coeficiente de correlación (r) de 0.75 y un desfase de 63 horas.

Los análisis realizados sobre las corrientes y la presión atmosférica no muestran ninguna correlación significativa.

8.1.3 Viento

Las correlaciones cruzadas entre el viento y el nivel del mar (Tabla 40) muestran una gran influencia del viento sobre las corrientes superficiales, llegando a explicar el primero más del 80% de la varianza del segundo para ambas componentes, con un desfase entre 2 y 3 horas. En profundidad, tanto media como profunda, el viento longitudinal explica más del 50% de la componente longitudinal.

Tabla 40 Correlaciones cruzadas entre el viento y las corrientes para Las Encañizadas. Las correlaciones se presentan como r^2 expresado en % y el desfase en horas. El guion indica que los datos no presentan correlación.

		Corriente					
		Superficie		Media		Fondo	
		Longitudinal	Transversal	Longitudinal	Transversal	Longitudinal	Transversal
Viento	Longitudinal	-	80% / 2h	57% / 14h	-	53%/ 15h	-
	Transversal	80% / 3h	-	-	-	-	-

Una vez suavizados los datos a 24 horas se ha calculado la correlación cruzada entre la corriente en superficie y en el fondo, habiéndose obtenido un valor significativo para las componentes transversales de -0.62 con un desfase de 10 horas. El signo negativo indica que ambas se dan en direcciones contrarias. Al dibujar ambas componentes (Figura 110) se puede observar la presencia de esta contracorriente en el fondo durante casi todo el periodo de estudio a excepción de un evento entre el 4 y el 7 de diciembre, durante el cual la componente longitudinal del viento cambió de signo soplando hacia el Mediterráneo, haciendo que toda la corriente fluyese en la misma dirección en todas las capas. El sistema de canales de Las Encañizadas presenta una sección atravesada mayor hacia el Mediterráneo que hacia el Mar Menor, de forma que se impide que toda el agua entrante del Mediterráneo pase al Mar Menor, generándose una corriente de fondo en dirección contraria al viento.

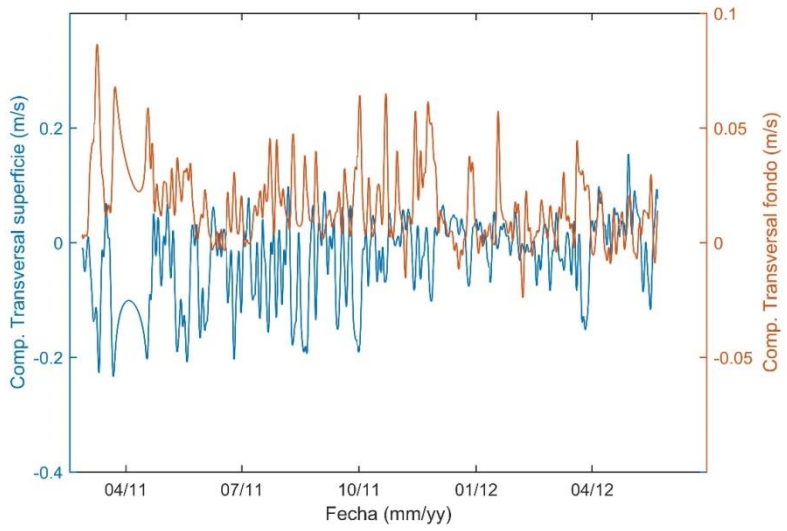


Figura 110 Componente transversal de la corriente en superficie (azul) y fondo (naranja).

Gracias a las simulaciones realizadas se ha podido empezar a entender los mecanismos que regulan un sistema tan complejo como el de Las Encañizadas, del que sólo se ha iniciado el estudio con este trabajo. En este sistema se pueden encontrar varios canales de entrada y salida, cada uno con una configuración diferente, cambios de batimetría bruscos y zonas de inundación. Durante los periodos en que el nivel del mar desciende, estas zonas quedan expuestas, y por tanto sin paso del agua, provocando una disminución del flujo total a través de Las Encañizadas. Hay que añadir, además, la complejidad debida a la alta densidad de vegetación acuática sumergida, restringiendo las corrientes y, por tanto, el intercambio (Nepf 2012b; Nepf 2012a; Luhar & Nepf 2013). En la Figura 111 se puede observar una salida del modelo en la que se aprecia que el paso de agua queda prácticamente anulado al quedar las zonas inundables expuestas disminuyendo así la sección atravesada.

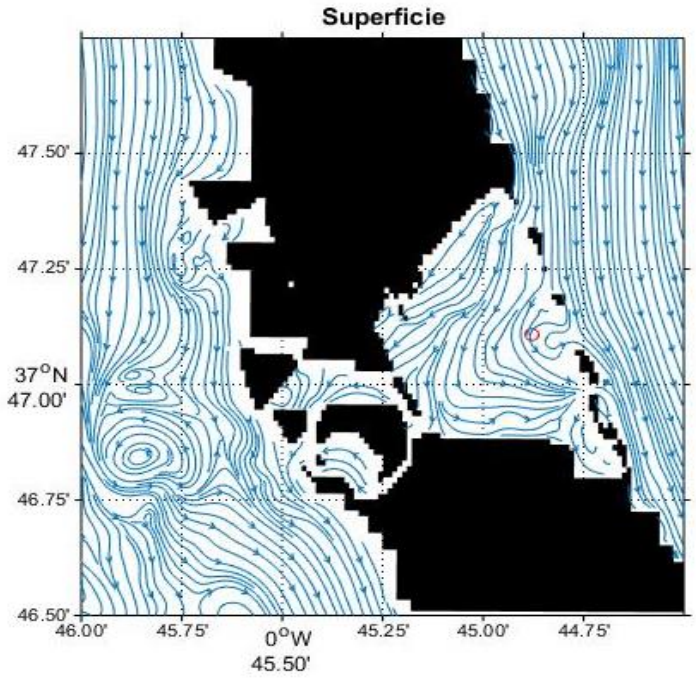


Figura 111 Simulaciones Encañizadas

En la vertiente de Las Encañizadas que da al Mediterráneo se encuentra la mayor complejidad hidrodinámica debida a los escollos y la batimetría desigual que provocan la aparición de numerosos giros y cambios bruscos en la dirección de la corriente (Figura 112).

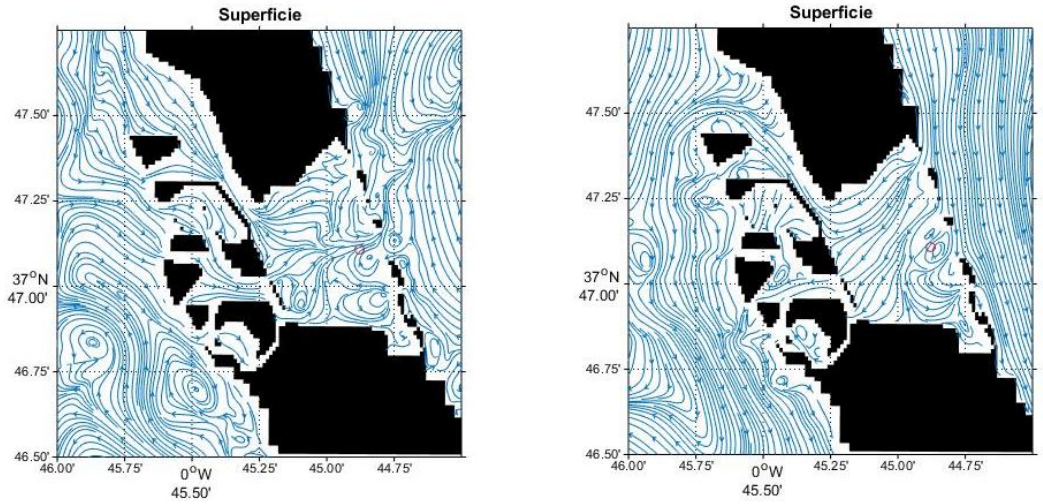


Figura 112 Simulación Encañizadas 2 (izquierda) y 4 (derecha) de Marzo

Todo esto explica la dificultad de describir la hidrodinámica de esta zona sólo mediante el fondeo de instrumentación en ella, siendo necesarios los modelos para su completa comprensión. Los datos registrados y las simulaciones realizadas han permitido entender el comportamiento general de las corrientes en Las Encañizadas y los mecanismos que los regulan, sin embargo la descripción con detalle de su hidrodinámica requiere todavía de un estudio exhaustivo que ha quedado fuera de los límites de esta tesis.

8.2 El Estacio.

En la Figura 113 se puede ver la ubicación del correntímetro fondeado en este canal (0.730 E, 37.74 N), habiendo registrado un total de 9 capas con una separación entre ellas de 0.5 m, siendo la profundidad del punto de fondeo de 5.6 m.

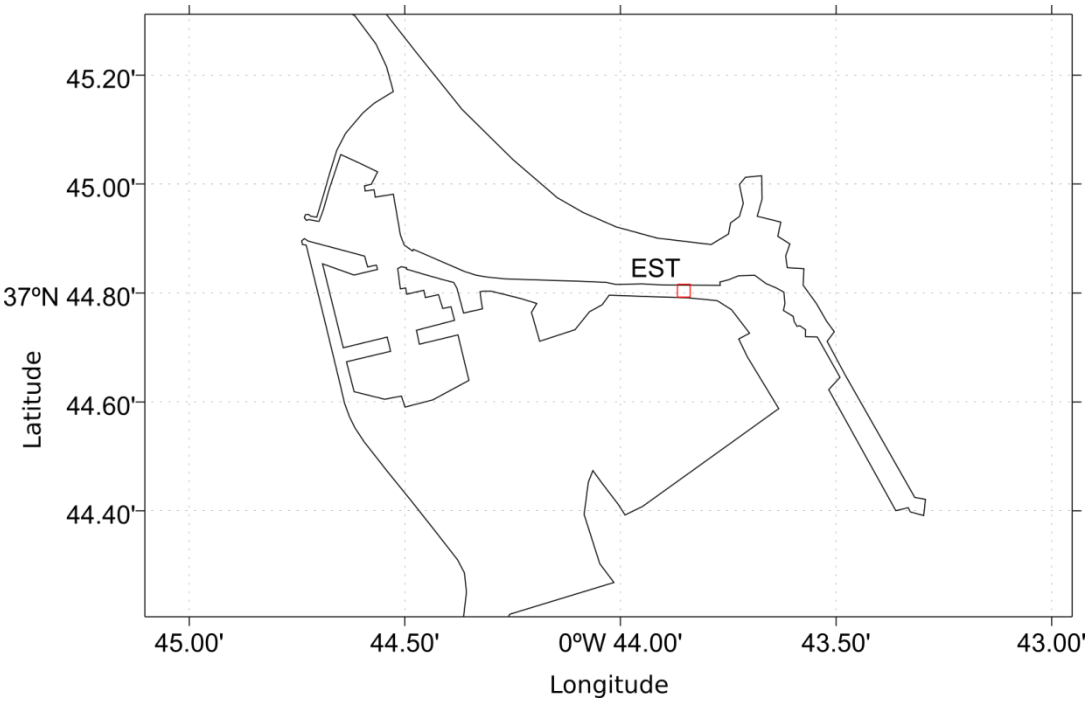


Figura 113 Ubicación del correntímetro (cuadrado rojo) fondeado en el canal de El Estacio en las coordenadas -0.730 E, 37.74 N.

Las variaciones del nivel del mar registradas se muestran en la Figura 114, con un rango de amplitud de 0.54 metros, pudiendo observarse un descenso importante del nivel del mar a partir de Noviembre del 2011, remontando a finales de Junio.

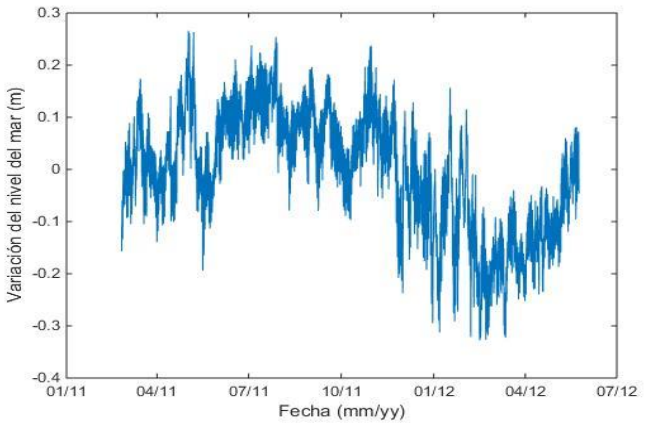
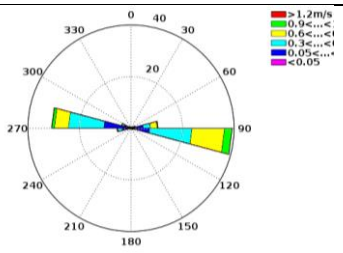
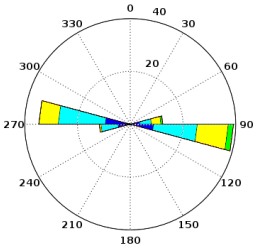
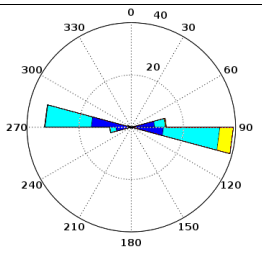


Figura 114 Variación del nivel del mar registrado en El Estacio. Los datos han sido suavizados horariamente.

De los tres canales, es el de El Estacio el que presenta mayores velocidades de corrientes (Tabla 41), registrando en la capa superficial velocidades de hasta 1.3 m/s, siendo la velocidad media en todas las capas en torno a los 0.4 m/s. La dirección de la

corriente muestra claramente la configuración del canal en el que se ubicó el correntímetro, con una alternancia de las corrientes en sentido E-O, siendo éste responsable del 93% de la varianza de la corriente tanto en superficie como en el fondo.

Tabla 41 Rosas de corriente, velocidades máximas y medias registradas en El Estacio en superficie, capa intermedia y fondo.

	Superficie	Media	Fondo
Vel. Max. (m/s)	1.3041	1.0871	0.82423
Vel. Med (m/s)	0.42071	0.44750	0.31237
			

8.2.1 Mareas.

La Tabla 42 muestra las componentes de marea obtenidas a partir del nivel del mar registrado.

Tabla 42 Componente de marea principales y de aguas pocas profundas resultantes del análisis armónico aplicado a los datos de nivel del mar registrados en El Estacio entre Octubre/2011 y Febrero/2012.

	EST	
	Fase (º)	Amp. (m)
O1	*162.88	0.0237
K1	*195.96	0.0399
N2	122.12	0.0052
M2	*124.57	0.0232
S2	*135.2	0.0125
M3	283.11	0.0014

SK3	*202.78	0.0022
MN4	277.56	0.0008
M4	285.07	0.0013
MS4	*27.46	0.0019
M6	123.56	0.0001
Total		0.1121
F		1.781
varianza predicha/ varianza original	12.5 %	

El Estacio es el canal que presenta una mayor amplitud de marea, alcanzando 0.11 m, explicando la marea un 12.5% de la variación del nivel del mar. Al igual que en el Mediterráneo (MED) la componente diurna K1 es la que presenta una mayor amplitud en todos los canales, explicando junto con la componente O1 casi el 50% de la varianza total del nivel del mar debido a la marea. El valor de la forma de marea (F=1.78) para El Estacio corresponde al de una marea mixta semidiurna.

Con el objetivo de conocer el retardo de la marea entre el Mediterráneo y EL Estacio, se ha calculado a partir de la fase de cada uno de los componentes principales el desfase existente entre ella y el mar Mediterráneo (MED). En la Tabla 43 se muestran los resultados obtenidos.

Tabla 43 Desfase en grados y horas obtenidos entre la estación del Mediterráneo y El Estacio.

	EST (horas)
O1	2.5
K1	2.7
M2	2.5
S2	2.1

La velocidad de propagación de la onda de marea puede verse afectada por la presencia de accidentes morfológicos (Defant 1960) tales como la Isla Grosa en las cercanías del canal o La Laja (afloramiento superficial cercano a El Estacio), explicando el desfase en torno a 2.5 hora a diferencia del de Las Encañizadas que era alrededor de 1 hora.

El parámetro de Keulegan máximo obtenido a partir de los valores mostrados en la Tabla 44, ha sido de 0.10 para la componente de marea N2. A partir de los valores obtenidos para El Estacio, el Mar Menor se situaría también como una laguna de clase I con un importante efecto de filtrado de la señal de marea.

Tabla 44 Valores utilizados en las variables de la ecuación del parámetro de Keulegan para El Estacio.

	Ac (m^2)	Ab (Km^2)	R (m)	Lc (m)	F
ENC	200	169	4	1675	0.004

La importancia de las variaciones de nivel del mar debido a marea y su influencia sobre la corriente es alta, pudiendo explicar casi el 50% de la varianza total de la corriente, siendo significativa la contribución de todas las componentes de marea, siendo la componente K1 la de mayor influencia. La inclinación de la elipse de marea en todos los componentes y profundidades es de 176º, volviendo a ponerse de manifiesto la influencia de la morfología del canal sobre la corriente de mareas.

Tabla 45 Análisis armónicos de las corrientes de marea para el Estacio.

	EST											
	Superficie				Capa Media				Fondo			
	Mayor	Menor	Incl. (º)	Fase	Mayor	Menor	Incl. (º)	Fase	Mayor	Menor	Incl. (º)	Fase
O1	0.178	0.002	175.55	169.43	0.191	-0.000	177.40	161.57	0.135	0.000	176.28	161.83
K1	0.315	-0.006	175.19	206.28	0.356	-0.003	177.29	197.85	0.249	-0.002	175.86	198.24
N2	0.036	0	179.82	110.49	0.048	0.000	179.18	122.46	0.034	0.001	178.66	120.11
M2	0.225	0.004	175.96	137.92	0.244	0.003	177.50	143.22	0.169	0.001	176.06	144.08
S2	0.119	0.004	175.53	168.08	0.106	-0.000	177.53	166.85	0.074	0.000	175.74	167.43
Var. Predicha / var. original Comp. U	41.7%				47.7%				46.5%			
Var. Predicha / var. original Comp. V	22.3%				19.6%				21.6%			

En la Figura 115 se muestra el módulo de la corriente registrada (color azul) frente a las variaciones de corriente debido a la marea (color rojo), pudiendo apreciarse la importancia que esta tiene sobre la corriente total.

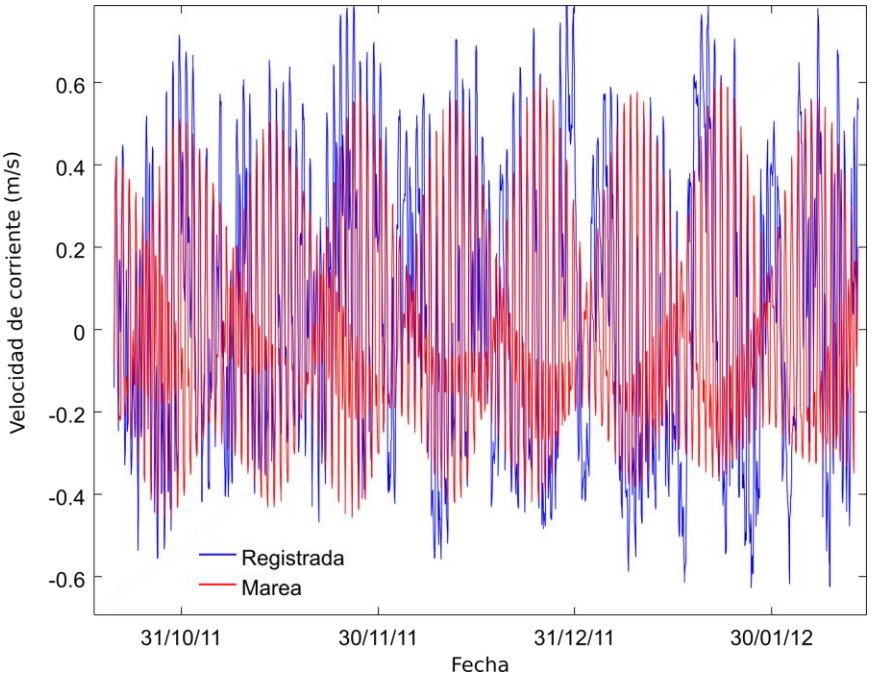


Figura 115 Variaciones de la corriente en la capa intermedia (color azul) frente a las corrientes de marea (color rojo) extraídas del análisis de armónicos realizado.

8.2.2 Presión atmosférica

Una vez filtrados los datos a 24 horas, la correlación entre la presión atmosférica y el nivel del mar muestra desfases similares a los obtenidos en el Mediterráneo, en torno a las 23 horas con una varianza explicada del 23%. El análisis de coherencia y fase realizado, tal y como era de esperar, muestra también resultados similares a los de la estación MED, con una desfase entre las variaciones de nivel del mar y la presión atmosférica cercano a los 180º, lo que indica la causalidad por efecto de barómetro invertido y una periodicidad en torno a las 12 horas (Figura 116).

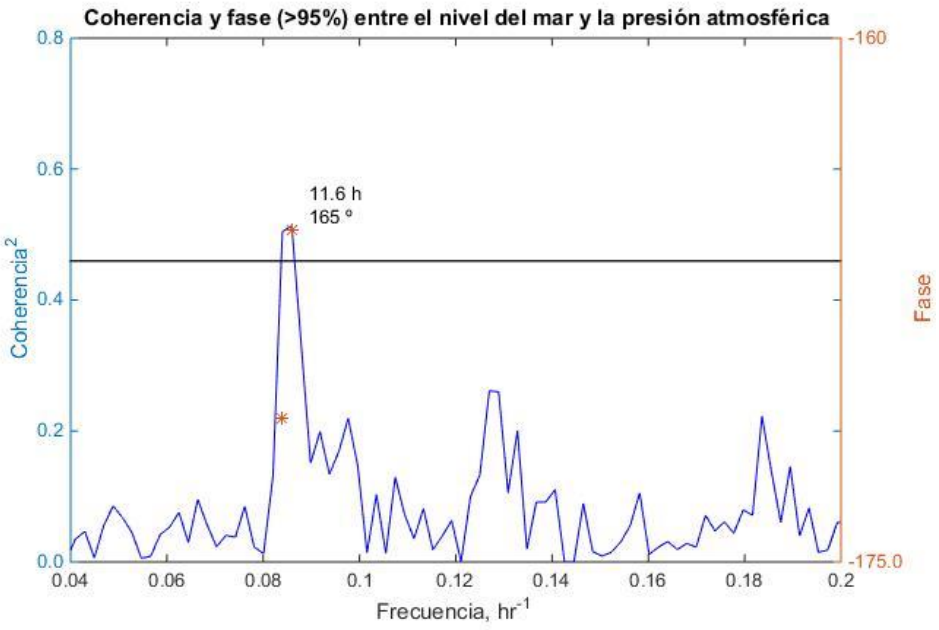


Figura 116 Análisis de coherencia (color azul) y fase (color naranja) entre los datos con suavizado diario de presión atmosférica y nivel del mar en la estación EST. Los valores en color negro indican los grados de fase para los valores que superan el umbral de confianza.

A diferencia de la alternancia en la dirección de corrientes en el canal debido a las mareas, se pueden encontrar periodos en los que la dirección de la corriente se mantiene durante varios días consecutivos. Es decir, durante varios días consecutivos está entrando o saliendo agua. Esto es debido al efecto de barómetro invertido que la presión atmosférica ejerce sobre el nivel del mar. En efecto, en días anticiclónicos (altas presiones), el nivel del Mediterráneo baja produciéndose un gradiente de presión horizontal en el canal en sentido hacia el Mediterráneo haciendo que salga agua de la laguna. En cambio, en días de borrascas, cuando la presión atmosférica es menor y el nivel del Mediterráneo sube con respecto al del Mar Menor, el gradiente de presión horizontal genera movimiento de agua hacia la laguna produciendo una entrada de agua continua. Este fenómeno se mantiene hasta que el gradiente se anula al alcanzarse el equilibrio entre ambos mares (Arévalo, 1988).

En la zona del SE español es frecuente encontrar en invierno alternancia de varios días anticiclónicos seguidos de días de borrascas. La alternancia de gradiente de presión originado y mantenido durante varios días hace que haya un intercambio de agua efectivo importante en estas épocas localmente conocidas como *secas* porque al bajar el nivel del Mar Menor quedan zonas de la costa expuestas. A lo largo de la serie

temporal estudiada se han podido localizar varios episodios de este tipo (Figura 117) donde se pueden apreciar periodos con un flujo único de entrada (17/01/12) o salida (06/02/2012) durante varios días. Esta circunstancia es importante a la hora de establecer los flujos de intercambio entre el Mar Menor y Mediterráneo, tal y como veremos en el Capítulo 9.3.

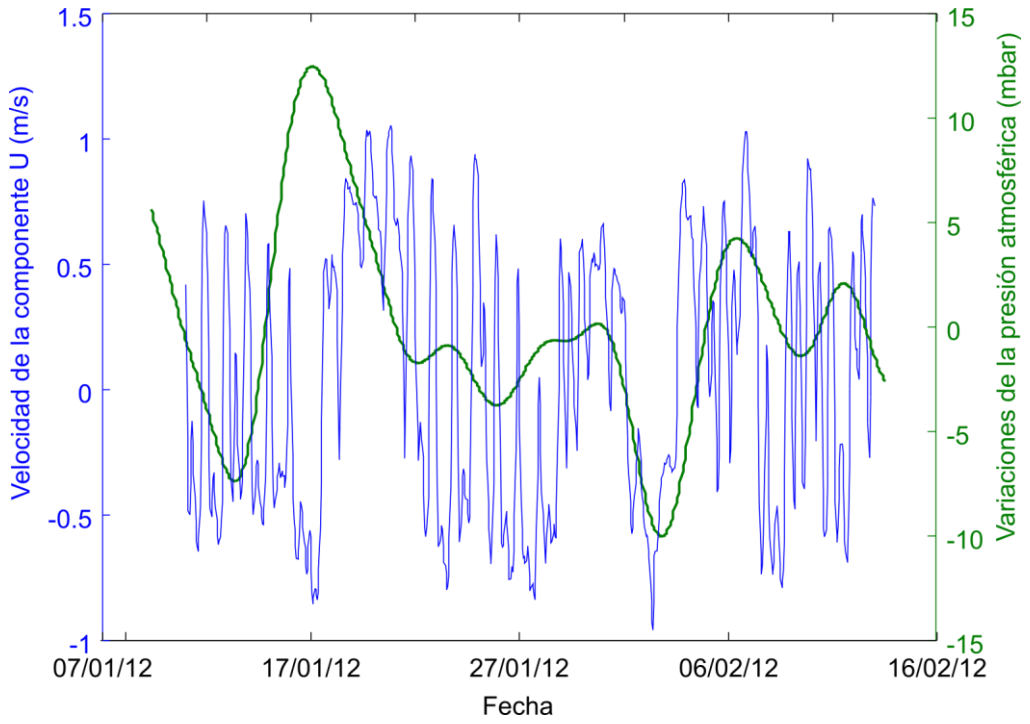


Figura 117 En color azul se muestran las variaciones de la componente longitudinal de la corriente en la capa del fondo. En color verde se muestran las variaciones de presión atmosférica suavizadas diariamente.

8.2.3 Viento

Las correlaciones cruzadas realizadas entre el viento y el nivel del mar no muestran ninguna relación significativa. Sin embargo, determinados episodios de viento pueden tener importancia, siendo los causantes, junto a la presión atmosférica, de la formación de un sistema de corrientes bicapa, cuando el signo del flujo de agua producido por un cambio de presión atmosférica coincide con vientos en la misma dirección que el canal pero sentido contrario, teniendo un flujo en superficie por viento y otro en las capas inferiores por barómetro invertido.

En la Figura 118 se observa cómo durante los días 6, 13 y 25 de Noviembre se dieron varias de estas situaciones (línea punteada vertical), mostrándose en primer lugar las variaciones los datos de presión atmosférica, después la intensidad del viento y sólo durante los días del evento su dirección (indicado con números). Por último se muestra la velocidad del fondo y superficie. Durante el 6/11/11 (Figura 118) se produjo una bajada de presión atmosférica tendiendo el agua a entrar en el Mar Menor (signo negativo) junto con vientos de dirección en torno a los 100º. Por tanto se tendrá una corriente entrando al Mar Menor debida al fenómeno de barómetro invertido y a la vez una corriente superficial hacia el Mar Mediterráneo. El 13/11/11 se produce el fenómeno inverso, un incremento en la presión atmosférica provoca una corriente de salida al Mediterráneo (signo positivo) dándose simultáneamente vientos en dirección 225º hacia el Mar Menor, provocando un flujo en superficie hacia el Mediterráneo mientras que en el fondo tiene dirección al Mar Menor. Además, puede darse la circunstancia de que la velocidad en el fondo sea mayor que en superficie (25/11/11), debido a que la corriente superficial debido a viento quede compensada con la debida a las diferencias de nivel.

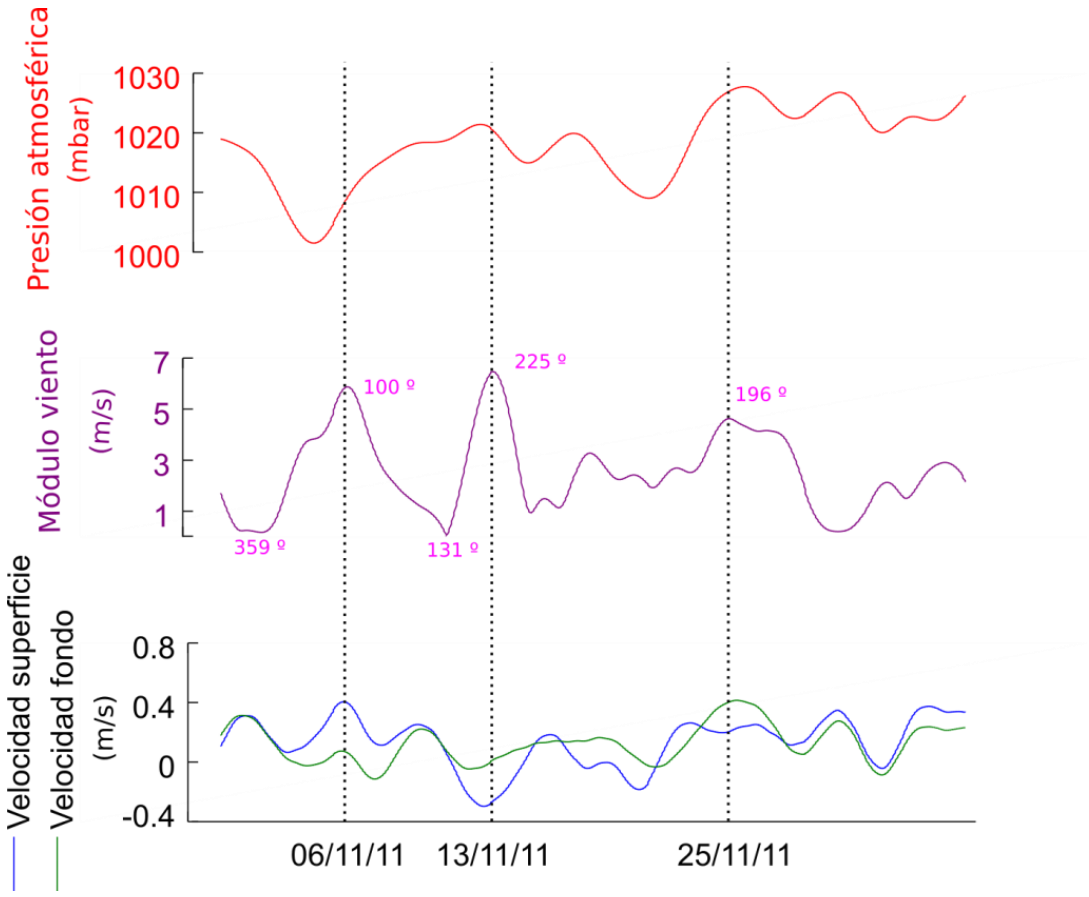


Figura 118 Presión atmosférica (color rojo), módulo del viento (lila) y velocidad de corriente (azul-> superficie,verde -> fondo) en El Estacio. Los números en la gráfica del viento indican la dirección hacia la que sopla el viento.

8.3 Marchamalo

En la Figura 118 se puede ver la ubicación del correntímetro fondeado en el canal de Marchamalo en las coordenadas -0.722 E, 37.651 N, habiendo registrado un total de 8 capas con una separación entre ellas de 0.3 m, siendo la profundidad del punto de fondeo de 3.1 m

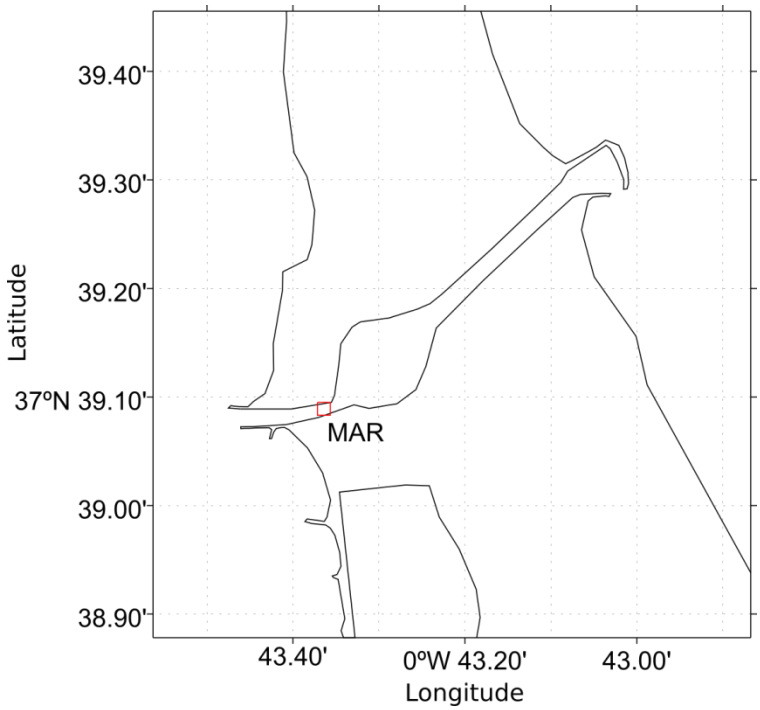


Figura 119 Ubicación del correntímetro (cuadrado rojo) fondeado en el canal de Marchamalo en -0.722 E, 37.651 N.

Las variaciones del nivel del mar registradas se muestran en la Figura 120, con un rango de amplitud de 0.67 metros, pudiendo observarse el mismo descenso del nivel del mar a partir de Noviembre del 2011 detectado en el resto de los canales, remontando a finales de Junio. La serie muestra un hueco en los datos correspondiente al periodo en el que se estuvieron realizando las operaciones de dragado del canal.

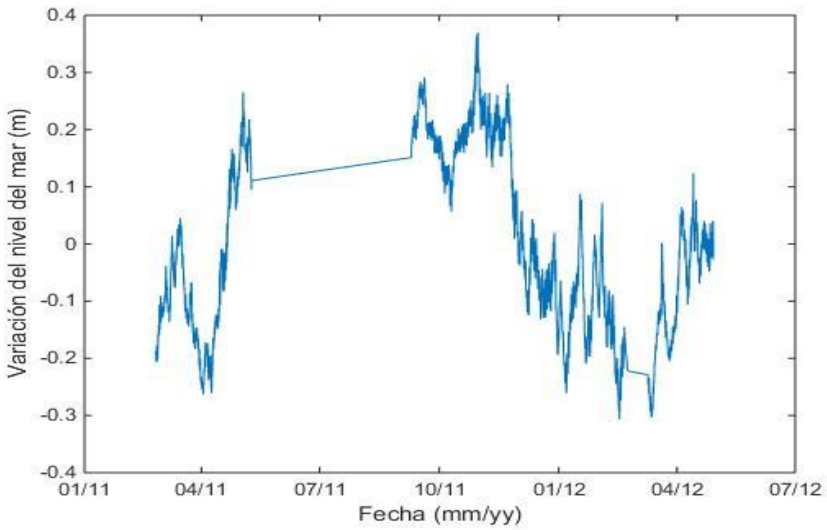
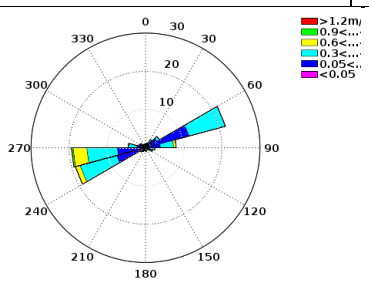
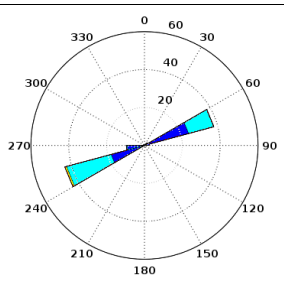
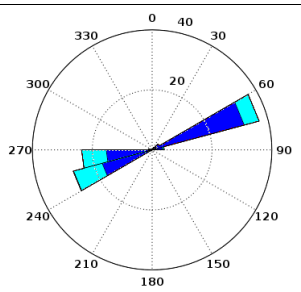


Figura 120 Variación del nivel del mar en Marchamalo durante el periodo de estudio.

Al igual que en El Estacio, la ubicación del correntímetro en el canal es determinante a la hora de establecer las direcciones de la corriente, siendo esta principalmente en dirección SE-NO, llegando a explicar más del 90% de la varianza de la corriente en todas las profundidades. Los valores máximos de intensidad se sitúan en superficie con 0.99 m/s y una corriente media en torno a 0.25 m/s (Tabla 46).

Tabla 46 Rosas de corriente, velocidades máximas y medias registrada en la estación MAR en superficie, capa intermedia y fondo.

	Superficie	Media	Fondo
Vel. Máxima (m/s)	0.99023	0.78982	0.68385
Vel. Media (m/s)	0.29706	0.26221	0.21308
			

Las rosas de los vientos (Tabla 46) muestran una alternancia clara en las direcciones, alcanzando valores mayores en superficie y de dirección de entrada hacia el Mar Menor. En la capa del fondo se puede observar, aunque levemente, un dominio en dirección al Mar Mediterráneo.

La corriente no presenta homogeneidad vertical (Figura 121), pudiendo ser explicada la corriente del fondo sólo en un 55% por la de superficie, más adelante se analizan las posibles causas.

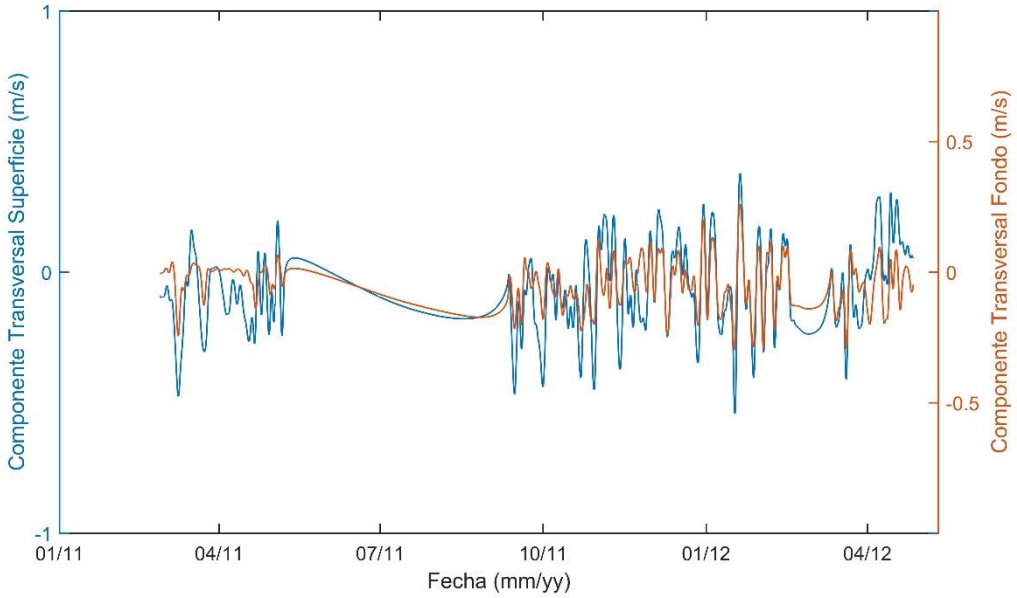


Figura 121 Componente transversal de la corriente (paralelo a costa) en superficie (azul) y fondo (naranja) en el canal de Marchamalo.

8.3.1 Mareas

A continuación (Tabla 47) se muestran los análisis de marea realizados sobre los datos registrados.

Tabla 47 Componente de marea principales y de aguas pocas profundas resultantes del análisis harmónico aplicado a los datos de nivel del mar registrados en las estaciones ENC, EST, MAR entre Octubre/2011 y Febrero/2012.

	MAR	
	Fase (º)	Amp (m)
O1	90.68	0.0051
K1	*121.24	0.0119
N2	355.88	0.0011
M2	183.35	0.0028
S2	94.22	0.0005
M3	*209.81	0.0009
SK3	124.58	0.0004
MN4	100.73	0.0004

M4	142.57	0.0006
MS4	*206.62	0.0011
M6		0
Total		0.0248
F		5.151
varianza predicha / varianza original	0.3 %	

El canal de Marchamalo es el que presenta una menor amplitud de marea (0.024 m) y sólo la componente K1 puede ser considerada en el análisis. El factor de forma obtenido (5.15) indica una marea de tipo diurna para Marchamalo, por lo que el filtrado de las componentes semidiurnas por parte del canal es casi del 100%. Debido a la poca relevancia de la marea en Marchamalo, no se han podido calcular los desfases respecto al Mar Mediterráneo.

El parámetro de Keulegan máximo obtenido a partir de los valores mostrados en la Tabla 48, ha sido de 0.015 para la componente de marea N2. El que sea éste el canal en el que menor valor se ha obtenido, está en concordancia con los datos provenientes del análisis de marea, indicando ambos un filtrado casi completo de la onda de marea.

Tabla 48 Valores utilizados en las variables de la ecuación del parámetro de Keulegan para Las Encañizadas.

	Ac (m^2)	Ab (Km^2)	R (m)	Lc (m)	F
ENC	34.5	169	1.32	755	0.004

A pesar de ello, sí que presentan relevancia para las corrientes (Tabla 49) suponiendo en torno al 25% de la varianza, siendo el componente diurno K1 el principal causante.

Tabla 49 Análisis armónicos de las corrientes de marea para el canal de Marchamalo.

	MAR											
	Superficie				Capa Media				Fondo			
	Mayor	Menor	Incl. (º)	Fase	Mayor	Menor	Incl. (º)	Fase	Mayor	Menor	Incl. (º)	Fase
O1	0.108	0.001	13.82	294.56	0.099	0.000	19.81	289.33	0.080	-0.002	18.14	290.04
K1	0.140	0.017	17.47	303.20	0.164	-0.001	19.22	305.63	0.133	-0.004	17.71	306.74
M2	0.080	0.003	19.65	210.58	0.090	-0.001	18.56	214.47	0.074	-0.001	17.72	214.41
Var. predicha / var. original Transversal	16.4%				26.5%				25.5%			
Var. predicha / Var. original Longitudinal	14.9%				24.7%				25.3%			

8.3.2 Presión atmosférica

Una vez filtrados los datos a 24 horas, la correlación entre la presión atmosférica y el nivel del mar muestra un desfase en torno a las 65 horas con un coeficiente de determinación del 22%. El análisis de coherencia y fase realizado, tal y como era de esperar, muestra resultados similares al resto de canales y el Mediterráneo, con una desfase entre las variaciones de nivel del mar y la presión atmosférica entre los 135 y 180º lo que, de nuevo, indica la causalidad por efecto de barómetro invertido. Al igual que en el caso de la marea, en la que la componente semidiurna era filtrada, el pico de periodo correspondiente a 12 horas observado en el resto de canales no supera el 95% de confianza por lo que no puede ser considerado, siendo sin embargo los picos de 18 y 24 h los más destacados (Figura 122).

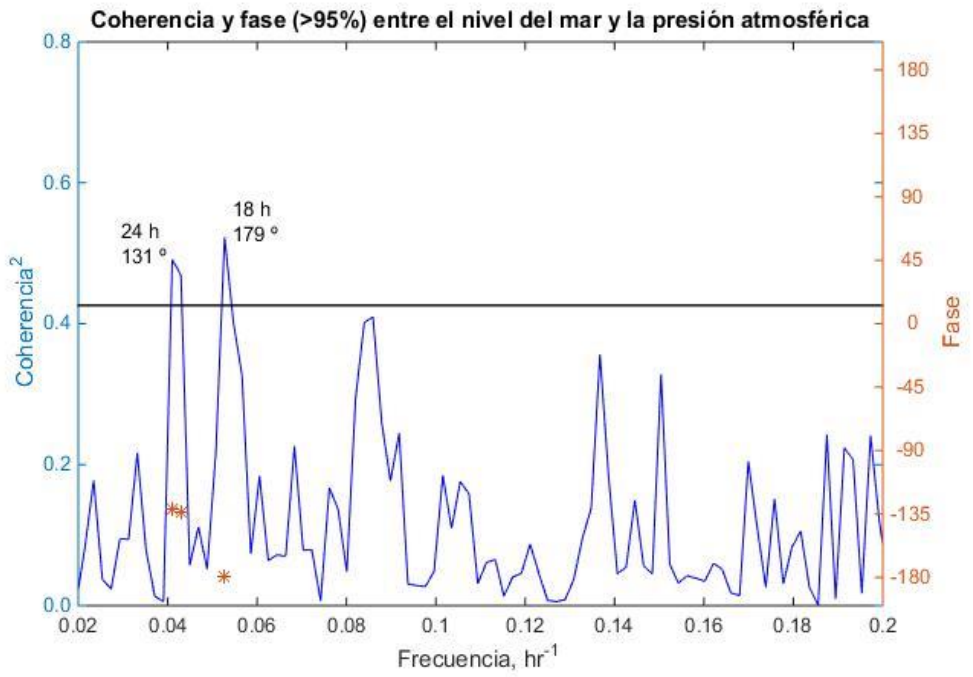


Figura 122 Análisis de coherencia y fase entre el nivel del mar y la presión atmosférica.

El análisis de coherencia y fase realizado entre la corriente y la presión atmosférica (Figura 123) muestra también picos de energía en el periodo de 24 horas, al igual que el nivel del mar. Sin embargo también muestra picos menores de 12 horas, las características analizadas del canal y los datos del análisis de marea, descartan que estos picos pueden proceder de algún fenómeno del Mediterráneo, estando su origen dentro de la laguna. Las validaciones de la altura del nivel del mar realizadas considerando Marchamalo como el único canal de comunicación no mostraban ninguna similitud entre los datos registrados y los del modelo, siendo muy pocas las variaciones de nivel del mar en Marchamalo. Sólo al tener en cuenta los 3 canales de comunicación, la validación salió correcta. Este resultado coincide con el expuesto anteriormente a partir de los datos registrados, poniendo de manifiesto la importancia que el canal de El Estacio principalmente tiene sobre los cambios de nivel del mar en Marchamalo.

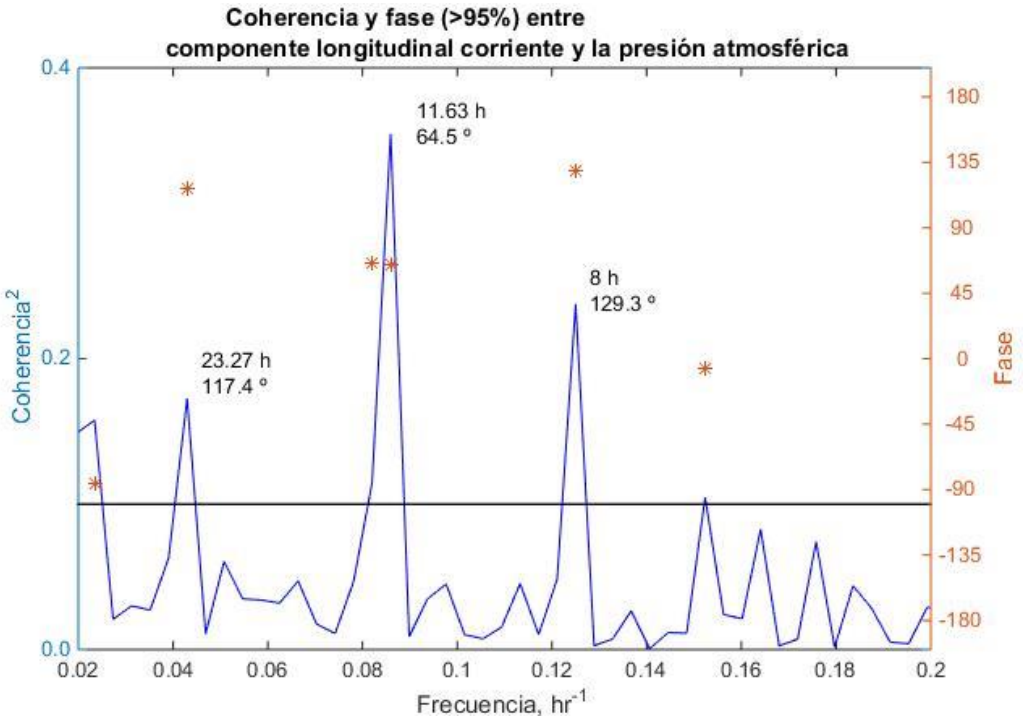


Figura 123 Análisis de coherencia y fase entre la corriente longitudinal (paralela a costa) y la presión atmosférica.

8.3.3 Viento

El coeficiente de determinación obtenido entre el viento longitudinal y la corriente transversal ha sido de un 64% en superficie pasando a un 9% en el fondo, ambos con un desfase de una hora. Al igual que ocurría con El Estacio, durante aquellos eventos en que la dirección del viento es contraria al flujo por diferencias de altura entre el Mar Mediterráneo y el Mar Menor, se dan corrientes con direcciones contrarias, o del mismo sentido cuando coinciden.

9 Dinámica de los flujos de intercambio y tasa de renovación

Para completar el estudio hidrodinámico del Mar Menor se hace necesario realizar un balance entre entradas y salidas de agua a través de los canales de comunicación para determinar la tasa de renovación del agua. En este capítulo se recoge el cálculo de los flujos en cada canal, una aproximación al balance de agua, la tasa de renovación, estudiando el efecto que tienen cada canal y todos en su conjunto y la distribución espacial y temporal de esta tasa y los forzantes que la determinan.

Es bien conocido que el cambio de la tasa de renovación del agua, producido por el incremento de la sección atravesada al ampliar y dragar el canal de EL Estacio en 1973, produjo cambios en la física, química y ecología del Mar Menor (Pérez-Ruzafa et al. 1987; Pascalis et al. 2012).

Entre las medidas de gestión de lagunas costeras sometidas a eutrofización suele contemplarse la del aumento de la tasa de renovación para diluir los contaminantes (Miller et al. 1990; Gamito et al. 2004). La ejecución de estas medidas en muchas de estas lagunas en todo el mundo no siempre ha ido acompañada de los correspondientes estudios hidrodinámicos, o al menos con la profundidad requerida para entender sus posibles consecuencias, también a largo plazo.

Una de las principales características ecológicas de las lagunas costeras es su alta producción pesquera por unidad de producción primara, mucho mayor que en otros ecosistemas acuáticos (Nixon 1982), que puede ser debida a una mayor eficiencia de conversión de esta producción primaria y/o a la mayor eficiencia de cosechado. Alterar las tasas de renovación de las lagunas puede, por ejemplo, alterar los valores de eficiencia de conversión ecológica provocando efectos no deseados. No obstante, y como se indicó en el capítulo de introducción, las lagunas costeras son sistemas forzados físicamente y por tanto su hidrodinámica, particularmente la de sus canales, juegan un papel decisivo reconfigurando la estructura y funcionamiento de la parte biológica. La colonización de las lagunas por nuevas especies, tal y como ha ocurrido en el Mar Menor (ref. capítulo 1), guardan también una alta relación con las tasas de

renovación del agua. La modificación de canales proporciona una nueva identidad ecológica lagunar.

9.1 Flujos en los canales el Mar Menor.

Para el estudio de los flujos de intercambio de agua entre los dos mares se ha usado toda la serie temporal de registro, desde el 25/02/2011 hasta el 28/04/2012, abarcando un ciclo anual completo. Conviene recordar que, como ya se ha explicado, entre el 8/04/2011 y el 9/11/2011 el canal de Marchamalo fue dragado por lo que hubo que retirar el correntímetro durante ese periodo.

Para la obtención del flujo de entrada y salida a través de los canales se ha calculado la sección atravesada (m^2) de cada uno de ellos en el punto en el que se fondearon los correntímetros. El producto de esta sección por la velocidad registrada en cada una de las capas (m/s) permite conocer la cantidad de agua que ha entrado o salido (m^3/s) a diferentes profundidades, obteniéndose la evolución temporal del flujo en cada canal. Los datos se presentan como Hm^3/día. La metodología seguida se resume en:

- Cálculo de la sección atravesada de cada canal.
- Multiplicación de la velocidad de la corriente, una vez suavizada a 24 horas, por la sección atravesada, obteniéndose el flujo horario en cada capa (m^3/h). La configuración de La Manga, situándose muy próxima en la dirección Norte-Sur, permite usar la componente *u* de la corriente para establecer los flujos de entrada y salida. Siendo positivos los de salida hacia el Mediterráneo y negativos los de entrada.
- Cálculo del caudal (Hm^3/día), a partir del sumatorio diario de los flujos en todas las capas.
- Una vez obtenido el flujo medio diario se calcula:
    - el flujo medio neto diario (Hm^3/d) - Corresponde al sumatorio de los flujos diarios, representando el volumen neto de agua y la dirección de éste (positivo hacia el Mediterráneo, negativo hacia el Mar Menor) por día.
    - flujo medio total diario (Hm^3/d) - se calcula sumando el valor

absoluto de los flujos de entrada mas los de salida diarios, dando una idea de la cantidad de agua total que atraviesa el canal al día independientemente de su dirección.

- Flujo neto entrada/salida anual (Hm^3/año) - Volumen neto de agua que ha entrado o salido (entradas menos salidas) a través del canal durante un año.

La sección atravesada de los canales de El Estacio y Marchamalo están bien definidas debido a su morfología con una anchura y profundidad constante. En cambio en Las Encañizadas no resulta fácil determinarla por las peculiaridades de este sistema de canales mencionadas previamente. Para el cálculo de la sección atravesada se han considerado los 3 canales internos mostrados por las líneas rojas en la Figura 124.

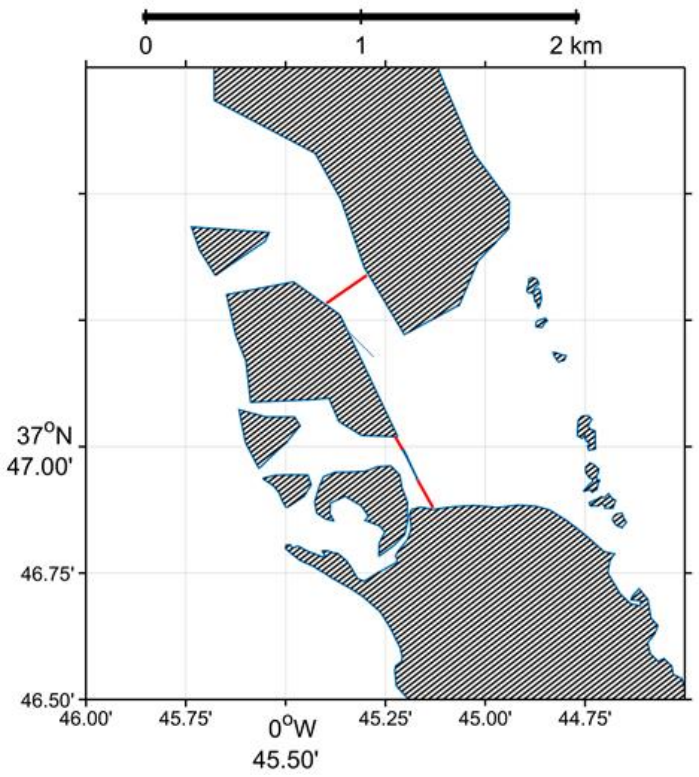


Figura 124 Mapa de las Encañizadas en que las líneas rojas indican las zonas seleccionadas para el cálculo del flujo de agua.

El cálculo del caudal de los canales de El Estacio y Marchamalo se ha calculado multiplicando el valor de velocidad de corriente obtenido de los respectivos correntímetros fondeados multiplicado por la sección atravesada. En cambio, los caudales de Las Encañizadas se han obtenido a partir del modelo hidrodinámico y no a partir del valor del correntímetro fondeado. La razón para ello es que, tal y como se ha explicado previamente, la compleja hidrodinámica de Las Encañizadas podría arrojar valores erróneos al formarse frecuentemente un sistema de corrientes bicapa y giros en la localización donde se fondeó el correntímetro (recuérdese las observaciones hechas en el cap. 5.3.2.4).

Los resultados obtenidos para cada uno de los canales se muestran en la Tabla 50, dónde se observa que El Estacio es el canal que presenta un mayor flujo total diario (6.11 Hm^3/día) y un menor flujo medio neto diario, ya que la cantidad de agua que sale diariamente está en el mismo orden de magnitud que la de entrada, compensando el balance. De otro lado, Las Encañizadas y Marchamalo, presentan una clara dirección neta en su flujo, siendo hacia el Mar Mediterráneo en el caso de Las Encañizadas y hacia el Mar Menor en el caso de Marchamalo.

Tabla 50 Flujos de agua a través de cada canal del Mar Menor. En el caso del flujo medio neto se muestra también la desviación estándar registrada.

	Las Encañizadas	**El Estacio**	**Marchamalo**	
Anchura sección atravesada (m)	Variable	40	20	
Profundidad de la sección atravesada (m)	Variable	5.2	3.2	
			Pre-dragado	Post-dragado
Flujo medio neto diario (Hm^3/d)	0.30±1.51	0.19±3.77	-0.43±0.70	-0.47±1.04
Flujo medio total diario (Hm^3/d)	3.3	6.11	0.73	1.57
Flujo neto entrada/salida anual (Hm^3/año)	113	69	-157	-171.04

Con el objetivo de conocer la variabilidad de los flujos en función de las estaciones del año, se ha calculado el flujo medio neto anual para el canal de El Estacio (Tabla 51), comprobando cómo los meses de Otoño e Inviernos es en los que se produce una mayor entrada y salida de agua, con una balance positivo, indicativo de una salida de agua neta hacia el Mar Mediterráneo. Por el contrario, durante la primavera y el verano, aunque en menor grado, la situación se revierte, siendo el balance negativo, suponiendo una entrada de agua del Mediterráneo al Mar Menor. Hay que indicar que este comportamiento es el que se observó en 2011 y que su extrapolación a otros años sería, en general correcta, aunque habría que tener en cuenta las variaciones climáticas de cada año.

Tabla 51 Flujos neto entrada/salida en El Estacio según la estación del año.

Estación	**Flujo neto entrada/salida anual (Hm^3)**
Primavera	-24
Verano	-41
Otoño	92
Invierno	59

Esta diferencias entre estaciones está determinada por las variaciones de baja frecuencia de la presión atmosférica, tal y como se puede ver en la Figura 125 donde en color naranja se muestran las variaciones de presión atmosféricas y en azul el flujo neto diario en el canal de El Estacio.

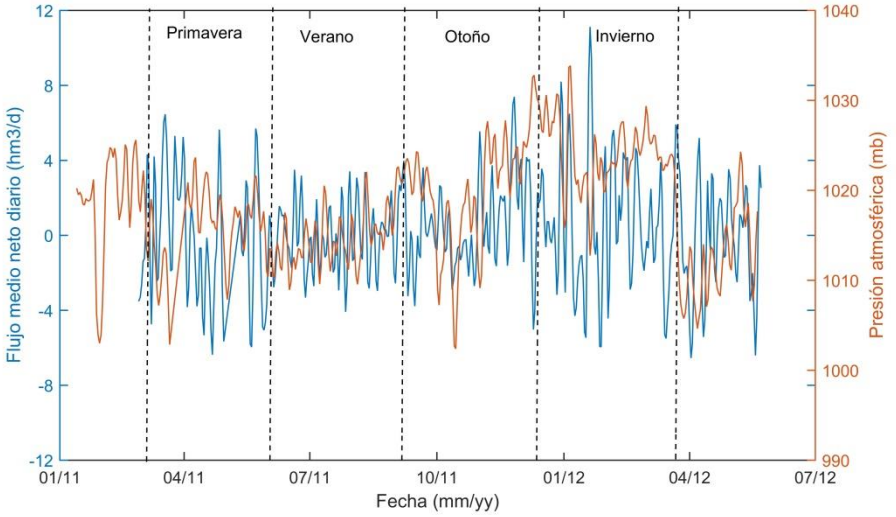


Figura 125 Flujo medio neto diario según estaciones en El Estacio.(color azul) y variaciones de la presión atmosférica (color naranja)

Se observa que durante los periodos de bajas presiones (primavera/verano) que se mantienen durante varios días, se da un flujo medio neto menor con sentido negativo (de entrada), ya que debido al efecto del barómetro invertido, las bajas presiones van asociadas a un incremento en el nivel del mar que genera un gradiente de presión horizontal, y por tanto un flujo de entrada del Mediterráneo al Mar Menor (signo negativo). Por el contrario, durante el otoño/invierno, se suelen encontrar episodios de altas presiones alternando con otros de bajas presiones, produciéndose un incremento en el flujo medio total de agua que ha resultado en un flujo medio neto diario positivo (de salida hacia el Mediterráneo). Por tanto, se puede resumir que a lo largo del año analizado, durante los meses de primavera y verano se ha producido una entrada de agua neta al Mar Menor en torno a los 30 Hm^3, mientras que en Otoño e Invierno, se ha observado un flujo neto mayor, alrededor de 70 Hm^3, en dirección al Mar Mediterráneo.

La comparación de los datos de flujo obtenidos para cada uno de los canales (Figura 126) pone de manifiesto la importancia de El Estacio a la hora de regular la entrada y salida de agua en el Mar Menor, suponiendo anualmente un 60% del total de agua de entrada y salida, frente al 33% de Las Encañizadas o entre el 7% considerándose el canal de Marchamalo antes del dragado. La aportación de este canal se vería incrementada hasta el 14% a expensas de los otros dos.

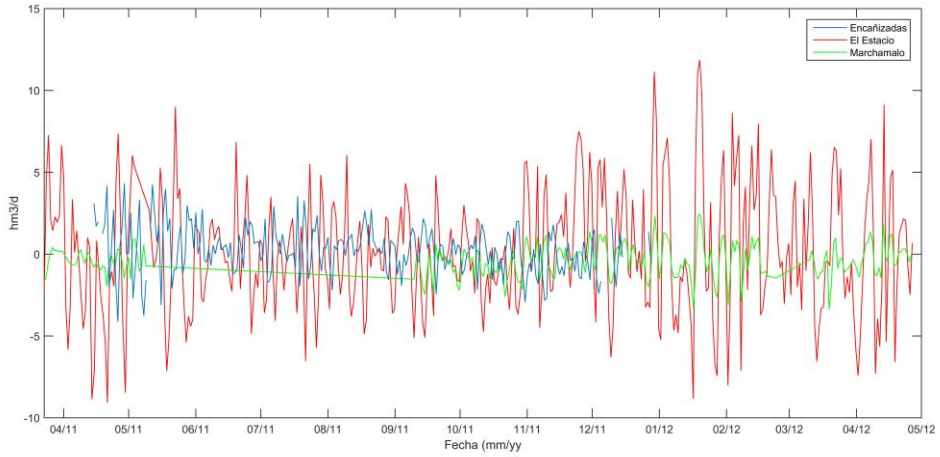


Figura 126 Flujo medio neto diario (Hm^3/d) en cada uno de los canales. Recordar que los datos de LasEncañizadas corresponden a los obtenidos a partir de las simulaciones..

A partir de los datos de flujo neto diario de cada uno de los canales se ha calculado la variación teórica diaria en el nivel del mar de la laguna debido a la entrada y salida de agua a través de los canales. Para ello se ha dividido el volumen neto diario (Hm^3/d) por la superficie del Mar Menor (169 Km^2) obteniendo la subida o bajada del nivel del mar (en centímetros) que supondría este flujo al día. Este dato se ha comparado con las variaciones del nivel del mar registradas por el sensor de presión fondeado dentro del Mar Menor frente a Las Encañizadas (MM1). En la Figura 127 se muestran los resultados obtenidos, correspondiendo el color azul a los datos registrados por el sensor de presión y el rojo por el calculado a partir del flujo. Se puede observar claramente cómo en Las Encañizadas y El Estacio, debido a su flujo neto positivo - de salida -, el nivel del Mar Menor tiende a disminuir, siendo Marchamalo el encargado de equilibrar esta salida de agua mediante un balance negativo - entrada - de agua). Al considerar los tres canales conjuntamente, los balances se compensan, pudiendo explicarse los cambios del nivel del mar dentro de la laguna casi en su totalidad por estos flujos. Sólo durante el periodo en el que el canal de Marchamalo estuvo dragándose, y por tanto no hay datos, la suma de los tres canales no coincide con la registrada. Este resultado es el esperable, ya que en la simulación no se ha establecido un periodo en el que el canal de Marchamalo estuviese cerrado con un flujo igual a cero. Una vez pasado ese periodo se puede observar como vuelven a coincidir los datos registrados con los calculados.

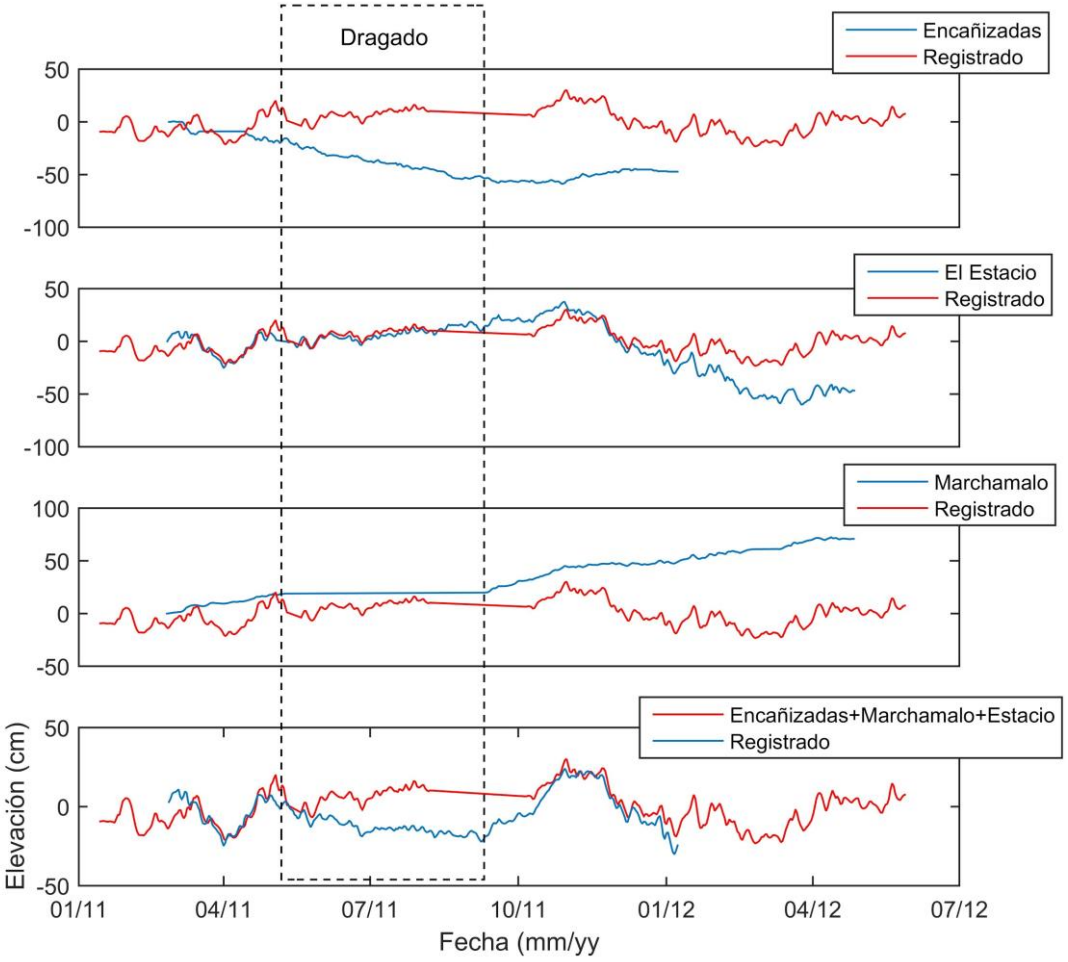


Figura 127 Elevación del nivel del Mar Menor, calculada a partir de cada uno de los canales.

Estos resultados indican la necesidad de contemplar las acciones sobre los canales en su conjunto, y no por separado, pues los datos muestran el equilibrio establecido entre ellos, alterándose cuando se consideran los canales aislados.

9.2 Aproximación al balance del Mar Menor

A la hora de estudiar el balance hídrico en el Mar Menor, diversos autores han señalado la dificultad de conocer los caudales a través de los canales y la importancia de su determinación para realizar correctamente el balance hídrico de la laguna (Pérez-

Ruzafa 1989; Martínez-Alvarez et al. 2011; Baudron et al. 2015). Actualmente sólo existe una referencia a estos flujos derivada de mediciones de campo (Arévalo 1988), estableciendo que por El Estacio entran y salen en 24 horas del orden de 1.6 Hm^3/día obtenidas en 1985 y 1986, estando por debajo de los valores aquí calculados. Esta diferencia puede ser debida a la problemática, discutida por el propio autor, de la ubicación del correntímetro, con influencia de la dársena del puerto deportivo y la morfología en curva del canal en la zona de fondeo.

A continuación se presenta una tabla resumen con los diferentes valores que diversos autores han asignado a los flujos de entrada y salida de agua existentes por diferentes vías en el Mar Menor (Tabla 52) sin ánimo de ser exhaustivo.

Tabla 52 Resumen de los flujos al Mar Menor.

Origen	**Flujo (Hm^3/d)**	**Biblio**
Ramblas	0.020	(Cabezas 2009)
Canales de drenaje agrícola	0.05	(Cabezas 2009)
Aproximación salida por canal Estacio	1.76	(Martínez-Alvarez et al. 2011)
Aproximación entrada por canal Estacio	2.06	(Martínez-Alvarez et al. 2011)
Lluvia	0.11	(Martínez-Alvarez et al. 2011)
Evaporación	0.48	(Martínez-Alvarez et al. 2011)
Descarga de agua subterránea submarina	7.3	(Baudron et al. 2015)
Flujo medio neto de Las Encañizadas	0.3	este trabajo
Flujo medio neto de El Estacio	0.19	este trabajo
Flujo medio neto de Marchamalo	-0.43 (pre-dragado) / -0.47(post-dragado)	este trabajo

La comparación de la Tabla 52 con los datos obtenidos pone de manifiesto la importancia de los canales en comparación con otras fuentes. Por ejemplo, la magnitud del canal de Las Encañizadas sería mayor que la entrada de agua proveniente de otras fuentes como las ramblas y los sistemas de drenajes agrícolas juntos Los valores estimados por (Martínez-Alvarez et al. 2011) para el canal de El Estacio (Tabla 52) muestra valores inferiores a los aquí registrados. Aunque los diferentes estudios previos sobre el balance hídrico del Mar Menor (Martínez-Alvarez et al. 2011; Baudron et al. 2015) han señalado la poca importancia que los flujos a través de los canales de Marchamalo y Las Encañizadas tienen en el cómputo global, los datos aquí obtenidos ponen de manifiesto la relevancia de éstos, ya que, tal y cómo muestra la Figura 127, son determinantes a la hora del cálculo del flujo de entrada o salida neta de agua al Mar Menor.

9.3 Tasas de renovación

La tasa de renovación del agua en el Mar Menor ha sido previamente establecida entre 0.79 -1.2 años (Pérez-Ruzafa 1989; Perni et al. 2011; Cabezas 2009) a partir de aproximaciones a los flujos entre diferentes compartimentos o mediante valores modelados (Umgiesser et al. 2013). No obstante, ninguna de estas aproximaciones ha considerado los datos medidos de flujo de agua a través de los tres canales, sino que se ha trabajado únicamente, en el mejor de los casos, con los datos de corriente en El Estacio registrados por Arévalo (1988) y quizá con aproximaciones a las secciones atravesadas de los canales.

Como se ha visto con las medidas de flujos en los canales, puede ocurrir que el agua que entre al Mar Menor desde el Mediterráneo vuelva a salir al poco tiempo (por ejemplo un ciclo de marea) sin que haya una renovación efectiva del agua del interior de la laguna. En cambio, el agua que entra y es desplazada hacia el interior (normalmente por efecto del viento) se mezcla y adquiere las características propias de la del Mar Menor.

Para conocer la tasa de renovación del agua en el Mar Menor y su variabilidad espacio-temporal en el interior de la laguna mediante un modelo - validado frente a datos medidos, tanto en los canales como en el interior - se ha utilizado un trazador pasivo como indicador de la renovación (tal y como se ha aplicado en otras lagunas p.e. (Umgiesser et al. 2016). Se ha dado a este trazador un valor de 0 dentro de la laguna y 100 en el Mediterráneo, identificándose por tanto dentro de la laguna aguas con valores cercanas a 100 como aquellas que se han renovado completamente y 0 como aquellas que no se han sufrido ninguna renovación.

Con este método, y debido a que la tasa de renovación en un punto presenta un curva de tipo asintótica en torno al 80% (Figura 128), se ha considerado un punto como completamente renovado cuando ha alcanzado este valor.

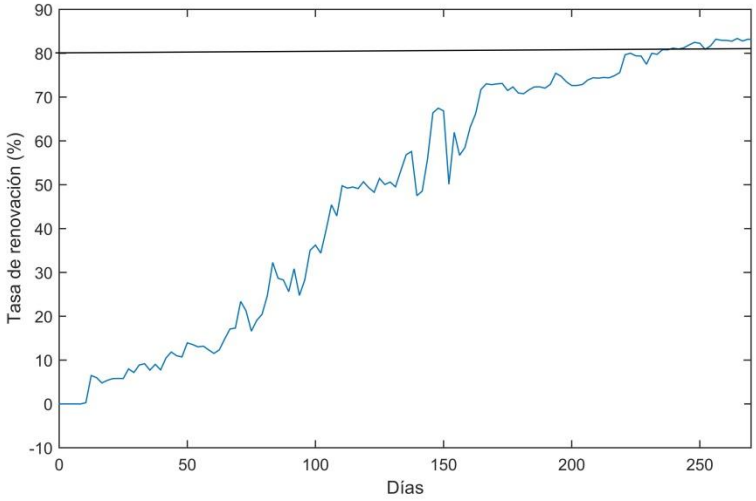


Figura 128 Evolución de la tasa de renovación con el tiempo dentro de la laguna del MarMenor.

Los resultados de este tipo de simulación (Figura 129) muestran una dinámica en las tasas de renovación completamente diferentes entre la superficie y el fondo, así como en su distribución horizontal. En superficie la zona Norte junto con la franja pegada a La Manga presenta un tiempo de residencia menor de 2 meses, debido al patrón de corrientes que, como se ha visto en el Capítulo 8, presenta con frecuencia giros y frentes que dificultan el intercambio de agua con la zona Sur, con tiempos de residencia de entre 6 y 8 meses.

Debido a las diferencias de densidad entre el agua Mediterránea y el Mar Menor, el agua entrante tiende a quedarse en superficie, siendo casi inexistente la mezcla en la vertical. El traspaso de agua desde superficie al fondo se produce a través de la acumulación de agua en las zonas próximas a la costa debida fundamentalmente a los vientos del NE y SO, provocando la aparición de corrientes verticales, responsables del transporte del agua de superficie hacia el fondo. Este fenómeno se puede apreciar claramente en el mapa de tiempos de residencia de fondo, donde se dan los menores tiempos de residencia (entre 3 y 4 meses), en la zona de El Albujón y Los Urrutias. Es por ello que la zona central presenta los mayores tiempos de residencia (7 / 8 meses), ya que el único medio existente para transportar el agua entrante por los canales de comunicación es mediante las corriente de fondo ya descritas. No se escapa la importancia de estos resultados en el transporte de sedimentos y otras partículas y en la retención de otros elementos y compuestos químicos en el interior de la laguna que ha quedado fuera del alcance de este trabajo.

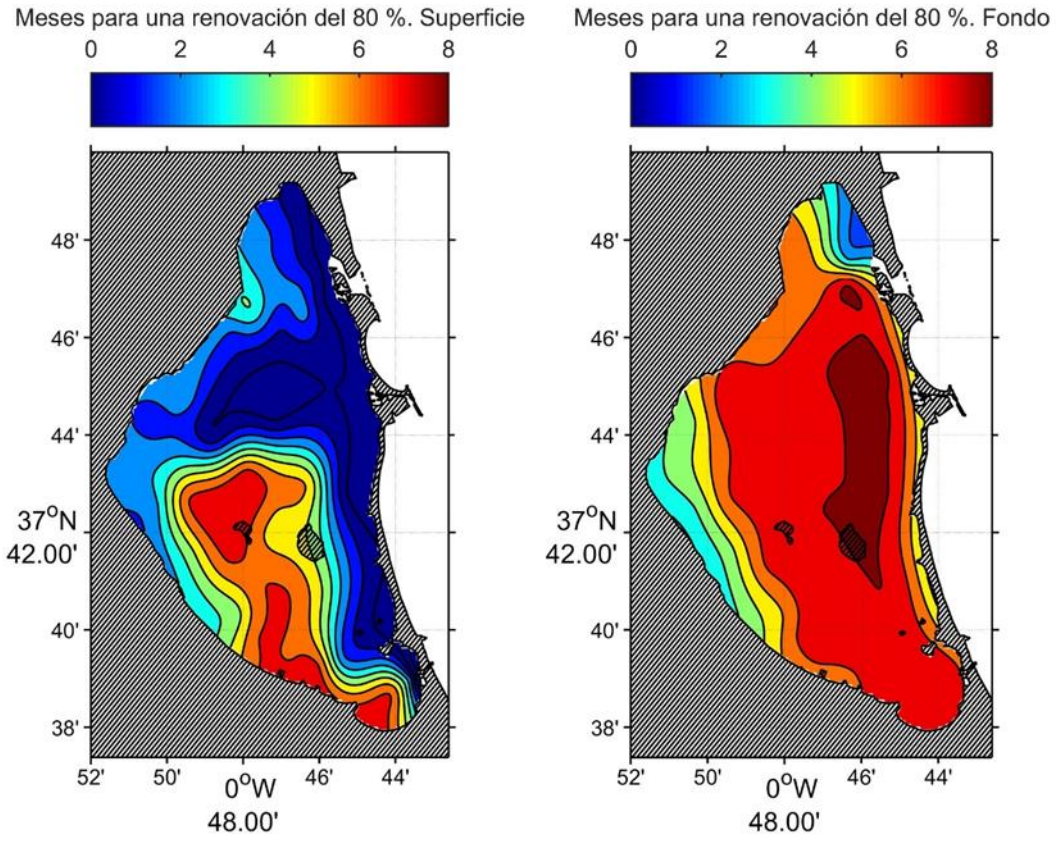


Figura 129 Tiempo de residencia del agua dentro del Mar Menor en superficie (izquierda) y en la capa más cercana al fondo (derecha) en meses.

Como se ha venido diciendo, los desniveles de agua entre ambos mares son los responsables de los flujos de agua entre los canales. No obstante, por el mecanismo alternante de estos desniveles, estos flujos no presentan, por sí mismos, un intercambio efectivo. Es necesario otro forzante, el viento, que redistribuya el agua en el interior de la laguna. Para entender esto se ha procedido a seleccionar un periodo de 10 días en el que se daban oscilaciones de la presión atmosférica, y por tanto del nivel del Mediterráneo, y vientos mayores de 10 m/s. Se realizaron dos simulaciones, la primera forzada por el nivel del mar únicamente, la segunda forzada por éste y por los vientos, mostrándose los resultados en la Figura 130.

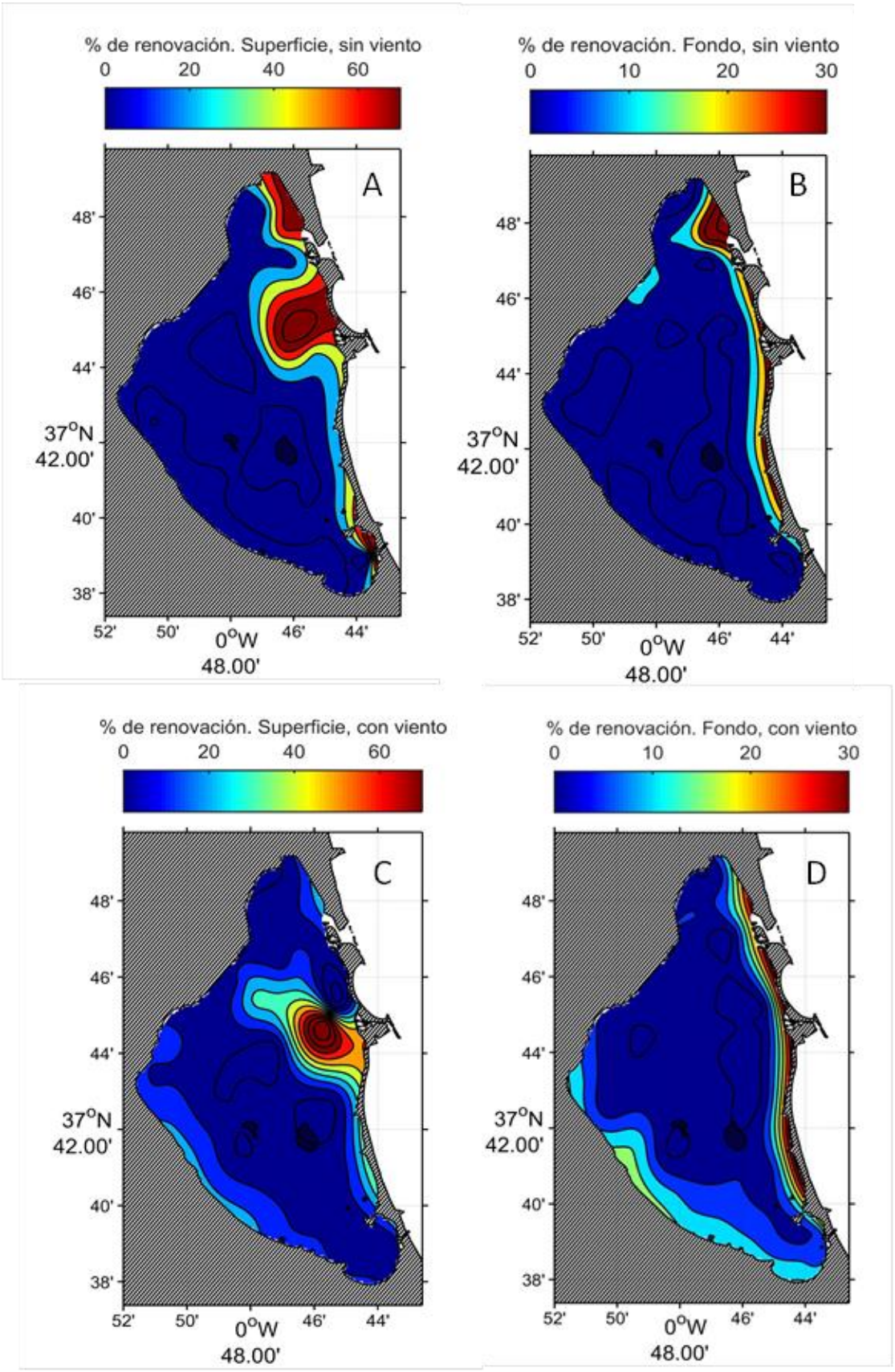


Figura 130 Resultados de tasa de renovación obtenidos después de 10 días de simulación para superficie (A y C) y fondo (B y D) sin viento (A y B) y con viento (C y D).

En el caso de las simulaciones realizadas sin viento (Figura 130 A y B) se obtienen tasas de renovación mayores en la zona cercana a los canales y a lo largo de la parte interna de La Manga. Sin embargo, en las zonas alejadas la renovación es prácticamente inexistentes, tanto en superficie como en el fondo en este periodo de tiempo (10 días). Por el contrario, en las realizadas con viento (Figura 130 C y D), la renovación no se da sólo en las zonas cercanas a los canales, sino que también se produce renovación en zonas alejadas como la desembocadura de la rambla de El Albujón. Poniéndose de manifiesto la importancia de considerar el viento a la hora de determinar las tasas de renovación lagunar.

Esto podría explicar el porqué, además del resguardo del viento que produce La Manga sobre las agua de su ribera interna, estas aguas presentan habitualmente una calidad mucho mejor que otras zonas del Mar Menor.

El estudio de las tasas de renovación indica que el intercambio efectivo de agua entre los dos mares se realiza cuando se producen altos gradientes de presión horizontal en los canales y vientos que redistribuyen el agua en el interior. Estos fenómenos se dan mayormente en otoño-invierno y surgen dos preguntas de interés para la gestión de las lagunas costeras de este tipo. La primera hace referencia a porqué si hay una renovación efectiva de agua en invierno permanecen los sedimentos en la laguna. La segunda hace referencia a porqué se dan proliferaciones de organismos dentro de la laguna con cierta aleatoriedad sin un patrón claro de año a año.

Aunque responder a estas preguntas excede el objetivo de esta tesis, se pueden plantear dos hipótesis para responder a cada una de ellas, que obviamente requerirán un estudio más detallado en el futuro.

La hipótesis con respecto a los sedimentos sería que si la exportación de agua de la laguna al Mediterráneo se produce mayormente durante – o inmediatamente después – de un anticiclón – buen tiempo sin vientos – las partículas no se encontrarían resuspendidas en el agua al haber sedimentado, al menos en parte, por la ausencia de vientos quedándose retenidas en el interior de la laguna. La resuspensión se produciría durante las borrascas con vientos cuando entra agua a la laguna impidiendo su salida.

La segunda hipótesis, con respecto a las proliferaciones de organismos alóctonos, tendría que ver con la frecuencia y desplazamiento en el tiempo de estos episodios

(anticiclón-borrasca). Una borrasca (bajas presiones atmosféricas), seguida de un anticiclón produce el balanceo del gradiente de presión horizontal invirtiendo su sentido y haciendo que entre agua del Mediterráneo a la laguna tras un vaciado previo. Esta entrada de agua introduce al Mar Menor organismos planctónicos (por ej, especies del fitoplancton que se han observado en el Mediterráneo y en el Mar Menor al mismo tiempo - Alcaraz. com. pers.-, además de otros muchos organismos en estado larvario planctónico). Al producirse estos eventos en invierno, con aguas frías en el Mediterráneo y con pocos organismos, el efecto de este intercambio desde el punto de vista de la importación de organismos pasivos a la laguna no sería muy importante. En cambio, cuando estos eventos de anticiclón seguido de borrasca se retrasan en el tiempo y llegan a producirse al inicio o bien iniciada la primavera puede introducir larvas de organismos tanto planctónicos como bentónicos que actuarían como semilla en el interior de la laguna pudiendo proliferar masivamente (véase capítulo de introducción) si se dan las condiciones adecuada para ellas.

10 Conclusiones

A partir del presente trabajo se puede concluir que:

- El nivel de agua del Mar Menor está forzado por el nivel del mar Mediterráneo.
- El efecto barométrico invertido del mar Mediterráneo es el forzante más importante regulando el nivel de agua del Mar Menor que responde de forma homogénea en toda la laguna.
- El viento produce un incremento del nivel del Mar Menor en la costa hacia la que sopla produciendo un desnivel que puede llegar a los 10 cm.
- Las corrientes superficiales son debidas mayormente a viento, principalmente en el eje NE-SO.
- En profundidad, por debajo de la capa superficial, y sobre la denominada plataforma (entre 0 y 4 m de profundidad), las corrientes se orientan mayoritariamente paralelas a la costa.
- Los desniveles producidos por apilamiento de agua debida al viento generan gradientes de presión horizontal que provocan una contracorriente y gradientes verticales que provocan una corriente de fondo. Ambas corrientes son contraria a la dirección del viento.
- El sistema de corrientes internas de la laguna comprende tanto giros, a diferentes escalas y profundidades, como frentes.
- El intercambio de agua se produce por gradiente de presión horizontal en los canales.
- El intercambio a través de Las Encañizadas se produce por viento y gradientes de presión horizontal, ejerciendo un papel determinante las zonas inundables. El flujo neto medio diario es de 0.30 Hm^3/d en dirección al Mediterráneo.
- El Estacio responde a la marea y el efecto de barómetro invertido, sin apenas verse influido por el viento, excepto en su capa más superficial. Su flujo neto medio diario es de 0.19 Hm^3/d en dirección al Mediterráneo.
- Debido a la morfología y orientación del canal de Marchamalo está forzado

por una combinación de barómetro invertido, vientos y marea. El flujo neto medio diario es de 0.43 Hm^3/d en dirección de entrada al Mar Menor.

- Los tres canales ejercen una contribución interdependiente al intercambio de agua.
- La tasa de renovación del agua es heterogénea en la laguna. El tiempo de residencia del agua de la denominada cubeta Norte y el litoral interior de la Manga se sitúa en torno a los 3-4 meses de media, el de la cubeta sur se sitúa en torno a los 6 meses de media, mientras que en el fondo puede ser superior a los 8 meses.
- La mayor tasa de renovación se produce en otoño-invierno donde se producen cambios de presión atmosférica bruscos con fuertes episodios de viento.

11 Bibliografía

A. Defant, 1960. *Waves Physical Oceanography*, Pergamon Press Ltd.

Aboitiz, A. et al., 2008. Relation between daily variations in sea level and meteorological forcing in Sancti Petri Channel (SW Spain). *Ciencias Marinas*, 34, pp.491–501.

Andersen, T. et al., 2009. Ecological thresholds and regime shifts: approaches to identification. *Trends in Ecology and Evolution*, 24(1), pp.49–57.

Arabelos, D.N. et al., 2011. A new tide model for the Mediterranean Sea based on altimetry and tide gauge assimilation. *Ocean Science*, 7(3), pp.429–444.

Aragón, R. et al., 2009. Hidrogeología y recursos hídricos subterráneos en el área Campo de Cartagena - Mar Menor. In FIEA, ed. *El Mar Menor. eEstado actual del conocimiento científico.* pp. 85–109.

Arévalo, L., 1988. El Mar Menor como sistema forzado por el Mediterráneo. *Boletín del Instituo Español de Oceanografía*, 5(1), pp.61–95.

Barker, D.M.M. et al., 2003. A Three-Dimensional Variational (3DVAR) Data Assimilation System For Use With MM5. *NCAR Technical Note*, p.68.

Baudron, P. et al., 2015. Combining radon, short-lived radium isotopes and hydrodynamic modeling to assess submarine groundwater discharge from an anthropized semiarid watershed to a Mediterranean lagoon (Mar Menor, SE Spain). *Journal of Hydrology*, 525, pp.55–71.

Bilton, D.., Paula, J. & Bishop, J.D.., 2002. Dispersal, Genetic Differentiation and Speciation in Estuarine Organisms. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 55(6), pp.937–952.

Blumberg, A.F. & Mellor, G.L., 1987. A Description of a Three-Dimensional Coastal Ocean Circulation Model. In *Three-Dimensional Coastal Ocean Models*. pp. 1–16.

Booij, N., Holthuijsen, L.H. & Ris, R.C., 1996. the "Swan" Wave Model for Shallow Water. *Coastal Engineering*, pp.668–676.

Boyd, R., Dalrymple, R. & Zaitlin, B.A., 1992. Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology*, 80(3–4), pp.139–150.

Cabezas, F., 2009. Balance hídrico del Mar Menor (Murcia). In *El Mar Menor. Estado actual del conocimiento científico.* Murcia, pp. 167–206.

CARM, 2005. Servicio de información oceanografica de la Region de Murcia. Available at: https://caamext.carm.es/siom/.

Castelle, B. et al., 2016. Rip current types, circulation and hazard. *Earth-Science Reviews*, 163, pp.1–21.

Caumette, P., Castel, J. & Herbert, R., 2012. *Coastal Lagoon Eutrophication and ANaerobic Processes (C.L.E.AN.): Nitrogen and Sulfur Cycles and Population Dynamics in Coastal Lagoons A Research Programme of the Environment Programme of the EC (DG XII)*, Springer Netherlands.

CHS, 2015. *Anejo 8- Objetivos Medioambientales y exenciones, Plan HIdrológico de la demarcación del Segura 2015/21*,

Davis, J., Sim, L. & Chambers, J., 2010. Multiple stressors and regime shifts in shallow aquatic ecosystems in antipodean landscapes. *Freshwater Biology*, 55(SUPPL. 1), pp.5–18.

Debreu, L. et al., 2012. Two-way nesting in split-explicit ocean models: Algorithms, implementation and validation. *Ocean Modelling*, 49, pp.1–21.

Deltares, Delft3D. Available at: https://www.deltares.nl/en/software-solutions/.

DHI, MIKE3. Available at: https://www.mikepoweredbydhi.com/products/mike-3.

Dyke, P.P.G., 2001. *Coastal and Shelf Sea Modelling*, Springer.

Eaton, J.W. et al., 2015. *GNU Octave version 4.0.0 manual: a high-level interactive language for numerical computations*,

Egbert, G.D. & Erofeeva, L., 2010. OSU Tidal Data Inversion. *Oregon State University*. Available at: http://volkov.oce.orst.edu/tides/.

Emery, W.J. & Thomson, R.E., 2001. *Data Analysis Methods in Physical*

Oceanography Second.,

Fennel, K. et al., 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), p.n/a--n/a.

FIEA, Montoro, J.A. & IEH, 2009. *El Mar Menor: Estado actual del conocimiento científico*, Instituto Euromediterráneo del Agua.

Flather, R., 1976. A tidal model of the northwest European continental shelf. *Mem. Soc. R. Sci. Liege*, 10(6), pp.141–164.

Foreman, M.G.., 1977. Manual for tidal heights analysis and prediction. *Pacific Marine Science Report*, 97, pp.1–66.

Fraile-Nuez, E. et al., 2016. *Estudio oceanográfico integral de alta resolución de la laguna costera del Mar Menor, Murcia. Campaña MM1116 (Otoño)*,

Franco, I., 2016. 20 Years of Research and Monitoring Jellyfish Populations in the Mar Menor: Laboratory Experiments. In V. M. Leon & J. M. Bellido, eds. *Mar Menor: una laguna singular y sensible. Evaluación científica de su estado*. Madrid: Instituto Español de Oceanografía, p. 343.

Franks, P.J.S., Wroblewski, J.S. & Flierl, G.R., 1986. Behavior of a simple plankton model with food-level acclimation by herbivores. *Marine Biology*, 91(1), pp.121–129.

Fringer, O.B., Gerritsen, M. & Street, R.L., 2006. An unstructured-grid, finite-volume, nonhydrostatic, parallel coastal ocean simulator. *Ocean Modelling*, 14(3), pp.139–173.

Gamito, S., Gilabert, J. & Concepción, M.D., 2004. Effects of changing environmental conditions on lagoon ecology. In I. E. Gönenç & J. Wolflin, eds. *Coastal Lagoons: Ecosystem Processes and Modeling for Sustainable Use and Development*. pp. 193–231.

García-Lafuente, J. et al., 2004. Some aspects of the seasonal sea level variations around Spain. *Journal of Geophysical Research*, 109, pp.1–9.

Gargett, A.E. & Holloway, G., 1984. Dissipation and diffusion by internal wave breaking. *Journal of Marine Research*, 42, pp.15–27.

Godin, G., 1991. The analysis of tides and currents. In John Wiley & Sons, ed. *Tidal hydrodynamics*. New York: B.B. Parker, pp. 675–690.

Godin, G. & Trotti, L., 1975. Trieste, water levels 1952–1971: a study of the tide, mean level and seiche activity. *Miscellaneous Special Publication*, 28, pp.1–24.

Gomis, D. et al., 2006. Mediterranean Sea level and barotropic flow through the Strait of Gibraltar for the period 1958-2001 and reconstructed since 1659. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 111(11).

Gönenc, I.E. & Wolflin, J.P. eds., 2004. *Coastal Lagoons: Ecosystem Processes and Modeling for Sustainable Use and Development*, CRC Press.

González-Wangüemert, M. et al., 2014. Genetic signature of a recent invasion: The ragged sea hare Bursatella leachii in Mar Menor (SE Spain). *Biochemical Systematics and Ecology*, 54, pp.123–129.

Gonzalez, M. et al., 2000. A Numerical Tool For Hydrocarbon Pollution Forecasting In The Autonomous Port Of Bilbao. *WIT Transactions on Ecology and the Environment*, 44, p.10.

Groffman, P.M. et al., 2006. Ecological thresholds: The key to successful environmental management or an important concept with no practical application? *Ecosystems*, 9(1), pp.1–13.

Guyondet, T. & Koutitonsky, V.G., 2008. Tidal and residual circulations in coupled restricted and leaky lagoons. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 77(3), pp.396–408.

Haidvogel, D.B. et al., 2000. Model evaluation experiments in the North Atlantic Basin: Simulations in nonlinear terrain-following coordinates. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 32(3–4), pp.239–281.

He, R. et al., 2008. Historic 2005 toxic bloom of Alexandrium fundyense in the western Gulf of Maine: 2. Coupled biophysical numerical modeling. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 113(7).

Holling, C.S., 1973. Resilience and Stability of Ecological Systems. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 4(1), pp.1–23.

J.Kennish, M. & Paerl, H.W., 2011. *Coastal Lagoons – Critical Habitats of Environmental Change*,

Janzen, C.D., 2002. Wind-forced dynamics at the estuary-shelf interface of a large coastal plain estuary. *Journal of Geophysical Research*, 107(C10), p.3138.

Jarret, J.T., 1975. *Analyses of the hydraulic characteristics of Tidal inlets* Unpublishe., Vicksburg: U.S. Ar my Engineer waterways.

Jiménez-Martínez, J. et al., 2016. The role of groundwater in highly human-modified hydrosystems: a review of impacts and mitigation options in the Campo de Cartagena-Mar Menor coastal plain (SE Spain). *Environmental Reviews*, 24(4), pp.377–392.

Jouon, A. et al., 2009. Wind wave measurements and modelling in a fetch-limited semi-enclosed lagoon. *Coastal Engineering*, 56(5–6), pp.599–608.

Journals, R. & Creek, W., 2006. Environmental Fluid Dynamics Code (EFDC) Reference List. *Water Resources*, (April).

Kantha, L. & Clayson, C., 2000. *Numerical Models of Oceans and Oceanic Processes*,

Keulegan, G.H., 1967. *Tidal flow in entrances water level fluctuations of basins in communication with seas*, Vicksburg.

Kjerfve, B., 1994. *Coastal Lagoon Processes*, Elsevier Science.

Kjerfve, B., 1986. Comparative Oceanography of Coastal lagoons. In I. Academic Press, ed. *Estuarine variablity*. pp. 63–81.

Kjerfve, B. & Knoppers, B., 1991. Tidal choking in a coastal lagoon. In B. B. Parker, ed. *Tidal hydrodynamics*. pp. 169–181.

Kjerfve, B. & Magill, K.E., 1989. Geographic and hydrodynamic characteristics of shallow coastal lagoons. *Marine Geology*, 88, pp.187–199.

Koutitonsky, V.G., 2007. Time series analysis of lagoon variables. In *Assessment of the*

Fate and Effects of Toxic Agents on Water Resources. pp. 127–142.

Koutitonsky, V.G., Navarro, N. & Booth, D., 2002. Descriptive Physical Oceanography of Great-Entry Lagoon, Gulf of St. Lawrence. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 54(5), pp.833–847.

Kreeke, J. van de, 1976. Tide-induced mass transport; a flushing mechanism for shallow lagoons. *Journal of Hydraulic Research*, pp.61–67.

Large, W.G., McWilliams, J.C. & Doney, S.C., 1994. Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Reviews of Geophysics*, 32(4), pp.363–403.

Large, W.G. & Pond, S., 1981. Open Ocean Momentum Flux Measurements in Moderate to Strong Winds. *Journal of Physical Oceanography*, 11, pp.324–336.

Leon, V.M. & Bellido, J.M., 2016. *Mar Menor: una laguna singular y sensible. Evaluación científica de su estado*. J. M. (José M. Bellido-Millán, ed., Instituto Español de Oceanografía.

Liu, W.T., Katsaros, K.B. & Businger, J.A., 1979. Bulk parameterization of air-sea exchanges of heat and water vapor including the molecular constraints at the interface. *Journal of the Atmospheric …*, 36, pp.1722–1735.

López-Castejón, F. & Gilabert, J., 2012. Time series analysis for tide-surge overlapping. A critical analysis to understand the water exchange of a non-tidal coastal lagoon in the SW Mediterranean Sea. In *Time-series analysis in marine science and applications for industry*. p. 108.

Lozano, C.J. & Candela, J., 1995. The M 2 tide in the Mediterranean Sea: dynamic analysis and data assimilation. *Oceanologica act*, 18, pp.419–441.

Luettich, R. a. et al., 2002. Semi-diurnal seiching in a shallow, micro-tidal lagoonal estuary. *Continental Shelf Research*, 22, pp.1669–1681.

Luhar, M. & Nepf, H.M., 2013. From the blade scale to the reach scale: A characterization of aquatic vegetative drag. *Advances in Water Resources*, 51, pp.305–316.

Luyten, P.J. et al., 1999. *COHERENS — A coupled hydrodynamical-ecological model for regional and shelf seas: User Documentation*, Belgium.

Marambio, M. et al., 2013. Aggregations of the invasive ctenophore Mnemiopsis leidyi in a hypersaline environment, the Mar Menor lagoon (NW Mediterranean). *Aquatic Invasions*, 8(2), pp.243–248.

Marchesiello, P. et al., 2003. Equilibrium Structure and Dynamics of the California Current System. *Journal of Physical Oceanography*, 33(4), pp.753–783.

Marchesiello, P., McWilliams, J.C. & Shchepetkin, A., 2001. Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models. *Ocean Modelling*, 3(1–2), pp.1–20.

Marshall, J. & Plumb, R.A., 2008. *Atmosphere, Ocean, and Climate Dynamics*,

Martínez-Alvarez, V. et al., 2011. Simultaneous solution for water, heat and salt balances in a Mediterranean coastal lagoon (Mar Menor, Spain). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 91(2), pp.250–261.

Martins, F. et al., 2001. 3D modelling in the Sado estuary using a new generic vertical discretization approach. *Oceanologica Acta*, 24, pp.51–62.

Mellor, G., 1997. Introduction to Physical Oceanography. *American Journal of Physics*, 65(10), p.1028.

Mellor, G.L. & Yamada, T., 1982. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Reviews of Geophysics*, 20(4), pp.851–875.

Miller, J.M., Pietrafesa, L.J. & Smith, N.P., 1990. Principles of hydraulic management of coastal lagoons for aquaculture and fisheries. *FAO Fisheries Technical Paper*, 314, p.88.

Moore, A.M. et al., 2004. A comprehensive ocean prediction and analysis system based on the tangent linear and adjoint of a regional ocean model. *Ocean Modelling*, 7(1), pp.227–258.

Moore, A.M. et al., 2011. The Regional Ocean Modeling System (ROMS) 4-dimensional variational data assimilation systems. Part I - System overview and

formulation. *Progress in Oceanography*, 91(1), pp.34–49.

Mullon, C., Cury, P. & Penven, P., 2002. Evolutionary individual-based model for the recruitment of anchovy (Engraulis capensis) in the southern Benguela. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 59(5), pp.910–922.

Murphy, P.L. & Valle-Levinson, A., 2008. Tidal and residual circulation in the St. Andrew Bay system, Florida. *Continental Shelf Research*, 28(19), pp.2678–2688.

Nepf, H.M., 2012a. Flow and Transport in Regions with Aquatic Vegetation. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 44(1), pp.123–142.

Nepf, H.M., 2012b. Hydrodynamics of vegetated channels. *Journal of Hydraulic Research*, 50(3), pp.262–279.

Niedda, M. & Greppi, M., 2007. Tidal, seiche and wind dynamics in a small lagoon in the Mediterranean Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 74(1–2), pp.21–30.

Nixon, S.W., 1982. Nutrient dynamics, primary production and fisheries yields of lagoons. *Oceanologica Acta*, pp.8–14.

Oddo, P. et al., 2014. Sensitivity of the Mediterranean sea level to atmospheric pressure and free surface elevation numerical formulation in NEMO. *Geoscientific Model Development*, pp.3001–3015.

Oreskes, N., Shrader-Frechette, K. & Belitz, K., 1994. in Models Numerical and the Confirmation of Earth Sciences. *Science*, 263(5147), pp.641–646.

Orlanski, I., 1976. A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows. *Journal of Computational Physics*, 21(3), pp.251–269.

Pascalis, F. De et al., 2012. Climate change response of the Mar Menor coastal lagoon (Spain) using a hydrodynamic finite element model. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*.

Pascual, A., Marcos, M. & Gomis, D., 2008. Comparing the sea level response to pressure and wind forcing of two barotropic models: Validation with tide gauge and altimetry data. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 113(7).

Pawlowicz, R., Beardsley, B. & Lentz, S., 2002. Classical tidal harmonic analysis

including error estimates in MATLAB using T_TIDE. *Computers & Geosciences*, 28(8), pp.929–937.

Pedlosky, J., 1998. *Ocean circulation theory*, Berlin: Springer.

Peliz, Á., 2003. Generation and unstable evolution of a density-driven Eastern Poleward Current: The Iberian Poleward Current. *Journal of Geophysical Research*, 108(C8).

Pérez-ruzafa, A. et al., 2012. Cymodocea nodosa vs. Caulerpa prolifera: causes and consequences of a long term history of interaction in macrophyte meadows in the Mar Menor coastal lagoon (Spain, Southwestern Mediterranean). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*.

Pérez-Ruzafa, Á., 1989. *Estudio ecológico y bionómico de los poblamientos bentónicos del Mar Menor (Murcia, S. E. de España)*. Murcia : Universidad de Murcia, Facultad de Biología,.

Pérez-Ruzafa, A. & Aragón, R., 2003. Implicaciones de la gestión y el uso de las aguas subterráneas en el funcionamiento de la red trófica de una laguna costera. , pp.215–245.

Pérez-Ruzafa, A., Marcos, C. & Pérez-Ruzafa, I.., 1987. Evolución de las características ambientales y de los poblamientos del mar menor. *Anales de la biología*, 12, pp.53–65.

Pérez, M., 2011. Levantamiento topográfico y batimetría de la zona de: La Encañizada de la Torre, La Manga del Mar Menor. *Proyecto Fin de Carrera. Universidad Politécnica de Cartagena*, p.218.

Perni, A., Martínez-Carrasco, F. & Martínez-Paz, J.., 2011. Economic valuation of coastal lagoon environmental restoration: Mar Menor (SE Spain). *Ciencias Marinas*, 37, pp.175–190.

Petraitis, P.S. & Hoffman, C., 2010. Multiple stable states and relationship between thresholds in processes and states. *Marine Ecology Progress Series*, 413, pp.189–200.

Ponte, R.M., 2006. Low-frequency sea level variability and the inverted barometer

effect. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 23, pp.619–629.

Powell, T.M. et al., 2006. Results from a three-dimensional, nested biological-physical model of the California Current System and comparisons with statistics from satellite imagery. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 111(7), pp.1–14.

Pugh, D.T., 1996. *Tides, surges and mean sea-level (reprinted with corrections)*, John Wiley & Sons Ltd.

Rakesh, V., Singh, R. & Joshi, P.C., 2009. Intercomparison of the performance of MM5/WRF with and without satellite data assimilation in short-range forecast applications over the Indian region. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 105(3–4), pp.133–155.

Raymond, W.H. & Kuo, H.L., 1984. A radiation boundary condition for multidimensional flows. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 110(464), pp.535–551.

Sammari, C., Koutitonsky, V.G. & Moussa, M., 2006. Sea level variability and tidal resonance in the Gulf of Gabes, Tunisia. *Continental Shelf Research*, 26, pp.338–350.

Sánchez-Badorrey, E. et al., 2008. International Conference on Coastal Engineering. In *Circulation patterns of littoral lagoons during a storm event. The study case of the Mar Menor (Spain)*. Hamburg, pp. 2007–2008.

Scheffer, M. et al., 2009. Early-warning signals for critical transitions. *Nature*, 461(7260), pp.53–59.

Scheffer, M., 2004. *Ecology of Shallow Lakes*, Springer.

Shchepetkin, A.F., 2003. A method for computing horizontal pressure-gradient force in an oceanic model with a nonaligned vertical coordinate. *Journal of Geophysical Research*, 108(C3), p.3090.

Shchepetkin, A.F. & McWilliams, J.C., 2005. The regional oceanic modeling system (ROMS): A split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*, 9(4), pp.347–404.

Smith, N.P., 1983. Meteorological forcing of coastal waters by the inverse barometer effect. *Estuarine and coastal marine science*, 8(2), pp.149–156.

Snyder, C., 2016. *Coastal Lagoons: Geology, Characteristics and Diversity*, Nova Science Publishers, Incorporated.

Song, Y. & Haidvogel, D., 1994. A Semi-implicit Ocean Circulation Model Using a Generalized Topography-Following Coordinate System. *Journal of Computational Physics*, 115(1), pp.228–244.

Sousa, L.P. et al., 2016. Ecosystem services provided by a complex coastal region: challenges of classification and mapping. *Scientific Reports*, 6(1), p.22782.

Stewart, R.H., 2008. Introduction To Physical Oceanography. *American Journal of Physics*, 65(September), p.1028.

Sverdrup, H.U., Johnson, M.W. & Fleming, R.H., 1944. The Oceans: Their Physics, Chemistry, and General Biology. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 70(304), pp.159–160.

Umgiesser, G. et al., 2004. A finite element model for the Venice Lagoon. Development, set up, calibration and validation. *Journal of Marine Systems*, 51(1), pp.123–145.

Umgiesser, G. et al., 2013. Comparative hydrodinamics of 10 Mediterranean lagoons by means of numerica modeling. *AGUpublications*, pp.2121–2128.

Umgiesser, G. et al., 2016. Seasonal renewal time variability in the Curonian Lagoon caused by atmospheric and hydrographical forcing. *Ocean Science*, 12(2), pp.391–402.

Umlauf, L. & Burchard, H., 2003. A generic length-scale equation for geophysical. *Journal of Marine Research*, 61(2), pp.235–265.

UNESCO, 1981. Coastal lagoon research, present and future. *UNESCO technical papers in marine science*, 33, p.348.

Verdiell-Cubedo, D., Torralva, M. & Oliva-paterna, F.J., 2012. Effects of Shoreline Urban Modification on Habitat Structure and Fish Community in Littoral Areas of

a Mediterranean Coastal Lagoon (Mar Menor, Spain).

Warner, J.C. et al., 2008. Development of a three-dimensional, regional, coupled wave, current, and sediment-transport model. *Computers & Geosciences*, 34(10), pp.1284–1306.

Wong, K. & DiLorenzo, J., 1988. The response of Delaware's inland bays to ocean forcing. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 93(C10), pp.12525–12535.

TESIS DOCTORAL 2017



Escuela
Internacional
de Doctorado